Ministério de Minas e Energia

DNPM
Departamento Nacional de Produção Mineral

CPRM
Serviço Geológico do Brasil

SIGEP
Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos

ABC-ABEQUA-CPRM-DNPM-IBAMA-IPHAN-SBE-SBG-SBP

SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEONTOLÓGICOS DO BRASIL

BRASÍLIA
2002

Ministério de Minas e Energia
DNPM
Departamento Nacional de
Produção Mineral
CPRM
Serviço Geológico do Brasil

SIGEP
Comissão Brasileira de Sítios
Geológicos e Paleobiológicos
ABC-ABEQUA-CPRM-DNPM-IBAMA-IPHAN-SBE-SBG-SBP

SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEONTOLÓGICOS DO BRASIL

Editores

Carlos Schobbenhaus
Diogenes de Almeida Campos
Emanuel Teixeira de Queiroz
Manfredo Winge
Mylène Luíza Cunha Berbert-Born

BRASÍLIA
2002

Publicação do

Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM
em co-edição com o
Serviço Geológico do Brasil-CPRM e
Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos-SIGEP

Copyright 2002 – DNPM/CPRM/SIGEP
Reservados todos os direitos
Permitida a reprodução desde que mencionada a fonte

Depósito legal:
Biblioteca Nacional do Rio de Janeiro
Instituto Nacional do Livro
Biblioteca do Ministério de Minas e Energia

Projeto Gráfico:
Mylène Berbert-Born

Editoração Eletrônica:
José Miguel dos Santos

Capas:
1ª Casa de Pedra - Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), SP/PR
Foto de Clayton Ferreira Lino
4ª Pista de Dinossauro Ornitópode do Monumento Natural Vale dos Dinossauros - Passagem das Pedras, (Fazenda Ilha), município de Sousa, PB
Foto de Ismar de Sousa Carvalho
Detalhe: Pegada de um Terópode, Serrote do Letreiro, Bacia de Sousa, PB
Foto de Antônio Carlos S. Fernandes

Brasil.Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM).
Serviço Geológico do Brasil (CPRM)
Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos – (SIGEP)
Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil /Editores Carlos Schobbenhaus ...[et al.]0 – Brasília: DNPM, 2002.
554 p. : il

ISBN 85-85258-03-9

1. Geologia. 2. Sítio Geológico. I. Schobbenhaus, Carlos. II. Campos, Diogenes de Almeida. III. Queiroz, Emanuel Teixeira de. IV. Winge, Manfredo. V. Berbert-Born, Mylène. VI. Título

CDD 551

DNPM – Setor de Documentação/Biblioteca
Setor de Autarquias Norte, quadra 01 – bloco B
CEP 70.040-200 Brasília-DF
CPRM – Divisão de Documentação Técnica
Av. Pasteur, 404 - Urca
CEP 22.290-240 Rio de Janeiro-RJ
SIGEP – Museu de Ciências da Terra do DNPM
Av. Pasteur, 404 - 2º andar
CEP 22.290-240 Rio de Janeiro-RJ

Apresentação

O Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM e o Serviço Geológico do Brasil-CPRM sentem-se muito honrados em poder fazer chegar à comunidade técnico-científica nacional e internacional este livro "**Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**", que reúne um importantíssimo conjunto de informações sobre alguns dos mais relevantes sítios naturais do país.

A elaboração deste livro foi promovida pelas entidades que compõem a Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos-SIGEP, da qual o DNPM e a CPRM são membros, juntamente com a Academia Brasileira de Ciências, a Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, o Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis, o Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional, a Sociedade Brasileira de Espeleologia, a Sociedade Brasileira de Geologia e a Sociedade Brasileira de Paleontologia.

O Brasil é signatário da *World Heritage* da UNESCO, Convenção Internacional para proteção dos sítios culturais e naturais. E, por essa Convenção, as Nações reconhecem que devem proteger e conservar para toda a humanidade, e para as gerações futuras, aqueles bens de valor universal excepcional, localizados dentro de seus limites territoriais e que são considerados patrimônio mundial de toda população do planeta.

Conquanto os sítios aqui descritos representem registros de destaque da história geológica e paleontológica do Brasil, inúmeros outros sítios, igualmente importantes, deverão ser descritos futuramente e, certamente, outros tantos ainda serão identificados no processo de continuada ampliação do conhecimento geológico do território nacional. Caberá à Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos-SIGEP promover os meios para a sua descrição, divulgação e proteção.

Consignando nosso reconhecimento a todos os membros da SIGEP e a todas as demais instituições e indivíduos que contribuíram para a formatação do acervo aqui publicado, renovamos nosso compromisso com a continuidade deste trabalho, convictos de sua importância e utilidade para o conhecimento e a preservação deste expressivo Patrimônio Mundial que a natureza legou.

MARCELO RIBEIRO TUNES
Diretor-Geral do DNPM

UMBERTO RAIMUNDO COSTA
Presidente da CPRM

Prefácio

A Convenção concernente à proteção do Patrimônio Mundial Cultural e Natural foi adotada em 1972 pela Conferência Geral da *UNESCO*, em consonância com a *ICOMOS - International Council for Monuments and Sites*, com o objetivo de preservar os testemunhos irremovíveis de civilizações passadas e as paisagens naturais.

Essa Convenção Internacional foi adotada por 111 Estados-Parte, em 1989, entre os quais o Brasil. O objetivo fundamental é o de reconhecer os sítios culturais e naturais em âmbito mundial, de interesse excepcional e de tal valor universal que sua proteção é considerada ser de responsabilidade de toda humanidade.

Ao adotar a Convenção, as nações reconhecem que: (a) cada país mantém sob a sua custódia para o resto da humanidade aquelas partes, tanto naturais como culturais, do Patrimônio Mundial, (b) que a comunidade internacional tem o compromisso de apoiar qualquer nação na prática dessa responsabilidade, se os seus próprios recursos são insuficientes e (c) que a humanidade deve exercitar o mesmo senso de responsabilidade para com as obras da natureza, como para as obras de suas próprias mãos. No entanto, a soberania de qualquer Sítio do Patrimônio Mundial é retida com o país onde esse sítio está localizado, e a inclusão como propriedade na Lista do Patrimônio Mundial é feita somente por solicitação do Estado concernente.

O mecanismo de cooperação internacional é o Comitê do Patrimônio Mundial (*World Heritage Committee-WHC*) composto de 21 especialistas eleitos por e entre as mais de 100 nações que firmaram a Convenção, com uma representação eqüitativa das diferentes regiões e culturas do globo.

Os Sítios do Patrimônio Mundial são divididos em duas seções principais: uma cultural e outra natural, esta incluindo a Geologia e a Paleobiologia. Esses sítios são bastante seletivos e estritamente limitados em número.

Com o objetivo de identificar sítios geológicos de excepcional valor universal, foi iniciada em 1989/90 uma relação, em âmbito mundial, denominada Lista Indicativa Global de Sítios Geológicos ou *GILGES (Global Indicative List of Geological Sites)*. Essa lista está à disposição do Comitê do Patrimônio Mundial no sentido de permitir decisões apropriadas. A União Internacional para a Conservação da Natureza (*International Union for the Conservation of Nature-IUCN*) orienta a decisão final do Comitê do Patrimônio Mundial (Estados-Parte), com base em indicações a ele trazidas. Deve ser enfatizado que a *GILGES* não é definitiva e requer ser submetida à revisão. É uma *open-ended list* e sua implementação pode ser feita tanto por adições como por supressões, ou seja, é iterativa em sua natureza.

O Grupo de trabalho de Sítios Geológicos e Paleobiológicos ou Geotopos (*Working Group on Geological and Paleobiological Sites – Geotopes*) é um projeto cooperativo da UNESCO (através da Secretaria do Patrimônio Mundial da Divisão de Ciências Ecológicas), *IUGS (International Union of Geological Sciences)*, *IGCP (International Geological Correlation Programme*) e *IUCN (International Union for the Conservation of Nature*). As três áreas de atividades mais comuns desse Grupo de Trabalho são:

1. Lista do Patrimônio Mundial (*World Heritage List*), onde são preparadas recomendações para a *IUCN*.
2. Lista Indicativa Global de Sítios Geológicos (*Global Indicative List of Geological Sites-*

GILGES) com algumas centenas de sítios até agora listados e novas propostas sendo recebidas.

3. Base de Dados Global de Sítios Geológicos (*Global Database of Geological Sites-IUGS GEOSITES*).

A Base de Dados Global está estabelecida em Trondheim, Noruega, na Secretaria da IUGS, a qual deverá prover informações sobre o máximo número possível de sítios geológicos em nível mundial, ampliando e dando suporte à *GILGES*. Deverá expandir-se gradualmente para incluir milhares de sítios que são de primeira importância para a geologia e paleobiologia globais. *IUGS GEOSITES* representam uma importante contribuição da *IUGS*, expressando seu grande interesse no trabalho do Patrimônio Mundial.

No final de 1993, o Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM foi solicitado a dar apoio ao Grupo de Trabalho de Sítios Geológicos e Paleobiológicos do Patrimônio Mundial, pelo seu presidente Dr. J.W.Cowie, com propostas do Brasil para a *GILGES* e/ou para a base de Dados Global de Sítios Geológicos – *IUGS GEOSITES*. Em decorrência recomendou-se criar no âmbito do DNPM um Grupo de Trabalho Nacional de Sítios Geológicos e Paleobiológicos, em apoio ao grupo internacional.

Em março de 1997, o DNPM promoveu a reunião em sua sede, em Brasília, de diversas instituições para a efetivação de uma participação brasileira mais ampla, dentro dos objetivos propostos por aquele Grupo de Trabalho. Assim foi instituída a **Comissão Brasileira dos Sítios Geológicos e Paleobiológicos-SIGEP**, hoje representada pela Academia Brasileira de Ciências-ABC, Associação Brasileira para Estudos do Quaternário-ABEQUA, Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis-IBAMA, Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional-IPHAN, Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Sociedade Brasileira de Espeleologia-SBE, Sociedade Brasileira de Geologia-SBG e Sociedade Brasileira de Paleontologia-SBP.

Foi estabelecido que a principal atribuição da SIGEP – de elencar os sítios brasileiros indicados para a *GILGES* – deverá estar apoiada no gerenciamento de um banco de dados nacional em atualização permanente. A Comissão estará recolhendo proposições, cadastrando novas ocorrências significativas e avaliando as condições de risco e de degradação dos sítios candidatos. Uma vez aprovados, os sítios deverão prestar-se ao fomento da pesquisa científica básica e aplicada, à difusão do conhecimento nas áreas das ciências da Terra, ao fortalecimento da consciência conservacionista, ao estímulo a atividades educacionais, recreativas ou turísticas, sempre em prol da participação e do desenvolvimento sócio-econômico das comunidades locais. Todos estes objetivos vêm acompanhados da necessidade de estabelecer estratégias próprias de monitoramento e de manutenção da integridade dos pontos geológicos magnos do Brasil.

Como parte dos objetivos do Programa, o grupo brasileiro estabeleceu a meta de editar um livro técnico abordando, com riqueza de detalhes, os mais destacados sítios geológicos e paleontológicos do Brasil, para ampla divulgação nacional e internacional. Seu formato, constituído por diversos volumes, espelha o caráter de permanente avaliação do patrimônio geocientífico nacional. Futuros volumes estarão abertos à divulgação de novos sítios referendados pela comunidade geocientífica.

Em 1998, foram distribuídas cartas-convite a instituições e pesquisadores incentivando-os à proposição de sítios. Desde então, o convite está aberto também à comunidade em geral por veiculação do assunto na Internet (http://www.unb.br/ig/sigep) sendo aceitos para análise indicações apresentadas em formulário próprio. O processo seletivo seguiu a orientação do Grupo de Trabalho acima referido, de avaliação de sítios segundo uma relatividade mútua

dentro de um tipologia específica (paleobiológico, paleoambiental, petrológico, estratigráfico etc.), tendo como critérios: i) sua singularidade na representação de sua tipologia ou categoria; ii) importância na caracterização de processos geológicos-chave regionais ou globais, períodos geológicos e registros expressivos na história evolutiva da Terra; iii) expressão cênica; v) bom estado de conservação, e v) existência de mecanismos que lhes assegure conservação.

O fechamento da edição deste primeiro volume deu-se ao final de 2001, com a finalização de 58 sítios ora descritos, organizados segundo capítulos individuais, de autorias diversas. Os sítios podem representar uma ocorrência pontual ou ainda uma região marcada por diversas ocorrências representativas. Há locais que reúnem, inclusive, sítios de diferentes naturezas, no que diga respeito a origem, idade ou processos específicos, e nesse caso enquadram-se alguns Parques Nacionais e outras Unidades de Conservação.

O tratamento da cada sítio, na estrutura do capítulo, aborda sua localização precisa, justificativas quanto a sua relevância, histórico da descoberta e síntese dos trabalhos realizados, suas características específicas e, por fim, os mecanismos vigentes para sua proteção, dando-se destaque para o estado atual de conservação do sítios, recomendações e eventuais restrições aos diversos usos.

Os sítios presentes nesta obra ajustam-se em algumas categorias principais: paleontológico, paleoambiental, sedimentológico, geomorfológico, marinho, igneo, espeleológico, da história da geologia e um astroblema.

Estão representadas situações de especial interesse: a) expressiva manifestação da atividade magmática terciária na forma de derrames, *plugs*, *necks* e diques de composição basáltica-alcalina-ultrabásica; b) destacada variedade de feições, estruturas típicas e vestígios identificadores de paleoambientes que vão do Arqueano ao Quaternário (rocha *moutonnée*, pavimento estriado, estromatólitos, varvitos, localidades-tipo e seções-tipo clássicas da estratigrafia, estruturas sedimentares e sistemas deposicionais); c) significativa multiplicidade de paisagens, formas e tipos de relevo que impressionam pela fascinante beleza (topografias ruiniformes, paisagens de *inselbergs*, bordas escarpadas de planaltos, pães de açúcar, *canyons*, campos de dunas, estruturas de impacto etc.); e d) marcos isolados da história da mineração (mina de cobre de Camaquã, cavas de ouro do Jaraguá, conglomerado diamantífero Sopa).

Os sítios paleontológicos, em particular, representam a exuberante multiplicidade de espécimes fósseis, tanto macro- quanto micro-animais, vertebrados, invertebrados e vegetais (plantas, folhas, pólens, florestas petrificadas etc.), distribuídos desde o Neoproterozóico até o Terciário.

E, finalizando, os sítios espeleológicos, desenvolvidos predominantemente em rochas carbonáticas proterozóicas que, a par da exuberante beleza retratada em todo o país por belos pórticos de cavernas, clarabóias, sistemas hídricos subterrâneos e galerias de articulação complexa, com espeleotemas presentes em delicados adornos ou exuberantes conjuntos, têm extraordinária importância científica por representar e conter registros paleoambientais e paleobiológicos, elucidativos da dinâmica climática que afetou o nosso continente durante o Quaternário.

Os Editores

Sumário

Apresentação iii
Prefácio v

Parte 1: SÍTIOS PALEONTOLÓGICOS

Sítios Paleobotânicos do Arenito Mata (Mata e São Pedro do Sul), RS - Uma das mais importantes "florestas petrificadas" do planeta
Margot Guerra-Sommer & Claiton M.S. Scherer 03

Tetrápodes Triássicos do Rio Grande do Sul – Vertebrados fósseis de fama mundial
Mário Costa Barberena, César Leandro Schultz, Claiton M.S. Scherer & Michael Holz 11

Afloramento Bainha (Criciúma), SC - Flora Glossopteris do Permiano Inferior
Roberto Iannuzzi 23

Sítio Jaguariaíva, PR – Invertebrados devonianos de grande importância paleobiogeográfica
Robson Tadeu Bolzon, Inês Azevedo & Mário Luís Assine 33

Jazigo Icnofossilífero do Ouro (Araraquara), SP – Ricas pistas de tetrápodes do Jurássico
Giuseppe Leonardi & Ismar de Souza Carvalho 39

Sítio Fossilífero de Pirapozinho, SP – Extraordinário depósito de quelônios do Cretáceo
José Martin Suarez 49

Jazigo Rodovia Quiririm-Campos do Jordão, km 11 (Tremembé), SP – Macrofósseis vegetais do Terciário
Mary Elizabeth Cerruti Bernardes-de-Oliveira, Ana Flora Mandarim-de-Lacerda, Maria Judite Garcia & Carla Cristina Campos 55

Fazenda Santa Fé (Tremembé), SP – A maior associação de fósseis do Terciário brasileiro
Mary Elizabeth Cerruti Bernardes-de-Oliveira, Ana Flora Mandarim-de-Lacerda, Maria Judite Garcia & Carla Cristina Campos 63

Fonseca, MG -Vegetais fósseis do Terciário brasileiro
Cláudio Limeira Mello, Lucy Gomes Sant'Anna & Lílian Paglarelli Bergqvist 73

Mesossauro da Serra do Caiapó (Montividiu), GO – Um vertebrado fóssil típico do Paleozóico Superior, importante na história da Deriva Continental
Dina Celeste Araújo-Barberena, Joffre Valmório de Lacerda Filho & Lílian de Lemos Timm 81

Fazenda Cristal, BA - Estromatólitos mesoproterozóicos
Narendra K. Srivastava & Antônio José Dourado Rocha 87

Fazenda Arrecife, BA - Estromatólitos neoproterozóicos
Narendra K. Srivastava & Antônio José Dourado Rocha 95

Icnofósseis da Bacia do Rio do Peixe, PB – O mais marcante registro de pegadas de dinossauros do Brasil
Giuseppe Leonardi & Ismar de Souza Carvalho 101

Membro Crato da Formação Santana, Chapada do Araripe, CE – Riquíssimo registro de fauna e flora do Cretáceo
Maria Somália Sales Viana & Virgínio Henrique Lopes Neumann 113

Membro Romualdo da Formação Santana, Chapada do Araripe, CE - Um dos mais importantes depósitos fossilíferos do Cretáceo brasileiro
Alexander W. Kellner 121

Toca da Janela da Barra do Antonião (São Raimundo Nonato), PI – Rica fauna pleistocênica e registro da Pré-história brasileira
Claude Guerin, Martine Faure, Paulo R. Simões, Marguerite Hugueney & Cécile Mourer-Chauvire 131

Ilha de Fortaleza, PA – Expressivo registro de fósseis do Cenozóico marinho do Brasil
Vladimir de Araújo Távora, Antônio Carlos S. Fernandes & Cândido Simões Ferreira 139

Parte 2: SÍTIOS PALEOAMBIENTAIS

Varvito de Itu, SP – Registro clássico da glaciação neopaleozóica
Antônio Carlos de Rocha-Campos 147

Rocha *Moutonnée* de Salto, SP – Típico registro de abrasão glacial do Neopaleozóico
Antônio Carlos de Rocha-Campos 155

Pavimentos Estriados do Grupo Santa Fé-Neopaleozóico da Bacia Sanfranciscana, MG – Registro de abrasão glacial do Neopaleozóico
José Eloi Guimarães Campos & Marcel Auguste Dardenne 161

Serra da Água Fria e Vizinhanças, MG – Vestígios de glaciação neoproterozóica
Joachim Karfunkel, Andreas Hoppe & Carlos Maurício Noce 165

Sítio Inhaúma, MG - Camadas aragoníticas pré-cambrianas
Andreas Hoppe, Joachim Karfunkel & Carlos Maurício Noce 175

Serra do Tombador, Chapada Diamantina, BA – Registro de um deserto proterozóico
Augusto J. Pedreira & Antônio José Dourado Rocha 181

Serra do Sincorá, Chapada Diamantina, BA – Beleza paisagística e paleopláceres de diamante
Augusto J. Pedreira 187

Morraria do Puga, MS – Típica associação neoproterozóica de glaciação e sedimentação carbonática
Paulo César Boggiani & Armando Márcio Coimbra 195

Lagoa Salgada, RJ - Estromatólitos recentes
Narendra K. Srivastava 203

Parte 3: SÍTIOS SEDIMENTOLÓGICOS

Complexo Lagunar Centro-Sul Catarinense – Valioso patrimônio sedimentológico, arqueológico e histórico
Paulo César Fonseca Giannini 213

Campo de Dunas Inativas do Médio Rio São Francisco, BA – Marcante registro de ambiente desértico do Quaternário brasileiro
Alcina Magnólia Franca Barreto, Kenitiro Suguio, Paulo Eduardo de Oliveira & Sonia Hatsui Tatumi 223

A Costa do Descobrimento, BA – A geologia vista das caravelas
José Maria Landim Dominguez, Louis Martin & Abílio Carlos da Silva Bettencourt 233

Canyon do Rio Sergi, BA – Feições desérticas do Jurássico
Augusto J. Pedreira 243

Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena, MS – Cachoeiras petrificadas ao longo dos rios
Paulo César Boggiani, Armando Márcio Coimbra, Ana Lúcia Desenzi Gesicki, Alcides Nóbrega Sial, Valderez Pinto Ferreira, Fernando Brenha Ribeiro & Jean-Marie Flexor 249

Parte 4: SÍTIOS GEOMORFOLÓGICOS

Pão de Açúcar, RJ – Cartão postal geológico do Brasil
Luiz Carlos da Silva & Antônio José Lopes de Andrade Ramos 263

Vila Velha, PR – Impressionante relevo ruiniforme
Mário Sérgio de Melo, Élvio Pinto Bosetti, Luiz Carlos Godoy & Fernando Pilatti 269

Canyon do Guartelá, PR – Profunda garganta fluvial com notáveis exposições de arenitos devonianos
Mário Sérgio de Melo 279

Lagoa Dourada, PR – Furna assoreada do Parque Estadual de Vila Velha
Mário Sérgio de Melo 289

Escarpamento Estrutural Furnas, SP/PR – Raro sítio geomorfológico brasileiro
Célia Regina de Gouveia Souza & Agenor Pereira Souza 299

Morro do Pai Inácio, BA
Marco morfológico da Chapada Diamantina
Augusto J. Pedreira & Luiz F. Costa Bomfim 307

Parque Nacional do Iguaçu, PR – Cataratas de fama mundial
Riad Salamuni, Luiz Antônio Rocha, Ana Lizete Rocha & Eduardo Salamuni 313

Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, GO –
Sítio de grande beleza cênica do centro-oeste brasileiro
Marcel Auguste Dardenne & José Elói Guimarães Campos 323

Parque Nacional de Sete Cidades, PI – Magnífico monumento natural
Jorge Carlos Della Fávera 335

Parte 5: SÍTIOS MARINHOS

Abrolhos, BA - O complexo recifal mais extenso do Atlântico Sul
Zelinda Margarida de Andrade Nery Leão 345

Arquipélago de Fernando de Noronha – Registro de monte vulcânico do Atlântico Sul
Fernando F. M. de Almeida 361

Ilha de Trindade – Registro de vulcanismo cenozóico no Atlântico Sul
Fernando F. M. de Almeida 369

Atol das Rocas, Litoral do Nordeste do Brasil – Único atol do Atlântico Sul Equatorial Ocidental
Ruy Kenji Papa de Kikuchi 379

Parte 6: SÍTIO ÍGNEO

Pico do Cabugi, RN – Registro do mais jovem magmatismo continental do Brasil
Valderez Pinto Ferreira & *Alcides Nóbrega Sial* 393

Parte 7: SÍTIOS ESPELEOLÓGICOS

Carste e Cavernas do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), SP – Sistemas de cavernas com paisagens subterrâneas únicas
Ivo Karmann & *José Antônio Ferrari* 401

Carste de Lagoa Santa, MG – Berço da paleontologia e da espeleologia do Brasil
Mylène Berbert-Born 415

Gruta do Centenário, Pico do Inficionado (Serra do Caraça), MG – A maior e mais profunda caverna quartzítica do mundo
Georgete Macedo Dutra, Ezio Luiz Rubbioli & *Lília Senna Horta* 431

Toca da Boa Vista (Campo Formoso), BA - A maior caverna do hemisfério sul
Augusto S. Auler & *Peter L. Smart* 443

Cavernas do Vale do Rio Peruaçu (Januária e Itacarambi), MG – Obra-prima de carste brasileiro
Luís Beethoven Piló & *Ezio Rubbioli* 453

Grutas de Iraquara (Iraquara, Seabra e Palmeiras), BA – Um dos principais sítios espeleológicos do Brasil
Fernando Verassani Laureano & Francisco William da Cruz Jr. 461

Lapa dos Brejões - Vereda Romão Gramacho, Chapada Diamantina, BA – Gigantesca caverna e vale cárstico com rico depósito de fósseis do Quaternário
Mylène Berbert-Born & *Ivo Karmann* 469

Caverna Aroe Jari, Chapada dos Guimarães, MT – Raro exemplo de caverna em arenito
Leonardo Borghi & Márcio Ivan Carvalho Moreira 481

Poço Encantado, Chapada Diamantina (Itaetê), BA – Caverna com lago subterrâneo de rara beleza e importância científica
Ivo Karmann, Ricardo Galeno Fraga de Araújo Pereira & Liana de Figueiredo Mendes 491

Parte 8: HISTÓRIA DA GEOLOGIA

Minas do Camaquã, RS – Marco da história da mineração de cobre no Brasil
Paulo Sérgio Gomes Paim 501

Cavas de Ouro Históricas do Jaraguá, SP – Os primórdios da mineração no Brasil
Celso Dal Ré Carneiro 511

Conglomerado Diamantífero Sopa, Região de Diamantina, MG – Marco histórico da mineração do diamante no Brasil
Mário Luiz de Sá Carneiro Chaves & Ítalo Meneghetti Filho 517

Parte 9: ASTROBLEMA

Domo de Araguainha, GO/MT - O maior astroblema da América do Sul
Álvaro P. Crósta 531

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

FRANCISCO LUIZ SIBUT GOMIDE
Ministro de Estado

LUIZ GONZAGA LEITE PERAZZO
Secretário Executivo

FREDERICO LOPES MEIRA BARBOZA
Secretário de Minas e Metalurgia

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL – DNPM

Marcelo Ribeiro Tunes
Diretor-Geral
Osvaldo Barbosa Ferreira Filho
Diretor-Geral Adjunto
Sérgio Augusto Dâmaso de Souza
Diretor de Fiscalização Mineral
Emanuel Teixeira de Queiroz
Coordenador da Diretoria de Fiscalização Mineral

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM

Umberto Raimundo Costa
Diretor-Presidente
Luiz Augusto Bizzi
Diretor de Geologia e Recursos Minerais
Carlos Schobbenhaus
Chefe do Departamento de Geologia

COMISSÃO BRASILEIRA DE SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEOBIOLÓGICOS SIGEP

Entidades integrantes e representantes oficiais:

ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS – ABC
Diogenes de Almeida Campos (Presidente da Comissão)

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO – ABEQUA
Célia Regina de Gouveia Souza

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL – DNPM
Emanuel Teixeira de Queiroz

INSTITUTO BRASILEIRO DO MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS RENOVÁVEIS – IBAMA
Ricardo José Calembo Marra

INSTITUTO DO PATRIMÔNIO HISTÓRICO E ARTÍSTICO NACIONAL - IPHAN
Isolda dos Anjos Honnen
Carlos Fernando de Moura Delphin
Célia Maria Corsino

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM
Carlos Schobbenhaus

SOCIEDADE BRASILEIRA DE ESPELEOLOGIA – SBE
Mylène Luíza Cunha Berbert-Born
Clayton Ferreira Lino

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA- SBG
Manfredo Winge

SOCIEDADE BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA – SBP
Antônio Carlos S. Fernandes

Sítios Paleobotânicos do Arenito Mata (Mata e São Pedro do Sul), RS.

Uma das mais importantes "florestas petrificadas" do planeta

SIGEP 9

Margot Guerra Sommer[1]
Claiton M. S. Scherer[2]

Os sítios paleobotânicos existentes nos municípios de Mata e São Pedro do Sul (RS) contêm alguns dos mais importantes registros de lenhos fósseis silicificados do planeta. Os fósseis ocorrem inclusos no Arenito Mata, relacionado a um sistema fluvial entrelaçado, ou encontram-se rolados sobre sedimentos de diferentes idades, na forma de fragmentos de pequeno a grande porte. Os lenhos fósseis consistem em formas gimnospérmicas, relacionadas a coníferas representando provavelmente uma flora mesofítica, originada por mudanças climáticas iniciadas na passagem Meso-Neotriássico. Esses abundantes registros paleobotânicos constituem-se em um importante patrimônio científico-cultural, tendo sido recentemente desenvolvidas intensas atividades de proteção e conservação dos sítios paleontológicos.

Paleobotanical Sites of the Mata Sandstone, Mata and São Pedro do Sul Counties, State of Rio Grande do Sul - One of the most important "petrified forest" of the planet.

Paleobotanical sites situated in the Mata and São Pedro do Sul counties (RS) comprise one of the most important silicified fossil wood records of our planet. The fossils occur either included in the Mata Sandstone, an informal unit deposited within a braided fluvial system, or as large- to small-size, eroded fragments left over sedimentary rocks of different ages. The fossil wood record comprises conifer-related gymnosperm forms and possibly represents a mesophytic flora originated due to climate changes that took place during the Meso-Neotriassic transition. This abundant paleobotanic record constitutes an important scientific and cultural inheritance on which intense protection and conservation activities have recently been performed.

INTRODUÇÃO

As "florestas petrificadas" que afloram nas regiões de Mata e São Pedro do Sul compõem alguns dos mais importantes sítios paleobotânicos da América do Sul. Embora estas florestas petrificadas sejam conhecidas desde algumas décadas no Rio Grande do Sul, somente no último decênio iniciaram-se tentativas de proteção e conservação deste patrimônio científico-cultural.

Estes gigantescos troncos mineralizados, que atingem até 30 metros de comprimento, são representantes de uma densa floresta formada prioritariamente por coníferas. As florestas petrificadas que afloram em diferentes sítios paleontológicos da porção central do Estado do Rio Grande do Suli têm sido nas últimas décadas relacionadas a diferentes idades e a distintas unidades estratigráficas (Fm. Rosário do Sul (Gamermann, 1974), Fm. Sanga do Cabral (Andreis *et al.* 1980), Fm. Caturrita (Bortoluzzi, 1974) e Arenito Mata (Faccini, 1989).

Atualmente, estudos estratigráficos, tafonômicos e paleontológicos integrados têm vinculado diferentes associações de madeiras petrificadas a distintas unidades estratigráficas, sendo as "florestas petrificadas" mais importantes e mais abundantes as relacionadas ao Arenito Mata.

Se, por um lado, a ausência de continuidade nos trabalhos afetou o ritmo das atividades de preservação a nível institucional, as comunidades, com rara e sábia sensibilidade em relação à importância da preservação destas florestas petrificadas, as protegem através da criação de centros comunitários, pequenos museus e a instituição de leis municipais. Paralelamente ao desenvolvimento desta conscientização preservacionista nas comunidades, ocorreu, também, o início da exploração destes recursos que muito se prestam como matéria-prima para objetos de decoração, vendidos a altos preços no mercado nacional e internacional.

Embora estes sítios estejam sob proteção constitucional, a exploração sistemática e abusiva destes testemunhos de vida no passado geológico levou rapidamente à quase exaustão das reservas superficiais, as quais encontram-se praticamente desprotegidas, pela impossibilidade real de policiamento pelos órgãos competentes.

HISTÓRICO

As primeiras referências sobre os vegetais fósseis da região de Santa Maria foram feitas por naturalistas que visitavam o Estado no século passado (Avé-Lallemant, 1980, Isabelle, 1983). White (1908) faz referência a madeiras fósseis encontradas na região de Santa Maria. Moraes Rego (1930), ao propor uma coluna estratigráfica padrão para o Estado de São Paulo, faz referência aos fósseis das "Camadas Santa Maria", no estado do Rio Grande do Sul, representados, segundo ele, por répteis e madeiras fósseis. Huene & Stahlecker (1931), por sua vez, citam em seu trabalho sobre a geologia do Rio Grande do Sul, as madeiras silicificadas encontradas em sedimentos considerados pelos autores como pertencentes à Formação Rio do Rasto. Posteriormente, Rau (1933) refere-se à presença de troncos fósseis no município de Santa Maria, os quais foram denominados como *Araucarioxylon (Dadoxylon)*, não fornecendo detalhes, porém, sobre a exata localização do jazigo fossilífero.

Durante as décadas de 40 e 50, as madeiras fósseis são apenas mencionadas, juntamente com os paleotetrápodes, como marcos em trabalhos que procuravam estabelecer a estratigrafia das unidades gondwânicas no sul do país (Fiuza da Rocha & Scorza, 1940; Gordon Jr., 1947; Beurlen *et al.*, 1955).

Com o decorrer dos anos a urbanização exigiu que o ambiente fosse gradualmente modificado. As cidades de São Pedro do Sul, Mata e Santa Maria desenvolveram-se sobre as jazidas de madeiras petrificadas. Beltrão (1965) retoma o estudo das madeiras fósseis na região central do Estado, registrando os locais onde estes troncos encontram-se inclusos no sedimento. Por outro lado, a abertura da estrada rodoviária (RS-453 e BR-287), ligando Santa Maria a São Vicente do Sul, em 1974, pelo Departamento Autônomo de Estradas de Rodagem (DAER) do Estado do Rio Grande do Sul levou ao reconhecimento da abundância destes troncos de grande diâmetro e comprimento ultrapassando 20 metros.

Neste período iniciam-se nos municípios de Santa Maria, Mata e São Pedro do Sul, os movimentos preservacionistas os quais partiram das comunidades locais. Como conseqüência de um projeto institucional que pretendia delimitar as reservas de madeiras silicificadas na Região Central do Rio Grande do Sul, o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) desenvolveu um trabalho de mapeamento das jazidas. Santos e Moreira (1987) cadastraram 17 sítios paleontológicos de madeiras fósseis, todos relacionados pelos autores à Formação Caturrita (Andreis *et al.*, 1980). São eles: Demétrio Ribeiro; Mata; São Rafael; Xiniquá; Passo do Leonel; Carpintaria; Ermida; Antônio Lima; Água Boa; São Pedro do Sul; Faxinal; Capeleto; Inhamanda; São João; Serro Alegre; Chácara das Flores e Pinhal. Foram consideradas áreas prioritárias para o tombamento: Parque Mata (2,28 km^2), Xiniquá (9,27 km^2), Ermida (2,43 km^2), Faxinal

(1,64 km^2) Parque Capeleto (2,40 km^2) e Antônio Dias (1,19 km^2).

A estruturação de um núcleo de Paleobotânica no Instituto de Geociências da UFRGS na década de 70, e a nucleação da linha de Pesquisas em Paleobotânica junto ao Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS oportunizaram o desenvolvimento de dissertações voltados à anatomia de lenhos do Mesozóico da Região Central do Estado (Minello, 1993; Bolzon, 1993), as quais geraram produção científica expressiva, relacionadas à problemas tafonômicos e paleoambientais (Minello, 1994, 1995; Bolzon, 1995; Bolzon e Guerra-Sommer, 1994; Alves e Guerra-Sommer, 1998).

O registro do gênero *Rhexoxylon* Kraus por Herbst e Lutz (1989) para a região de São Pedro do Sul, consiste no mais importante parâmetro bioestratigráfico fornecido pela lignitafoflora.

LOCALIZAÇÃO

As ocorrências de fósseis vegetais no Mesozóico do Rio Grande do Sul estão concentradas na região central do Estado. Os fósseis ocorrem como caules silicificados de grande porte, normalmente rolados sobre sedimentos de diversas idades, que se distribuem amplamente numa faixa leste-oeste de 200 km, embora o mais expressivo registro ocorra nas regiões dos municípios de São Pedro do Sul e Mata (Bolzon & Guerra-Sommer, 1994). Ocorrem também inclusos em depósitos areno-pelíticos de unidades estratigráficas correspondentes ao Triássico, segundo os critérios de Gamermann (1973) e Andreis *et al.* (1980), ao Neotriássico de acordo com Bortoluzzi (1974), ao Neotriássico-Rético conforme Faccini (1989).

Figura 1. Localização dos sítios paleontológicos.
Figure 1. *Location map of the paleontological sites.*

Estudos recentes indicam que os troncos silicificados estão associados a três diferentes unidades estratigráficas, que afloram ao longo da Depressão Periférica do Rio Grande do Sul: Formação Santa Maria, Formação Caturrita e Arenito Mata.

Tendo em vista estes estudos e levando em conta os objetivos que norteiam a proposta do presente trabalho, foram selecionados os sítios paleobotânicos da cidade de Mata e o afloramento Piscina em São Pedro do Sul, ambos relacionados ao Arenito Mata (Figura 1).

CONTEXTO GEOLÓGICO, TAXONÔMICO E BIOESTRATIGRÁFICO

Conforme Guerra-Sommer *et al.* (1999), além do Arenito Mata as lignitafofloras também encontram-se associadas aos estratos da Fm. Santa Maria, onde são caracterizadas pelo domínio de coníferas, pteridospermas e ginkgoales, estando as Coristopermales representadas pelo gênero *Rhexoxylon* que designa essa associação florística. O gênero *Rhexoxylon* é exclusivamente gondwânico e tem sua representatividade restrita ao intervalo Anisiano-Noriano (Meyer-Berthaud *et al.*, 1993). A partir desta concepção a flora *Dicroidium* preservada como impressão nos sedimentos da Formação Santa Maria e a "lignitafoflora *Rhexoxylon*" representariam diferentes comunidades contemporâneas preservadas em distintas faciologias dentro de um mesmo sistema deposicional. A "lignitatoflora *Rhexoxylon*" representa a associação mais distal de planície de inundação, enquanto a flora *Dicroidium* estaria associada as porções mais proximais desse mesmo ambiente.

Por sua vez, a lignitafoflora vinculada ao Arenito Mata tem como característica o domínio de coníferas e ausência de pteridospermas relacionadas a *Rhexoxylon*. A flora de Coníferas corresponderia a uma associação de idade mais recente que a flora *Dicroidium* e a flora *Rhexoxylon*. Esta concepção coaduna-se com as referências fornecidas por Bolzon (1995), que sugere um progressivo desenvolvimento da flora de Coníferas na Bacia do Paraná causado por mudanças climáticas que teriam iniciado durante a passagem do Meso para o NeoTriássico, estando as floras de Coníferas restritas ao intervalo Carniano-Noriano.

O Arenito Mata (Faccini, 1989) recobre em desconformidade os depósitos fluviais das Formações Santa Maria e Caturrita, compondo uma seqüência deposicional independente (Faccini, *op. cit.*). As espessuras são bastante variadas, oscilando entre 20 e 60 metros. Na região de São Pedro do Sul e Mata é constituída por arenitos finos a conglomeráticos, quartzosos, com cores de esbranquiçada a ocre. Internamente, as estruturas mais características são as estratificações cruzadas de pequeno a médio porte, superpostas na forma de ciclos granodecrescentes sucessivos (Faccini, 1989). As características texturais e estruturais dos depósitos arenosos sugerem um sistema fluvial entrelaçado.

No afloramento Piscina (São Pedro do Sul) e em afloramentos nas cercanias da cidade de Mata, troncos fósseis ocorrem inclusos em depósitos sedimentares do arenito Mata (Figura 2b), interpretados como barras de canais fluviais.

Normalmente os troncos apresentam uma orientação do eixo maior transversal ao sentido de migração das barras arenosas. É importante aqui ratificar que freqüentemente lenhos silicificados ocorrem como densas associações roladas sobre a superfície (Figura 2c), sendo pouco freqüentes os afloramentos em que os troncos encontram-se inclusos na rocha o que dificulta, muitas vezes, sua vinculação a uma unidade estratigráfica específica.

Considerando as associações de madeiras permineralizadas destes sítios paleontológicos, pode-se observar o domínio de planos lenhosos gimnospérmicos. A medula, quando presente, na maioria dos casos, é pequena e parenquimática, sugerindo afinidade com *Coniferophyta*. O diâmetro dos troncos é expressivo variando entre 30 cm e 2 m, e o comprimento de algumas espécies ultrapassa 20m. Freqüentemente, raízes são resgatadas roladas sobre a superfície. O processo de permineralização danifica muito as estruturas celulares, dificultando as análises anatômicas.

Conforme Bolzon (1993) a origem da tafoflora ter-se-ia dado a partir de evento catastrófico rápido, episódico e de grande escala. Antes do evento da silicificação o agente de transporte teria sido a água. O processo de silicificação da madeira teria ocorrido em sedimentos mais próximos a superfície em ambientes com oscilação do nível de água.

Os anéis de crescimento observados são indistintos (Fig. 3). O fator limitante do crescimento do indivíduo teria sido a umidade e reflete clima quente com alternância de períodos úmidos e secos, não necessariamente anuais ou cíclicos. O solo onde a árvore teria crescido era provavelmente firme, com taxa de umidade variável e provavelmente pobre. O clima indicado pelos anéis de crescimento da árvore é semelhante ao atribuído para a silicificação da madeira, quente e sazonalmente úmido.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Embora as florestas petrificadas da região de Santa Maria e São Pedro do Sul sejam conhecidas desde algumas décadas no Rio Grande do Sul, somente no último decênio iniciaram-se tentativas de proteção e conservação deste patrimônio científico-cultural. Na década de 60 as comunidades de Mata e São Pedro do Sul começaram a se interessar pela preservação do patrimônio fossilífero regional. Destaca-se neste período as atuações de Walter Ilha, em São Pedro do Sul e do padre Daniel Cargnin, pároco de Mata. Enquanto Cargnin construía praças e protegia os fósseis fixando-os à cidade (Figura 2a), Ilha pregava uma política de conscientização à população de São Pedro do Sul, utilizando-se, para isso, dos veículos de comunicação locais e estaduais e de ações judiciais contra os depredadores, atitude mantida até sua morte em 1987.

Coleção da flora e faunas fósseis da região já existiam no Museu de Ciências Naturais Vicente Pallotti, da Escola Patronato Agrícola Antônio Alves Ramos de Santa Maria. Na década de 80 foram criados os Museus Paleontológicos Municipal de São Pedro do Sul por Walter Ilha e Guido Borgomanero de Mata por Daniel Cargnin, montados com recursos das comunidades locais.

Figura 2 - (a)Tronco fóssil como monumento na praça central de Mata-RS. (b) Troncos fósseis inclusos nos depósitos sedimentares do Arenito Mata (afloramento Piscina). (c) Fragmentos de tronco fóssil rolados na superfície (Jardim Paleobotânico - Mata/RS)

Figure 2 *- (a) Wood fragments as monumments in the central square of Mata county. (b) Silicified fossil wood included within the sedimentary deposits of Mata Sandstone. (c) Roled woody fragments at "paleobotanical garden" of Mata County.*

Figura 3 - (a) Conífera com falsos aneis de crescimento (x 0,4). (b) *Rhexoxylon brasiliensis* (Herbst, 1988, Estampa 1, Fig. 5) (x 0,3).
Figure 3 - *(a) Coniferophyton with false grown-rings (x 0,4). (b)* Rhexoxylon brasiliensis *(from Herbst, 1988, pl. 1, fig. 5) (x 0,3).*

O Museu Paleontológico Municipal de São Pedro do Sul, a partir de agosto de 1987, foi denominado Museu Paleontológico e Arqueológico Professor Walter Ilha em homenagem a seu idealizador e fundador, sendo suas atividades assessoradas pela Comissão de Paleontologia e Arqueologia do Conselho Municipal de Desenvolvimento (COMUDE) criada em 1988. As atividades desenvolvidas por esta Comissão, pelo Museu, pelo Rotary Club Internacional e ainda pelo Lyons Club Internacional em São Pedro do Sul , eram voltadas à conscientização da população para a preservação de seu patrimônio. No Museu Guido Borgomanero, o Conselho Municipal de Desenvolvimento e o Círculo de Amigos da Proteção Ambiental e Desenvolvimento Turístico de Mata igualmente adotaram como meta esta função preservacionista.

O Núcleo de Paleontologia da UFSM funcionou com a participação das prefeituras locais de 1985 a 1987; em 1988, a atuação no setor foi assumida pela Pró-Reitoria de Extensão da U.F.S.M, a qual desde 1986 já administra a preservação do Jardim Paleobotânico de Mata, em convênio com a prefeitura local. Como conseqüência da promoção e difusão do conhecimento, de forma um tanto empírica, porém nem por isso menos válida, iniciou-se o "ecoturismo" a estas regiões, programado inicialmente de maneira informal, e atualmente de forma organizada através de empresas de turismo que têm excursões programadas e utilizando a rede hoteleira da cidade de Mata.

A nível institucional, o primeiro projeto de interesse preservacionista foi o mapeamento geológico das áreas em que correm as florestas petrificadas (Projeto Sítios Paleontológicos do Estado do Rio Grande do Sul), realizado pelo DNPM, 1º Distrito, em 1986.

Em 1986, representantes da Organização das Nações Unidas (ONU) visitaram as jazidas de São Pedro do Sul e Mata, com a finalidade de iniciar um processo de tombamento das ocorrências fósseis da região como patrimônio da humanidade. Após a visita, delegados da UNESCO apresentaram sugestões à elaboração do processo de tombamento da região.

O projeto de tombamento das áreas prioritárias, iniciado pela SPHAN (atual IPHAN), encontrou muitos empecilhos apesar do grande empenho da Coordenadoria Regional. As propostas de tombamento por espécime ou por áreas todavia esbarram na legislação. Paralelamente ao desenvolvimento desta conscientização preservacionista nas comunidades, ocorreu, também, o início da exploração destes recursos que muito se prestam como matéria-prima para objetos de decoração, vendidos a altos preços no mercado nacional e internacional.

Complementando o que rezam os art. 216 e 225 da Constituição Brasileira, a constituição do Estado do Rio Grande do Sul no artigo 22 item U enquadrou os fósseis como monumentos naturais e paisagens sob proteção do Estado e, na alínea "e", como conjuntos de valor histórico, paisagístico, artístico, arqueológico, científico e ecológico. O artigo 258 prevê a preservação de toda área com indícios ou vestígios de sítios paleontológicos e arqueológicos para fins de estudos. Por outro lado, a Lei número 7.231 de 8 de dezembro de 1978 que dispõe sobre o Patrimônio Cultural do

Estado do Rio Grande do Sul , inclui os fósseis no seu artigo primeiro como bem paleontológico, protegendo-os.

As coletividades de São Pedro do Sul e Mata Criaram em suas Leis Orgânicas Municipais e Legislações Complementares, instrumentos jurídicos de preservação e proteção aos fósseis, instituindo a obrigatoriedade do ensino da matéria em bancos escolares. A lei orgânica do município de São Pedro do Sul, em seu artigo 148, e a lei municipal 175 (13/9/88) prevêem a proteção dos troncos petrificados contra a exploração. Do mesmo modo, a lei orgânica do município de Mata, em seu artigo 144 prevê a preservação do patrimônio paleontológico. Todavia, embora estes sítios paleontológicos estejam sob a proteção constitucional, a exploração sistemática e abusiva destes testemunhos de vida no passado geológico levou rapidamente à quase exaustão das reservas superficiais, as quais encontram-se praticamente desprotegidas pela impossibilidade real de policiamento pelos órgãos competentes.

Na década de 90, convênios entre as prefeituras de Mata e São Pedro do Sul e a Universidade Federal do Rio Grande do Sul têm oportunizado a qualificação dos museus municipais, permitindo também a estruturação de projetos de estudo do material fossilífero procedente da região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alves,L.S.R.; Guerra-Sommer,M. 1998. Growth Rings in Fossil Woods as a Toll For Paleoclimatic Studies Paleozoic an Mesozoic Sequences in Parana Basin. Anais da Academia Brasileira de Ciências. Resumo das Comunicações.

Andreis,R.R.; Bossi,G.E.; Montardo,D.K. 1980. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia,31, Camboriú-SC, 1980. SBG, Anais,2: 659-673.

Avé-Lallemant,R. 1980. Viagem pela província do Rio Grande do Sul (1858). Itatiaia-EDUSP, São Paulo, 417p.

Beltrão,R. 1965. Paleontologia de Santa Maria e São Pedro do Sul. Rio Grande do Sul, Brasil. Boletim do Instituto de Ciências Naturais da Universidade Federal de Santa Maria, 2: 3-114.

Beurlen,K.; Sena Sobrinho,M.; Martins,E. 1955. Formações Gondwânicas do Rio Grande do Sul. Boletim do Museu Nacional, 22: 1-55.

Bolzon,R.T. 1993. A lignitafoflora mesozóica do Rio Grande do Sul (Brasil): métodos de estudo e considerações sobre tafonomia, paleoecologia e paleoclimatologia. Dissertação. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, 142p.

Bolzon,R.T. 1995. As Mudanças Florísticas durante o Triássico: O gondwana no Rio Grande do Sul. Revista Ciência e Ambiente, n.10: 39-48.

Bolzon,R.T.; Guerra-Sommer,M. 1994. Considerações sobre a Tafonomia da Lignitafoflora Mesozóica do Rio Grande do Sul. Acta Geológica Leopoldensia(1994), 39/1 (27): 109-115.

Bortoluzzi,C.A. 1974. Contribuição à Geologia da Região de Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brasil. Pesquisas, Instituto de Geociências da UFRGS, Porto Alegre, RS, 4 (1): 7-86.

Faccini,U.F. 1989. O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado, Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 121p.

Fiuza da Rocha,J.; Scorza,E.P. 1940. Estratigrafia do Carvão em Santa Catarina. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, 104: 1-162.

Gamermann,N. 1973. Formação Rosário do Sul. Pesquisas, 2 (1): 5-35.

Gordon Jr.,M. 1947. Classification of the Gondwanic Rocks of Paraná, Santa Catarina, and Rio Grande do Sul. Notas Preliminares e Estudos, Divisão de Geologia e Mineralogia, 81: 1-19.

Guerra-Sommer,M.G.; Cazzulo-Klepzig,M.; Ianuzzi,R.; Alves,L.S.R. 1999. A Flora Dicroidium no Rio Grande do Sul: implicações bioestratigráficas. Pesquisas, 26 (1): 3-9.

Herbst,R.; Lutz,A.I. 1988. Rhexoxylon brasiliensis n. sp. (Corystospermaceae, Pteridospermales) from the upper Triassic Caturrita Formation - Brazil, with comments on biology and environment. Mededelingen Rijks Geologische Dients, 42: 21-31.

Huene,F.V.; Stahlecker,R. 1931. Observações geológicas no Rio Grande do Sul. Boletim do Instituto de Ciências Naturais da Universidade de Santa Maria, 3: 3-99.

Isabelle,A. 1983. Viagem ao Rio Grande do Sul, 1833-1834. Martins Livreiro, Porto Alegre, 2a ed., 165p.

Meyer Berthaud,B.; Taylor,T.N.; Taylor,E.L. 1993. Petrified stems bearing Dicroidium leaves from the triassic of Antarctica. Palaeontology(1993), 36 (2): 337-356.

Minello,L.F. 1993. As florestas petrificadas da Região de São Pedro do Sul e Mata, RS: introdução ao estudo dos processos de fossilização e análise morfológica; legislação pertinente e análise do desenvolvimento da consciência preservacionista. Porto Alegre: Curso de Pós Graduação em Geociências. 484p. Dissertação (Mestrado em Geociências) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Minello,L.F. 1994. As "Florestas Petrificadas" da região de São Pedro do Sul e Mata, RS. III. Análise morfológica megascópica, afinidades e considerações paleoambientais. Acta Geológica Leopoldensia(1994), 39/1 (27): 75-91.

Minello,L.F. 1995. "As Florestas Petrificadas" da Região de Santa Maria: Histórico, Legislação e Destinação. Revista Ciência e Ambiente, 10: 49-61.

Moraes Rego,L.F. 1930. Geologia do Petróleo no Estado de São Paulo. Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico, 46: 1-105.

Petriella,B. 1978. La reconstruccion de Dicroidium (Pteridospermopsida, Corystospermaceae). Obra del Centenário del Museo de La Plata, 5: 107-110.

Rau,W. 1933. Cedroxylon canoasense, una madera fósil nueva del Rio Grande del Sur. Revista Sudamericana de Botanica(1933), 1 (1/6): 169-172.

Santos,E.L.; Moreira,J.L.P. 1987. Projeto Sítios Paleontológicos do Estado do Rio Grande do Sul - Fase 1. Ministério das Minas e Energia/Departamento Nacional de Produção Mineral - Seção de Geologia e Mineralogia, Porto Alegre, 15p.

White,D. 1908. Flora fóssil das Coal Measures do Brasil. In: Relatório Final. Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil, (edited by White,I.C.), pp. 337-617, Imprensa Nacional, Rio de Janeiro, v. 3, 280p.

[1,2] Universidade Federal do Rio Grande Sul.
[1] mgsommer@if.ufrgs.br
[2] scherer@portoweb.com.br

Tetrápodes Triássicos do Rio Grande do Sul

Vertebrados fósseis de fama mundial

SIGEP 22

Mário Costa Barberena[1]
Michael Holz[1]
Cesar Leandro Schultz[1]
Claiton M.S. Scherer[1,2]

Este capítulo dedica-se aos sítios paleontológicos com tetrápodes triássicos do Rio Grande do Sul, contidos em sedimentos das Formações Sanga do Cabral, Santa Maria e Caturrita, descrevendo-os sucintamente, comentando seu estado de conservação e indicando os principais táxons neles presentes. Ademais, procura integrar suas implicações estratigráficas, tafonômicas e bioestratigráficas.

Uma vez que os estudos paleontológico-estratigráficos na Formação Sanga do Cabral (Eo-Triassico) têm um desenvolvimento comparativamente recente, deu-se bem maior ênfase aos sedimentos Meso e Neo-Triássicos.

Em relação a estes últimos, por fim, deixa-se aqui o reconhecimento pelo trabalho pioneiro e decisivo de Friedrich Von Huene e Llewellyn Ivor Price.

Paleontologic sites of Triassic Tetrapods in Rio Grande do Sul - World Renowned Fossil Vertebrates

This chapter deals with the tetrapod-bearing Triassic paleontologic sites in the State of Rio Grande do Sul, assignable to the sediments of the Sanga do Cabral, Santa Maria and Caturrita Formations.

Their general description, status of conservation and principal taxa are presented. An integrated approach to their stratigraphical, taphonomical and biostratigraphical implications is also submitted.

The present account emphasizes the Middle and Late Triassic sediments, since the development of the studies on the Early Triassic sequence (Sanga do Cabral Formation) is still in a comparatively early stage.

In any event, the pioneer contribution of Friedrich von Huene and Llewellyn I. Price must be considered as of utmost importance.

INTRODUÇÃO

O Estado do Rio Grande do Sul, no Brasil Meridional, é a única região do país onde tetrápodes triássicos têm sido encontrados (Figura 1). A grande maioria desta paleofauna, como presentemente conhecida, é formada por sinápsidos (cinodontes e dicinodontes), diápsidos (rincossauros, tecodontianos e dinossauros) e pararreptilianos (procolofonídeos). Durante os últimos anos, anfíbios têm sido coletados nos níveis inferiores dos sedimentos triássicos do Rio Grande do Sul.

Em termos litoestratigráficos, os sedimentos portadores de tetrápodes do Brasil meridional podem ser atribuídos, da base para o topo, às seguintes formações geológicas: Sanga do Cabral (Eo-Triássico), Santa Maria (Neo-Anisiano a Carniano, folgadamente a mais produtiva em termos paleontológicos) e Caturrita (Neo-Carniano a Eo-Noriano). A correspondência entre os nomes formacionais acima e seqüências deposicionais será discutida mais adiante.

O primeiro tetrápode diápsido triássico da Formação Santa Maria foi coletado por João Fischer em 1902. Seus vestígios pertenciam a um rincossauro e foram descritos em 1903 como *Scaphonyx fischeri* por Smith-Woodward, que inicialmente atribui uma afinidade dinossauriana à nova espécie. Inobstante as implicações taxonômicas, o fato é que *S. fischeri* constitui-se na primeira indicação da presença de uma Paleofauna triássica de tetrápodes na América do Sul. Desde logo, o notável achado iria dirigir a atenção de paleontólogos de vertebrados estrangeiros para o sul do Brasil.

Respondendo a tal novidade paleontológica, o ilustre paleontólogo de vertebrados de Tübingen, Friedrich Von Huene e seu colega mais jovem, Rudolph Stahlecker, empreenderam uma expedição à cidade de Santa Maria e áreas vizinhas em 1928, investigando a possível ocorrência de formas ainda desconhecidas associadas a *Scaphonyx fischeri*.

O trabalho de campo desenvolvido pelos dois paleontólogos germânicos nos pelitos vermelhos da Formação Santa Maria trouxe-lhes um soberbo resultado. Em verdade, uma vez transportado a Tübingen e descrito por Huene (1942), o abundante material coletado provou conter muitos representantes da maioria dos grupos ora reconhecidos como integrantes da assembléia fóssil da Formação Santa Maria. Esta é a razão de o famoso tratado de Huene continuar como uma referência obrigatória até os dias de hoje. A Universidade Federal de Santa Maria dele editou uma versão em português (Huene,1990).

Outra expedição estrangeira de menor porte, feita ao Rio Grande do Sul, foi a assim chamada Harvard-Brazilian Expedition, de 1936, com a participação de Theodore E. White e Llewellyn Ivor Price. Além dos exemplares coletados, esta expedição revelou a presença de bons afloramentos da Formação Santa Maria na região de Candelária.

Figura 1. Mapa de localização dos sedimentos triássicos com tetrápodes fósseis (área de estudo), no contexto das unidades geológicas paleozóicas-mesozóicas no Estado do Rio Grande do Sul.
Figure 1. *Localization map of the Triassic sediments with fossil tetrapods (study area), in the context of the Paleozoic-Mesozoic geological units in Rio Grande do Sul State.*

Certamente, L.I. Price não era um típico estrangeiro, pois havia nascido em Santa Maria e mudou-se aos Estados Unidos quando tinha 15 anos de idade. Durante os anos 40, Price retornou ao Brasil e, como cientista da Divisão de Geologia e Mineralogia (DNPM), iniciou o que pode meritoriamente ser considerado como o primeiro programa científico brasileiro para o estudo dos tetrápodes triássicos do Brasil meridional. Em seu tempo, Price influenciou positivamente cada paleontólogo brasileiro deste país, particularmente os paleoherpetólogos.

Inspirado em seu exemplo, o Instituto de Geociências (Universidade Federal do Rio Grande do Sul) iniciou ao final dos anos 60 um programa de pesquisa paleontológica e estratigráfica nos sedimentos permianos e triássicos dos Estados de Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, que tem produzido um expressivo número de trabalhos e diversas dissertações de Mestrado e teses de Doutorado. Como resultado do intenso trabalho de campo, uma extensa coleção de tetrápodes tem sido acumulada, contendo várias novas espécies desconhecidas nas eras de Huene e Price.

Embora com menor intensidade, outras Instituições no Rio Grande do Sul têm dedicado esforços à coleta de tetrápodes fósseis da Formação Santa Maria. Entre elas, destacam-se a Universidade Federal de Santa Maria, a Pontifícia Universidade Católica e a Fundação Zoobotânica.

A história das atividades paleontológicas na Formação Santa Maria é plena de personagens, frustações e triunfos. Beltrão (1965) narrou-a de forma precisa e atraente.

OS SÍTIOS PORTADORES DE TETRÁPODES TRIÁSSICOS NO RIO GRANDE DO SUL

Os pelitos vermelhos da Formação Santa Maria, com um conteúdo fossilífero razoavelmente abundante, incluem a maioria dos tetrápodes triássicos do Rio Grande do Sul.

Tais pelitos afloram ao longo de ravinas entalhadas por águas superficiais, as chamadas *sangas*, uma designação regional mantida no presente capítulo, pois, intensivamente utilizada por Huene e Price, recebeu reconhecimento internacional.

As sangas são encontradas em conjuntos geograficamente restritos, não-contínuos entre si e separados por extensas áreas cobertas por vegetação, uma condição totalmente diversa daquela encontrada na Argentina, onde os afloramentos triássicos estão expostos ao longo de áreas muito mais amplas.

Desde logo, a separação geográfica e descontinuidade entre os conjuntos de sangas impõem extrema dificuldade ao traçado lateral dos horizontes fossilíferos. Como posteriormente discutido, estas condições limitantes tiveram de ser contornadas para a elaboração de uma matriz bioestratigráfica para os sedimentos triássicos do sul do Brasil.

A formação Santa Maria aflora em três conhecidos conjuntos de Sangas: Santa Maria, Candelária e Chiniquá.

O primeiro conjunto, um importante sítio de coleta tanto para Huene quanto para Price, encontra-se presentemente em estágio praticamente irrecuperável de preservação. Localizado a 3km SE da cidade de Santa Maria, na rota para Camobi, o conjunto era formado por 8 sangas, produtivas até o final dos anos 50. A partir de então, as sangas têm sido crescentemente soterradas, em função do crescimento periférico da cidade. Graças aos esforços da Universidade Federal de Santa Maria, uma sanga foi poupada da destruição, a Sanga Grande (Grossen Sanga de Huene). De forma algo surpreendente, vestígios de dinossauros nela foram coletados recentemente.

Como anteriormente comentado, devemos a Price a descoberta do conjunto de Candelária, integrado por 3 sangas e localizado 20km S da cidade de mesmo nome, na estrada Candelária-Rio Pardo (BR-471). A Sanga Pinheiros é a maior do conjunto, bem como de todas as demais sangas da Formação Santa Maria. Ainda produtiva, não mais apresenta a profundidade que tinha há cerca de 30 anos, de tal sorte que muitos de seus importantes níveis fossilíferos encontram-se agora soterrados por sedimentos erodidos, cuja acumulação tem sido favorecida por procedimentos para diminuir a taxa erosional em sua extremidade distal.

O conjunto de Chiniquá compreende 7 sangas de tamanho médio (Figura 2, A), que foram intensivamente explorados por Huene e produziram a maior parte dos materiais por ele levados a Tübingen. O conjunto localiza-se junto à estrada de São Pedro do Sul a Mata (BR-287), a cerca de 20km W da primeira.

Este conjunto certamente merece um projeto de pesquisa para ali reativar as atividades de prospecção e coleta paleontológicas. Tal projeto já se encontra em elaboração pelo Instituto de Geociências.

O afloramento tipo sanga, como aqui caracterizado, é exclusivo da Formação Santa Maria.

Afloramentos das Formações Sanga do Cabral e Caturrita encontram-se em numerosos cortes de rodovias e ferrovias nos terrenos triássicos do Rio Grande do Sul.

Muitos destes cortes também intersectam diversos afloramentos da Formação Santa Maria, que seriam indetectáveis em face de sua cobertura vegetal. Um bom exemplo é o chamado afloramento "Faixa Nova" (Figura 2, B).

O ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

O pacote triássico sul-rio-grandense pode ser subdividido em três seqüências deposicionais, limitadas no topo e na base por superfícies erosivas regionais. Os vertebrados fósseis são encontrados nas duas seqüências basais, cujas características litofaciológicas serão apresentadas a seguir (Figura 3).

A seqüência I corresponde litoestratigraficamente à Formação Sanga do Cabral. Essa unidade é composta por conglomerados intraformacionais e arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada e laminação plano-paralela, depositados em um sistema fluvial entrelaçado, efêmero e pobremente canalizado (Faccini, 1989). Ocasionalmente ocorrem arenitos finos a médios, bem selecionados, com estratificações cruzadas de grande porte, interpretados como de origem eólica, indicando um constante retrabalhamento pelo vento da planície aluvial.

Figura 2. Afloramentos típicos da Formação Santa Maria. (a) Região de Chiniquá (São Pedro do Sul, RS); (b) em corte de estrada, afloramento "Faixa Nova" (Santa Maria, RS)
Figure 2*. Typical outcrops of the Santa Maria Formation. (a) Chiniquá Region (São Pedro do Sul, RS); (b) road cut outcrop "Faixa Nova" (Santa Maria, RS)*

A sequência II, por sua vez, incorpora as Formações Santa Maria e Caturrita. Em termos litofaciológicos, existe uma variação de modelos deposicionais ao longo da seção estratigráfica. A base é caracterizada por arenitos finos a conglomeráticos, de coloração cinza-esbranquiçada, com estratificações cruzadas acanaladas e planares de pequeno a grande porte (Membro Passo das Tropas). De forma subordinada, ocorrem siltitos e pelitos, avermelhados, dispostos em camadas lenticulares com uma restrita extensão lateral, onde encontram-se impressões de vegetais associadas à flora *Dicroidium*. A presença dominante de depósitos de canais fluviais em detrimento dos sedimentos finos de planície de inundação permite interpretar estes depósitos como um sistema fluvial entrelaçado (Faccini, 1989).

A porção intermediária da seqüência é caracterizada pela presença abundante de siltitos, maciços ou finamente laminados, de coloração avermelhada, contendo eventualmente horizontes de caliches, gretas de contração e paleossolos (Membro Alemoa). Os siltitos ocorrem intercalados com lentes arenosas, com espessuras variando de 2 a 10 metros e dezenas a poucas centenas de metros de extensão lateral. Os arenitos variam desde finos a conglomeráticos, moderadamente selecionados, organizados em sets com estratificações cruzadas acanaladas e planares de pequeno a médio porte. Superfícies de acresção lateral são, por vezes, identificadas. Fonseca & Scherer (1998) vincularam estes depósitos a um sistema fluvial com canais anastomosados a meadrantes, com amplas planícies de inundação.

Os canais fluviais que inicialmente eram esparsos e separados por depósitos de planície de inundação passam a predominar em direção ao topo da seqüência, tornando-se mais amplos e rasos, com uma baixa a

Figura 3. Seção colunar composta das unidades mesozóicas do Rio Grande do Sul. Modificado de Faccini (1989).

Figure 3. *Composite stratigraphic profile of the Mesozoic units in Rio Grande do Sul. Modified from Faccini (1989).*

moderada sinuosidade (Formação Caturrita). Tais características indicam uma significativa mudança no estilo fluvial, vinculada a uma progressiva diminuição da taxa de criação de espaço de acomodação (Faccini et al., 1998).

A PALEOFAUNA TRIÁSSICA

Terápsidos

Os terápsidos são considerados presentemente, com base em estudos filogenéticos, como não relacionados aos répteis. Pertencem à linhagem filogenética Synapsida que, ao longo do tempo geológico, desenvolveu claras adaptações na direção dos mamíferos. Tais adaptações são particularmente visíveis na sub-ordem Cynodontia. Outra sub-ordem terápsida ocorre no Triássico do Rio Grande do Sul, os Dicynodontia.

Cinodontes (cynos=cão; *odontos*=dentes)

Diversas feições estruturais indicam a ancestralidade dos cinodontes em relação aos mamíferos. Algumas delas são: a) um palato secundário no crânio; b) diferenciação zonal da dentição em incisivos, caninos e pós-caninos; c) ossos pós-dentários da mandíbula crescentemente envolvidos na audição; d) modificações nos esqueletos axial e apendicular, levando a uma postura ereta (parassagital) dos membros e mais fácil deslocamentom (Figura 4, A). Cinodontes podem geralmente ser divididos em carnívorose gonfodontes, respectiva-mente com dentes cônicos ou transversalmente alargados (Figura 4, B-C). A dentição gonfodonte indica uma dieta herbívora; entretanto, poder-se-ia assumir que tais cinodontes pudessem alimentar-se de animais mortos, face à escassez de vegetais. Os gonfodontes são mais numerosos do que os carnívoros na metade inferior das camadas Santa Maria; ambos são raros na metade superior. Cinodontes foram terápsidos de tamanho médio (aproximadamente 1m de comprimento por 0,50m de altura).

Dicinodontes (di=dois;*cynos*=cão; *odontos*=dentes)

Estes terápsidos eram bem maiores do que os cinodontes. As maiores formas, tais como *Stahleckeria*, alcançavam 4m de comprimento por cerca de 1.70m de altura máxima. *Dinodontosaurus* (Figura 4, D) era algo menor. Nos dicinodontes triássicos, os dentes da pré-maxila, maxila e mandíbula foram substituídos por um duro revestimento córneo, muito efetivo para o corte de caules e folhas. Dicinodontes do Triássico Médio ainda retinham um par de grandes caninos maxilares, que também foram perdidos nas formas do Triássico Superior. A locomoção era certamente lenta, em face da primitiva implantação das patas anteriores, como

se observa na reconstrução de *Dinodontosaurus*, forma abundante na metade inferior da Formação Santa Maria. Decididamente, os dicinodontes foram a refeição preferida dos grandes tecodontes e das hordas de cinodontes carnívoros.

Arcossauros

Tecodontianos (*theca*= alvéolo; *odontos*= dentes)

Alguns tecodontianos do Triássico sul-americano (Brasil e Argentina) foram répteis carnívoros grandes e agressivos. Entre as formas brasileiras (Fm. Santa Maria), *Prestosuchus chiniquensis* (atualmente sob revisão taxonômica por E.E. Kischlat) é notável. O grande crânio (1m de comprimento) apresenta as características fenestras antorbitais do grupo e dentes com comprimento de 10-11cm. Considerando a postura avançada de seus membros, sua locomoção devia ser comparativamente rápida. *Prestosuchus* tinha um comprimento de mais de 6m e uma altura máxima em torno de 1.70m (Figura. 4, E, F).

Arcossauromorfos

Rincossauros (*rhynchos*=bico; *saurus*=réptil)

Tais répteis exibiam notáveis adaptações no crânio. De forma triangular, o crânio apresentava seu vértice anterior, formado pelos ossos pré-maxilares, fortemente curvado para baixo na forma de um bico, que encaixava-se no espaço em forma de V na extremidade anterior da mandíbula. A dentição maxilar era muito peculiar, caracterizando-se por fileiras múltiplas de dentes separadas por um sulco mediano. Bico e dentes parecem ter sido uma adaptação para a alimentação à base de frutos com sementes duras (Figuara. 4, G, H, I). Rincossauros poderiam ter atingido mais do que 3m de comprimento e cerca de 90cm de altura. Muito raros na metade inferior da Formação Santa Maria, são extremamente abundantes na superior (90%). A recente revisão taxonômica desenvolvida por Langer (1996) revelou que os rincossauros sul-brasileiros incluíam mais gêneros e espécies do que anteriormente pensado. Ademais, como um dos resultados deste estudo, o historicamente famoso *Scaphonyx fischeri* resultou em uma espécie não sustentável, eis que seus nomes genérico e específico foram corretamente identificados como *nomina vana*.

Figura 4. Os tetrápodes mais representativos no Triássico do Brasil meridional.

A. Reconstrução esqueletal de um cinodonte Eo-Triássico, *Thrinaxodon*, para mostrar a postura avançada de seus membros. Segundo Jenkins (1971).

B. Vista palatal do crânio do cinodonte *Chiniquodon kitchingi* (Cenozona de Therapsida), mostrando os dentes carnívoros cônicos. Segundo Teixeira (1982).

C. Vista palatal do crânio do cinodonte gonfodonte *Exaeretodon* (Cenozona de Rhynchosauria), para mostrar os dentes transversalmente aumentados. Desenho de M.C. Barberena e J.E.F. Dornelles.

D. Reconstrução do dicinodonte *Dinodontosaurus turpior* (Cenozona de Therapsida). Desenho de M.C. Barberena.

E. O crânio de tecodontiano *Prestosuchus chiniquensis* (Cenozona de Therapsida) em vista lateral. Fotografia de M.C. Barberena.

F. Reconstrução de Prestosuchus chiniquensis, em escala a uma figura humana de 1,80m. Segundo Holz (1999, com o desenho do réptil por J.E.F. Dorneles).

G. Vista lateral do crânio do rincossauro *Hyperodapedon* (Cenozona de Rhynchosauria), mostrando o característico bico pré-maxilar. Segundo Schultz (1998).

H. Vista palatal do mesmo, mostrando as diversas fileiras de dentes maxilares separadas por um sulco. Segundo Schultz *(op. cit.)*.

I. Reconstrução de *Hyperodapedon*, em escala a uma figura humana de 1,80m. Segundo Holz *(op. cit.)*.

Figure 4. *The most representative tetrapods in the Triassic of southern Brazil.*

A. *Skeletal reconstruction of an Early Triassic cynodont,* Thrinaxodon, *to show the advanced posture of its limbs. After Jenkins (1971).*

B. *Palatal view of the skull of the cynodont* Chiniquodon kitching *(Therapsida Cenozone), to show the conical carnivorous teeth. After Teixeira (1982).*

C. *Palatal view of the skull of the gomphodont cynodont* Exaeretodon *(Rhynchosauria Cenozone), to show the transversely enlarged teeth. Drawing by M.C. Barberena and J.E.F. Dornelles.*

D. *Reconstruction of the dicynodont* Dinodontosaurus turpior *(Therapsida Cenozone). Drawing by M.C. Barberena.*

E. *The skull of the thecodontian* Prestosuchus chiniquensis *(Therapsida Cenozone) in lateral view. Photography by M.C. Barberena.*

F. *Reconstruction of* P. chiniquensis *put in scale to a 6 feet-tall human figure. After Holz (1999, with the thecodontian drawing by J.E.F. Dornelles).*

G. *Lateral view of the skull of the rhynchosaur* Hyperodapedon *(Rhynchosauria Cenozone), showing the characteristic premaxillary beack. After Schultz (1998).*

H. *Palatal view of the same, to show the several rows of maxillary teeth separated by a sulcus. After Schultz* (op. cit.).

I. *Reconstruction of* Hyperodapedon *(Rhynchosauria Cenozone), put in scale to a 6 feet-tall human figure. After Holz* (op. cit.).

A
B
C
D
E
G
F
H
I

Dinossauros (*dinos*=forte, temível; *saurus*=réptil)

Por muitos anos, a única espécie dinossauriana bem estabelecida para a Formação Santa Maria foi *Staurikosaurus pricei*, descrita por Colbert (1970).

Graças ao trabalho de campo recentemente desenvolvido nos níveis superiores daquela formação e também nas Camadas Caturrita, duas novas espécies de dinosauros foram determinadas, *Saturnalia tupiniquim* (Langer *et al*., 1999) e *Guaibasaurus candelariensis* (Bonaparte *et al*., 1999). Indubitavelmente, o achado destas espécies será de muita valia para o traçado da cladogênese dos dinossauros triássicos.

Formas Eo-Triássicas

Formas eo-triássicas têm sido progressivamente coletadas em níveis conglomeráticos da Formação Sanga do Cabral. Elementos faunais identificados (alguns de forma preliminar) são procolofonídeos, protorossauros e anfíbios temnospôndilos. Apesar das difíceis condições de preparação e identificação, Silva (1999) produziu uma detalhada e atualizada revisão dos materiais disponíveis, comentando sobre as prévias contribuições ao assunto.

TAFONOMIA

Ainda não há dados tafonômicos das assembléias fósseis da Formação Sanga do Cabral. Os estratos e a tafocenose enfocados no presente capítulo são litoestratigraficamente vinculados ao Membro Alemoa da Formação Santa Maria, depositada em um sistema fluvial com canais anastomosados e meandrantes (Fonseca & Scherer, 1998).

Os lamitos vermelhos maciços ou laminados do Membro Alemoa representam as fácies de planície de inundação, depositadas durante períodos de intensa precipitação pluviométrica, quando as margens dos canais fluviais eram rompidas e água carregada de sedimento inundava as planícies. Próximo aos canais, sedimentação rápida gerava depósitos de *crevasse splay*. Em regiões mais distais das planícies, sedimento muito fino (silte/argila) depositava e formava camadas milimétricas a centimétricas de lama. Durante as condições normais do "dia-a-dia", a sedimentação fora dos canais era praticamente nula e as planícies ficavam eventualmente expostas, como atestam os níveis de paleossolos e com gretas de ressecamento encontrados em alguns afloramentos.

Os ossos fósseis ocorrem em diferentes graus de desarticulação e fragmentação (desde esqueletos articulados até material isolado e fragmentado), refletindo períodos pós-morte/pré-soterramento diferentes , conforme resumido na (Figura 5). Material totalmente desarticulado e altamente fragmentado é encontrado na fácies de *crevasse splay* e subordinadamente nos lamitos, enquanto que o material mais articulado e inteiro é encontrado exclusivamente na fácies lamosa da planície de inundação distal.

Como a taxa de sedimentação decresce com a distância da margem do canal, um decréscimo na quantidade de fósseis pode ser esperado nessa direção. De fato, próximo aos canais principais e aos corpos de *crevasse splays*, encontra-se uma maior quantidade de fragmentos fósseis do que na fácies lamosa distal.

Porém, por vezes encontra-se esqueletos articulados nessa fácies distal. Essas ocorrências representam carcaças para-autóctonas de indivíduos afogados durante enchentes. Essas carcaças sofreram flutuação (Schäfer, 1972) e encalharam nos depósitos lamosos da planície quando o nível d'água descia, após o pico das inundações (Figura 5, classe tafonômica 1). Desgaste posterior desses esqueletos devido a ação de necrófagos, intemperismo e retrabalhamento gerou material fóssil desarticulado e fragmentado (Figura. 5, classes tafonômicas 2 a 4), tendo, portanto, dois "destinos tafonômicos" possíveis:

- intemperismo e destruição completa dentro de um período de 15 a 20 anos, baseado em observações atualistas (e.g. Behrensmeyer, 1978);
- soterramento por um evento de enchente antes da destruição total.

Desta forma, os níveis fossilíferos correspondem a eventos de soterramento causados por enchentes, que cobriam os restos esqueléticos espalhados pelas planícies de inundação, incluindo ossos de indivíduos recém-mortos, ossos de indivíduos mortos há meses ou anos e material esquelético próximo ao limite de desintegração pelo intemperismo.

Conforme discutido por Holz (submetido), a tafocenose da Formação Santa Maria, representando um intervalo de tempo da ordem de 12 Ma, tem um índice de representatividade da ordem de 0,21% (=comparação entre o número de indivíduos que viveram nesse período e o número de indivíduos fossilizados). Essa percentagem indica que durante mais de 99% do tempo não ocorria sedimentação em taxas altas o suficiente para soterrar e permitir a fossilização do material ósseo disponível nas planícies de inundação. Os eventos do "dia-a-dia", tais como as anuais enchentes como são observados em sistemas fluviais recentes, não tiveram importância paleontológica, e a maior parte do material ósseo acumulado nas lanícies

sofreu o ciclo completo de desarticulação, intemperismo e destruição. Deduz-se daí que os eventos significativos de soterramento e preservação eram raros e que o registro do Meso-Triássico sul-brasileiro está repleto de diastemas.

Um outro aspecto tafonômico importante diz respeito à resolução temporal ou *time-averaging* das tafocenoses. Estas podem ser resultado de uma sedimentação multi-episódica e podem conter um grande intervalo de tempo a despeito de suas espessuras, ou seja, mesmo uma tafocenose contida em um nível pouco espesso pode conter um grande intervalo de tempo devido à mistura temporal de faunas. *O time-averaging* representa o intervalo de tempo durante o qual os restos orgânicos são acumulados em um certo ambiente, desde o tempo de morte e soterramento do primeiro até o último resto orgânico a ser incorporado pelo nível estratigráfico. Grande *time-averaging* é vinculado a intenso retrabalhamento, como é comum nos sistemas marinhos rasos e, no domíno

Figura 5. Classes tafonômicas dos tetrápodes fósseis do Membro Alemoa da Formação Santa Maria. Segundo Holz & Barberena (1994), modificado

Figure 5. *Taphonomic classes of the fossil tetrapods of the Alemoa Member (Santa Maria Formation). After Holz & Barberena (1994), modified.*

Figura 6. Quadro de correlação geológica entre Brasil e Argentina, integrando as paleofaunas e suas respectivas unidades estratigráficas. Segundo Schultz *et al*. (submetido).

Figure 6*. Correlation chart between Brazil and Argentina integrating the paleofauna and their respective stratigraphic units. After Schultz et al. (Submitted).*

continental, nos canais fluviais meandrantes. Como parte dos depósitos do Membro Alemoa tem sua gênese vinculada a canais anastomosados, a possibilidade de um significante *time-averaging* é excluída. Isso significa que comparações paleoecológicas e evolutivas entre componentes da fauna podem ser feitas sem maior problema.

Contudo, os estudos de Fonseca & Scherer (1998) detectaram a presença de barras em pontal em algumas localidades, o que indica que canais fluviais meandrantes também se faziam presentes na época deposicional das rochas do Meso-Triássico sul-brasileiro. Fósseis encontrados nesses depósitos podem apresentar um *time-averaging* maior por causa do retrabalhamento das fácies de planície de inundação devido à migração lateral dos sistemas de canais. Essa questão está sob investigação.

Importantes avanços no estudo da influência diagenética sobre a fossilização dessa tafocenose foram apresentados por Holz & Schultz (1998). Ossos de crânio e de membros mostram grandes diferenças morfológicas e volumétricas entre espécimens de um mesmo grupo taxonômico, causadas por cimentação calcítica precoce. Análise petrográfica de lâminas delgadas de óssos fósseis demostrou que o principal agente eo-diagenético foi a calcita, acompanhada por hematita, precipitados nos poros dos ossos durante a fase inicial de soterramento. A estrutura óssea interna é fragmentada e parcial ou totalmente substituída por calcita (+hematita), começando na parte interior dos ossos e gradualmente expandindo-se para a camada externa de osso compacto. A destruição da estrutura orgânica foi causada pela força de cristalização da calcita (*displacive calcite*), o que ocorre tipicamente em profundidades rasas de soterramento. Esse é um processo que ocorre na zona vadosa e requer uma marcada alternância entre períodos úmidos e secos, indicando um paleoclima semi-árido para o Meso-Triássico sul-brasileiro, numa inferência consistente com outros dados paleoclimáticos.

O ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

A interpretação bioestratigráfica das faunas triássicas do Brasil meridional revelou-se tarefa difícil, uma vez que a observada descontinuidade entre os afloramentos (sangas e cortes de estradas) não auxiliaram a utilização de unidades bioestratigráficas formais.

Todavia, à medida em que o trabalho paleontológico progredia, tornou-se bastante claro que as assembléias diferiam em termos de conteúdo fossilífero e grau de evolução, uma indicação de que também poderiam apresentar distintas idades geológicas. Tais assembléias foram então caracterizadas como *faunas locais*, o que proveu um parâmetro para a correlação entre elas e também em referência a faunas de outras lugares, geograficamente próximos ou distantes.

Os resultados obtidos por esta aproximação ao problema mostraram-se suficientemente significantes. Barberena *et al*. (1985, 1991) apresentaram os resultados de cronocorrelação produzidos pela comparação (táxons compartilhados) entre sedimentos portadores de tetrápodes permianos e triássicos do Brasil, Argentina e África. Sete faunas locais foram então estabelecidas.

Mesmo importantes como o foram para os objetivos de cronocorrelação, as faunas locais, em sendo unidades paraestratrigráficas, não poderiam ser usadas na busca de um arcabouço bioestratigráfico de natureza formal. Como discutido abaixo, isto viria a ser atingido nos últimos dez anos, quando vários novos afloramentos foram encontrados e novas aproximações operacionais para uma mais detalhada calibração faciológica foram introduzidas.

O presente capítulo limitará suas conclusões bioestratigráficas aos sedimentos do Médio e Neo-Triássico do extremo sul do Brasil; trabalho agora em progresso ocupar-se-á da bioestratigrafia permiana e eo-triássica da área em futuras comunicações.

A combinação de evidências apresentadas pelos trabalhos de Barberena *et al*. (1993), Scherer (1994) e Schultz *et al*. (1994) permitiram o reconhecimento de duas cenozonas e de um intervalo bioestratigráfico informal: Cenozona de Therapsida, Cenozona de Rhynchosauria e o Nível de *Jachaleria*. Em certa medida, a presente subdivisão incorpora algumas evidências previamente comentadas por Barberena (1977).

As cenozonas agora estabelecidas, de fato, seguem-se no tempo com uma modificação claramente perceptível no conteúdo fossilífero. Ademais, sua continuidade lateral pôde ser traçada entre os afloramentos envolvidos (Figura. 6).

A cenozona de Therapsida inclui o contexto sedimentar e o conteúdo faunístico das Faunas Locais de Pinheiros e Chiniquá (Ladiniano). Seu conteúdo faunístico é marcadamente dominado pelos cinodontes e dicinodontes (terápsidos), associados a tecodontianos e a uma escassa presença de rincossauros e procolofonídeos. A Cenozona de Rhynchosauria (Carniano) inclui as Faunas Locais de Alemoa e Botucaraí, embora a existência da segunda pareça

problemática. Seu conteúdo fossilífero está composto principalmente por rincossauros (90%) seguidos por cinodontes, tecodontes e dinossauros.

Barberena *et al*. (1985) definiram a Fauna Local de Botucaraí tomando como referência um grande afloramento da Formação Caturrita, situado na base do Cerro Botucaraí, a 11km W da cidade de Candelária. Tal afloramento continha os restos muito bem preservados do dicinodonte avançado *Jachaleria candelariensis*, associados com raros dentes de arcossauros. Recentemente, vestígios do dinossauro prosaurópodo, *Guaibasaurus candelariensis*, foram também encontrados.

Barberena *et al*. *(op. cit.)* tinham também incluído na Fauna Local de Botucaraí o tecodontiano *Proterochampsa nodosa* e o cinodonte traversodontídeo *Exaeretodon*, coletados em outro afloramento da Formação Caturrita. Contudo, trabalho estratigráfico de grande detalhe, desenvolvido por Scherer (1994) na área do Cerro Botucaraí e áreas vizinhas, demonstrou que a correlação entre os dois afloramentos não é sustentável, já que os níveis com *Jachaleria* e seus associados encontram-se em posição estratigráfica bem mais alta. Assim sendo, *Proterochampsa* e *Exaeretodon* deveriam mais apropriadamente ser consignados aos níveis superiores da Cenozona de Rhynchosauria.

De acordo com as novas observações, Scherer (*op. cit.*) propôs a delimitação de uma unidade bioestratigráfica informal nova, o Nível de *Jachaleria*, com este dicinodonte e formas associadas.

A presente situação gera problemas para a manutenção da Fauna Local de Botucaraí como unidade individualizada, eis que o afloramento do Cerro Botucaraí deve ser agora considerado como a exposição-tipo do Nível de *Jachaleria*.

De outra parte, não existe qualquer indicação de hiato significante entre a Cenozona de Rhynchosauria e o Nível de *Jachaleria*. Como ocorre na Argentina, a evidência observável refere-se a uma mudança faciológica, marcada por um aumento progressivo da razão arenito/pelito em direção ao topo do pacote, indicativa de mudança no sistema fluvial, de anastomosado/meandrante para entrelaçado.

Em relação às duas cenozonas acima citadas, um completo relato sobre seu conteúdo fossilífero está sendo concluído (C.L. Schultz, C.M.S. Scherer e M.C. Barberena, submetido).

Para o presente, duas características diferenciais entre seus componentes faunísticos podem ser expressas: a) a dominância de dicinodontes na Cenozona de Therapsida e sua completa ausência da Cenozona de Rhynchosauria; b) a raridade dos rincossauros (2 espécimes) na primeira e sua espetacular dominância na segunda.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barberena, M.C. 1977. Bioestratigrafia preliminar da Formação Santa Maria. *Pesquisas*, 7 : 111-129.

Barberena, M.C.; Araújo, D.C.; Lavina, E.L.C.; Azevedo, S.A.K. 1985. O estado atual do conhecimento sobre os tetrápodes permianos e triássicos do Brasil Meridional. *In*: CONGR. BRAS. PAL., 8, Rio de Janeiro, 1983. *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos*, Ser. Geol., Seção Paleontologia e Estratigrafia, Brasilia 27 (2) :21-28.

Barberena, M.C.; Araújo-Barberena, D.C.; Lavina, E.L.C.; Faccini, U.F. 1991. The evidence for close paleofaunistic affinity between South America and Africa, as indicated by Late Permian and Early Triassic tetrapods. *In:* GONDWANA SEVEN (Ulbrich & Rocha Campos, Edit.), São Paulo, 1991. *Proceedings* ... p. 455-467.

Barberena, M.C.; Faccini, U.F.; Scherer, C.M.S. 1993. Situação atual e perspectiva da bioestratigrafia da Formação Santa Maria. *In*: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ 1, 1993, Rio Claro, Boletim de Resumos : 100-101.

Beltrão, R. 1965. Paleontologia de Santa Maria e São Pedro do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim Inst. Cienc. Naturais* (UFSM), 2 : 1-114.

Behrensmeyer, A.K. 1978. Taphonomic and ecologic information from bone weathering. *Paleobiology* 4 (2) : 150-162.

Bonaparte, J.F.; Ferigolo, J.; Ribeiro, A.M. 1999. A new early Late Triassic saurichian dinosaur from Rio Grande do Sul State, Brazil. *In*: SECOND GONDWANAN DINOSAUR SYMPOSIUM (Y. Tomida, T.H. Rich, P. Vickers-Rich, Edit.). *National Science Museum Monographs*, 15 : 89-109, Tokyo.

Faccini, U.F. 1989. *O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul. Uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais.* Curso de Pós-Graduação em Geociências, 121p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Faccini, U.F.; Zerfass, H.; Garcia, A.J. 1998. The Upper Permian-Triassic stratigraphy and petrologic approach to the SE Paraná Basin, Southern Brazil: depositional styles versus base level changes. *In:* EPICONTINENTAL TRIASSIC INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1, Halle, 1998. *Abstracts* ..., p. 47-48.

Fonseca, M.M.; Scherer, C.M.S. 1998. The Meso and Late Triassic of Southbrazilian Gondwanaland: a process-oriented analysis and the fluvial deposits. *In*: EPICONTINENTAL TRIASSIC INTERNATIONAL SYMPOSIUM, 1, Halle, 1998. *Abstracts* ..., p. 51-52.

Holz, M. 1999. *Do mar ao deserto - a evolução do Rio Grande do Sul no tempo geológico*. Porto Alegre, Editora da UFRGS, 142p.

Holz, M. (Submitted). Vertebrate taphonomy of the Ladinian-Carnian reptilian fauna of the Southern Brazilian Triassic:

is it possible to access representativity and time-resolution of the taphocenosis? *Acta Paleontológica Hispañola*.

Holz, M.; Barberena, M.C. 1994. Taphonomy of the Brazilian Triassic Paleoherpetofauna: Patter of Death, Transport and Burial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeo-ecology*, 107 : 179-197, Elsevier, Holland.

Holz, M.; Schultz, C.L. 1998. Taphonomy of the South Brazilian Triassic herpetofauna: fossilization mode and implications for morphological studies. *Lethaia*, 31 : 335-345.

Huene, F.F. von. 1942. *Die Fossilen Reptilien des Südamerikanischen Gondwanalandes*. München, C.H. Becksche Verlags., 332p.

Huene, F.F. von. 1990. *Répteis Fósseis do Gondwana Sul-Americano*. CCNE, Universidade Federal de Santa Maria, 353p.

Jenkins, F.A. 1971. The postcranial skeleton of African *cynodonts Bull. Peabody Museum* (Nat. Hist.), New Haven, Connecticut, 36 216p.

Langer, M. C. 1996. *Rincossauros sul-brasileiros: histórico e filogenia*. Curso de Pós-Graduação em Geociências), 2 vols., 361p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências Universidade Federal do Rio Grando do Sul.

Langer, M. C.; Abdala, F.; Cichter, M.; Benton, M. J. 1999. A sauropodomorph dinosaur from the Upper Triassic (Carnian) of Southern Brazil. C.R. Acad. Sci. Paris (Sciences de la terre et desplnètes), 329 : 511-517.

Schäfer, W. 1972. *Ecology and paleoecology of marine environments*. Chicago Press, 568p.

Scherer, C. M. S. 1994. *Anállise faciológica e bio-estratigráfica do Triássico Superior (topo da Formação Santa Maria na região de Candelária* RS). Curso de Pós-Graduação em Geociências, 100p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Schultz, C. L. 1998. Répteis versus mamíferos: Uma batalha de 250 milhões de anos. *Ciência e Ambiente*. Editora da Universidade Federal de Santa Maria, *16* : 51-82

Schultz. C. L.; Scherer, C. M. S.; Barberena, M. C. 1994. Uma nova proposta de zoneamento estratigráfico para o Triássico Superior sul-rio-grandense. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, **38**, Camboriú-SC, 1994. *Boletim de Resumos...*, 107-108.

Schultz, C. L.; Scherer, C. M. S.; Barberena, M. C. (submitted) Biostratiography of the southern Brazilian Middle-Upper Triassic. *Revista Brasileira de Geociências.*

Silva, S. D. 1999. *Descrição de novos achados, taxonomia, revisão do conteúdo fossilífero e correlações faunísticas da Formação Sanga do Cabral (Triássico Inferior do Rio Grande do Sul)*. Curso de Pós-Graduação em Geociências, 132p. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Teixeira, A. M. S. 1982. Um cinodonte carnívoro (*Probelesodon Kitchingi* sp. nov.) do Triássico do Rio Grande do Sul, Brasil. *Comum. Mus. Cienc.* PUCRGS Porto Alegre, *24* : 1-31.

[1] Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Av. Bento Gonçalves, 9.500, Agronomia, Campus Vale - Cx. Postal 15.001, Porto Alegre, RS - CEP 91509-900

[2] scherer@portoweb.com.br

Afloramento Bainha, Criciúma, SC

Flora Glossopteris *do Permiano Inferior*

SIGEP 82

Roberto Iannuzzi[1]

O afloramento Bainha localiza-se na área urbana do município de Criciúma, região carvoeira do estado de Santa Catarina, região sul do Brasil. Os depósitos expostos no afloramento correspondem aos da "Camada Irapuá", terceira camada de carvão, da base para o topo, assinalada para a porção médio-superior da Formação Rio Bonito, Subgrupo Guatá, Grupo Tubarão, Bacia do Paraná.

Esse afloramento contém o registro da denominada "Tafoflora Irapuá", composta de diversos megafósseis relacionados a "Flora *Glossopteris*". No âmbito da Bacia do Paraná, a "Tafoflora Irapuá" corresponde à "Tafoflora C", quarto estágio evolutivo das floras Neopaleozóicas da porção centro-norte da bacia. A tafoflora do afloramento Bainha destaca-se por ser a mais típica e diversificada associação pós-glacial da "Flora *Glossopteris*" encontrada em seqüências do Gondwana Inferior da Bacia do Paraná. Isto permite uma extensa correlação intra-gondwânica entre os depósitos carboníferos do sul do Brasil e aqueles registrados na Argentina, África do Sul, Índia, Austrália e Antártica. A associação do afloramento Bainha é considerada de idade Eopermiana (Artinskiana-Kunguriana).

Bainha Outcrop, Criciúma, State of Santa Catarina - Permian Glossopteris *Flora*

The Bainha outcrop is located within the urban area of the Criciúma municipality, a coal-mining region in the state of Santa Catarina, in southern Brazil. The deposits exposed at the outcrop correspond to the "Camada Irapuá", which is the third coal bed (from base to top) present in the middle-upper portion of the Rio Bonito Formation, Guatá Subgroup of the Tubarão Group, Paraná Basin.

*This outcrop contains the record of the so-called "Irapuá Taphoflora", composed of several megafossils related with the "*Glossopteris *Flora". Within the Paraná Basin, the "Irapuá Taphoflora" corresponds to the "Tafoflora C", fourth evolutionary stage of the Late Paleozoic floras in the central and northern part of the basin. The taphoflora present in the Bainha outcrop stands out for being the most typical and diversified post-glacial assemblage of the "*Glossopteris *Flora" found in the "Lower Gondwana" sequences of the Paraná Basin. This allows for a widespread intra-Gondwanan correlation between the carboniferous deposits of southern Brazil and the record in Argentina, South Africa, India, Australia and Antarctica. The plant assemblage present in Bainha outcrop is considered Early Permian (Artinskian-Kungurian) in age.*

INTRODUÇÃO

O afloramento Bainha representa o sítio paleontológico de maior importância para o conhecimento da denominada "Flora *Glossopteris*" registrada em seqüências do Gondwana Inferior do sul do Brasil. O seu enorme conteúdo fossilífero constitui-se principalmente de megarestos vegetais relativos aos diversos grupos que compunham a "Flora *Glossopteris*", tais como, esfenófitas, pteridófitas, pteridófilas (formas *incertae sedis*), cordaitófitas, coniferófitas e glossopteridófitas. Estes restos incluem uma vasta gama de fragmentos de caules, folhas, estruturas reprodutivas e sementes, todos preservados na forma de impressões. É notável, entretanto, a ausência do grupo das licófitas nessa associação.

A relevância deste sítio está não só na presença de 58 taxa de vegetais fósseis, dentre os quais destacam-se várias espécies (*Buriadia mendesii, Cordaicarpus rocha-camposii, C. irapuensis, Gangamopteris rigbyi, Glossopteris spathulato-cordata* var. *dolianiti, Samaropsis bainhensis, S. criciumensis, S. millaniana, S. mendesii)* e gêneros endêmicos *(Arberiopsis, Brasiliocladus, Notoangaridium, Notocalamites, Ponsotheca*), mas também por representar um dos melhores registros conhecidos de uma típica flora gondwânica pós-glacial associada a depósitos de carvão (Figuras 1 e 2). A diversidade e a abundância de taxa no afloramento Bainha possibilitam, ademais, uma franca correlação com associações florísticas provenientes de outras áreas carboníferas tanto da Bacia do Paraná (floras de algumas localidades nos estados do Paraná e Rio Grande do Sul) bem como de outras bacias na América do Sul (floras do Andar Lubeckense B na Argentina) e demais continentes gondwânicos (floras das Zonas III-IV na África do Sul, do Andar Barakar na Índia, do Eopermiano do oeste da Austrália e do Neopermiano do leste australiano e Antártica) (Bernardes-de-Oliveira, 1977, 1980a). A composição florística e as correlações estabelecidas sugerem uma idade Eopermiana (Artinskiana-Kunguriana) para a megaflora do afloramento Bainha.

Em termos da sucessão tafoflorística da Bacia do Paraná, a associação do afloramento Bainha caracteriza a "Tafoflora C" de Rösler (1978) na qual predominam entre as folhas de glossopteridófitas as do morfo-gênero *Glossopteris* e são raras as licófitas. Ao nível dos domínios gondwânicos ela representa o estágio evolutivo no qual a "Flora *Glossopteris*" apresenta-se "quase pura" dada a relativa ausência de "elementos florísticos nórdicos", tais como *Alethopteris*, *Sphenophyllum* e *Annularia*, nesta associação (Bernardes-de-Oliveira, 1977, 1980a). Por tais características, o afloramento Bainha, juntamente com alguns outros sítios localizados em Criciúma (afloramentos do Bairro 20, Hospital e São Marcos) e municípios próximos (Treviso, Lauro Müller), fornece evidências paleontológicas extremamente úteis para o entendimento dos ambientes deposicionais e dos processos nos quais foram gerados os depósitos de carvão na porção ocidental do Gondwana. Além disso, não se pode esquecer da inegável contribuição que associações florísticas como a do afloramento Bainha tiveram, desde meados do século vinte, na comprovação da existência do antigo "Continente de Gondwana" e na defesa da "Teoria da Deriva Continental". O encontro de ricas associações taxonomicamente similares da "Flora *Glossopteris*" através dos continentes austrais, atualmente separados por extensos mares oceânicos, constitui-se numa das mais notáveis evidências geológicas para a comprovação de que essas áreas continentais estiveram outrora conectadas umas às outras (Plumstead, 1973).

LOCALIZAÇÃO

O afloramento Bainha situa-se na área urbana, próximo ao centro, do município de Criciúma, estado de Santa Catarina, região sul do Brasil (Figura 3). Dentro da cidade, atinge-se o sítio através da rua Dr. João Pessoa, sentido centro-bairro, justo no encontro com a rua Jornalista E. dos Passos, início da ladeira conhecida como "Subida do Bainha" que dá nome ao afloramento (Figura 3).

HISTÓRICO

O afloramento Bainha, assim denominado por Dolianiti (1946), foi descoberto em 1945 pelo Dr. Aristides Nogueira da Cunha. Desde então, Dolianiti publicou mais de uma dezena de trabalhos sobre os megafósseis vegetais deste sítio (Dolianiti, 1946, 1948, 1952, 1953a, b, c, 1954a, b, 1956a, b, 1971). Barbosa (1958), ao apresentar as sucessões florísticas do Gondwana Inferior do Brasil, forneceu uma listagem completa dos taxa conhecidos neste afloramento até o ano de 1954, além de acrescentar mais algumas formas. Ele também relacionou a paleoflora do Bainha àquela do Andar Barakar, da Índia. Posteriormente, Millan (1967a, b, 1969a, b, 1971), Yoshida (1966, 1968) e Rigby (1969a, b, 1972a, b) descreveram novos taxa para este sítio.

No entanto, o mais importante trabalho de revisão das formas do afloramento Bainha foi realizado por Bernardes-de-Oliveira em sua monografia de Mestrado (1969) e em sua tese de Doutoramento (1977). Bernardes-de-Oliveira publicou uma síntese de seus estudos sobre a paleoflora do Bainha (Bernardes-

de-Oliveira, 1980a) e vários dos taxa por ela descritos na tese (Bernardes-de-Oliveira, 1978, 1980b; Bernardes-de-Oliveira e Carvalho, 1981; Bernardes-de-Oliveira e Pontes, 1977; Bernardes-de-Oliveira e Yoshida, 1982; Bernardes-de-Oliveira Babinski, 1988). Porém, alguns taxa ainda permanecem inéditos.

Os taxa atualmente aceitos para o afloramento Bainha são aqueles que foram definidos a partir dos estudos efetuados por Bernardes-de-Oliveira*, a saber:

Sphenophyta
- Ordem Equisetales
  - Família Phyllothecaceae
    - *Phyllotheca australis* Brongniart
    - *Phyllotheca griesbachii* Zeiller
  - Família Notocalamitaceae
    - *Notocalamites askosus* Rigby
  - Família "*incertae sedis*"
    - *Paracalamites australis* Rigby
    - (?) Frutificação de *Sphenophyta*

Filicophyta
- Sphenopterideae *sensu stricto*
  - *Ponsotheca lobifolia* Bernardes-de-Oliveira

Pteridophylla
- *Pecopteris* aff. *P. cambuyensis Read*
- *Pecopteris* sp.
- *Sphenopteris lobifolia* Morris
- *Sphenopteris* sp.
- *Notoangaridium criciumensis* (Rigby) Bernardes-de-Oliveira
- *Chiropteris reniformis* Kawasaki

Pteridospermaphyta
- Família Arberiaceae
  - *Arberia minasica* (White) emend. Rigby
  - *Arberia* sp.
  - *Arberiopsis boureaui* Bernardes-de-Oliveira
  - (?) *Arberiopsis* sp. A
  - *Problematicum* sp. A Rigby

Glossopteridophyta
- *Gangamopteris intermedia* Maithy
- *Gangamopteris mosesii* Dolianiti
- *Gangamopteris obovata* (Carruthers) White
- *Gangamopteris rigbyi* Bernardes-de-Oliveira
- *Gangamopteris* cf. *G. buriadica* Feistmantel
- *Glossopteris ampla* Dana
- *Glossopteris angustifolia* Brongniart
- *Glossopteris browniana* Brongniart
- *Glossopteris communis* Feistmantel
- *Glossopteris spathulato-cordata* Feistmantel emend. Barnejee & Ghosh var. *dolianiti* Bernardes-de-Oliveira
- *Glossopteris taenioides* Feistmantel
- *Glossopteris* cf. *G. formosa* Feistmantel
- *Glossopteris* cf. *G. occidentalis* White
- *Glossopteris* cf. *G. sewardii* Plumstead
- *Ottokaria sancta-catharinae* Dolianiti
- *Ottokaria* sp.
- Frutificação do tipo *Ottokaria* sp. A
- Frutificação do tipo *Ottokaria* sp. B
- (?) *Rhabdotaenia criciumensis* (Dolianiti) Bernardes-de-Oliveira

Cordaitophyta
- *Cordaicarpus irapuensis* Oliveira
- *Cordaicarpus rocha-camposii* Oliveira
- *Cordaicarpus zeillerii* Maithy
- *Cordaicarpus* sp. A
- *Cordaicarpus* sp. B
- *Noeggerathiopsis hislopii* (Bunbury) Feistmantel
- (?) *Noeggerathiopsis* sp. A
- (?) *Noeggerathiopsis* sp. B
- *Samaropsis bainhensis* Millan
- *Samaropsis criciumensis* Millan
- *Samaropsis mendesii* Rigby
- *Samaropsis millaniana* Oliveira
- *Samaropsis* sp. B

Coniferophyta
- *Brasilocladus acicularis* Yoshida
- *Buriadia mendesii* Bernardes-de-Oliveira
- *Cornucarpus furcata* (Surange & Lele) Maithy

"*Incertae Sedis*"
- Fragmento de rizomorfo
- *Palmatophyllites* sp.
- *Plumsteadiella apedicellata* Millan
- *Plumsteadiella* sp.

*Taxonomia de acordo com Bernardes-de-Oliveira (1977).

Figura 1 – Alguns dos principais taxa encontrados no Afloramento Bainha: a) GP/3T 272 *Glossopteris communis* Feistmantel, b) GP/3T 255 *Noeggerathiopsis hislopii* (Bunbury) Feistmantel, c) GP/3T 1161a *Phyllotheca griesbachii* Zeiller. (GP/3T = coleção da Universidade de São Paulo) (escalas = 3 cm)
Figure 1 *– Some of the main taxa from Bainha outcrop: a) GP/3T 272* Glossopteris communis *Feistmantel, b) GP/3T 255* Noeggerathiopsis hislopii *(Bunbury) Feistmantel, c) GP/3T 1161a* Phyllotheca griesbachii *Zeiller. (GP/3T = collection of Universidade de São Paulo) (scale bars = 3cm)*

Figura 2 – a) GP/3T 235 *Arberia minasica* (White) emend. Rigby, uma frutificação comum em estratos do Permiano Inferior de Santa Catarina, e três taxa exclusivos do Afloramento Bainha: b) GP/3T 1054 *Notocalamites askosus* Rigby (holótipo), c) DGP-7/1053a *Notoangaridium criciumensis* (Rigby) Bernardes-de-Oliveira (holótipo), e d) GP/3T 238 *Arberiopsis boureaui* Bernardes-de-Oliveira (holótipo). (GP/3T e DGP = coleção da Universidade de São Paulo) (escalas = 1 cm)

Figure 2 *– a) GP/3T 235* Arberia minasica *(White) emend. Rigby, a common fructification from Lower Permian strata of Santa Catarina, and three endemic taxa from Bainha outcrop: b) GP/3T 1054* Notocalamites askosus *Rigby (holotype), c) DGP-7/1053a* Notoangaridium criciumensis *(Rigby) Bernardes-de-Oliveira (holotype), and d) GP/3T 238* Arberiopsis boureaui *Bernardes-de-Oliveira (holotype). (GP/3T and DGP = collection of Universidade de São Paulo) (scale bars = 1cm)*

Figura 3 – Mapa de localização do Afloramento Bainha.
Figure 3 *– Location map of the Bainha outcrop.*

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O afloramento Bainha corresponde atualmente a dois cortes, perpendiculares entre si, existentes junto a encosta de um pequeno morro ("Subida do Bainha") dentro da área urbana de Criciúma. Os cortes expõem um pacote de rochas sedimentares com cerca de 10m de espessura e delimitam um terreno com aproximadamente 500m^2 de área (Figura 4).

Em termos geológicos, o afloramento representa a exposição de estratos inclusos no intervalo estratigráfico da camada do carvão Irapuá, ou "Camada Irapuá" (Putzer, 1952), presente na Formação Rio Bonito (Figura 5). Essa camada situa-se estratigraficamente cerca de 25m abaixo da camada do carvão Barro Branco, a única persistente e minerável por toda a "bacia carbonífera catarinense" e por isso mesmo, utilizada como camada-guia pelos engenheiros de minas e geólogos ao longo da região carvoeira. A "Camada Irapuá" constitui-se litologicamente na intercalação entre delgados leitos de carvão e de siltitos-argilosos carbonosos, atingindo em média 2 a 3m de espessura (Figura 5). Os leitos de carvão da "Camada Irapuá" apresentam freqüentemente marcantes descontinuidades laterais, podendo mesmo desaparecer quase que por completo, a exemplo do que acontece no afloramento Bainha (Figura 5). Entretanto, é justamente nos níveis mais clásticos da "Camada Irapuá" que os megafósseis vegetais são encontrados com mais facilidade. Isto explica em parte a abundância de fósseis registrada para o afloramento Bainha.

O perfil colunar que melhor representa o caráter geral do afloramento Bainha é assim descrito da base para o topo (Figura 5):

Fácies A: arenito grosso, arcoziano, rico em muscovita, marron escuro avermelhado intercalado por níveis marrons claros, com estratificação cruzada incipiente e de contato brusco com a fácies sobrejacente (informalmente denominada de "arenito Irapuá" por Putzer, 1952);

Fácies B: siltito argiloso, rosa alaranjado a acinzentado, rico em megafósseis vegetais, com estratificação plano-paralela incipiente (evidenciada pelos fósseis) e de contato brusco com a fácies C (informalmente denominada de "siltito Irapuá");

Fácies C: arenito fino a médio, micáceo, amarelo claro, contendo megafósseis vegetais constituídos principalmente por sementes, com estratificação plano-paralela e de contato brusco com a fácies D;

Fácies D: leito de carvão de pequena espessura e de contato transicional com a facies E.

Fácies E: arenito fino, amarelo claro, com estratificação cruzada notável e de contato transicional com a fácies sobrejacente;

Fácies F: arenito grosso, feldspático, amarelo e com estratificação cruzada do tipo acanalada (informalmente denominada de "arenito Barro Branco Inferior" por White, 1908).

A fácies B corresponde a litologia mais típica da "Camada Irapuá"; C, D e E representam fácies transicionais da "Camada Irapuá" que lateralmente intercalam-se com os depósitos do "arenito Barro Branco Inferior".

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O sítio encontra-se atualmente dentro de um terreno urbano de propriedade privada e persiste como uma área sem ocupação estando, porém, abandonada (Figura 4). Isto graças a intervenção da Prefeitura de Criciúma que impede informalmente a construção de quaisquer empreendimentos no local, orientada pelos geólogos lotados no escritório do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) sediado no município. Já existe junto a Câmara Municipal de Criciúma, um projeto de lei em tramitação que prevê a desapropriação do terreno e a preservação do sítio mediante a criação de uma praça. Esta praça almeja valorizar e proteger o acervo natural exposto ao ar livre.

Figura 4 – Afloramento Bainha: a) Vista geral, b) Detalhe do corte junto a encosta da "Subida do Bainha".
Figure 4 *– Bainha outcrop: a) General view, b) Detail of one section present along the side of a small hill ("Subida do Bainha").*

A Constituição Federativa do Brasil (1988) conceitua em seu art. 216, V, os sítios de valor paleontológico como patrimônio cultural. O §1º desse mesmo artigo inclui o tombamento entre os meios adequados para a proteção do patrimônio cultural brasileiro e cita o Poder Público, com a colaboração da comunidade, como promotor e protetor desse patrimônio. A instituição do tombamento pode-se dar por via legislativa, por ato do Poder Executivo (Dec.-lei 25/37 c/c Lei 6.292/75) ou por decisão do Poder Judiciário (Lei 7.347/85) – ver Ramos Rodrigues (1993) e Machado (1996). Tendo em vista que um processo de tombamento previsto por uma das vias competentes já encontra-se em tramitação, considera-se que as devidas medidas legais foram por hora tomadas.

Quanto a sugestões sobre como proceder estruturalmente a preservação do sítio, tornam-se necessárias algumas observações. O fato do sítio encontrar-se em área totalmente urbanizada e de relevo acidentado implica na tomada de medidas de caráter urbanístico. Por exemplo, vertentes de alto grau de inclinação em áreas urbanas, como as que ocorrem no afloramento Bainha (Figura 4), devem obrigatoriamente receber obras de contenção a fim de evitarem-se desmoronamentos e, por conseguinte, a erosão do terreno. Portanto, a exposição do pacote sedimentar deve vir a ser, pelo menos em parte, encoberta por obras de contenção de encostas. Sugere-se neste caso específico, a viabilização de uma área construída coberta que promova a efetiva proteção do patrimônio natural e abrigue painéis explicativos sobre mesmo. Melhor seria se este espaço viesse a se configurar em uma sala de exposições, abrigando também um pequeno acervo paleontológico, folhetos explicativos de divulgação e guias treinados. Só assim, poderia-se aliar a preservação de parte do sítio com a visitação pública e o ecoturismo regional, esclarecendo a comunidade local sobre a impôrtancia do mesmo e incentivando-a na busca da valorização de seu patrimônio natural.

Figura 5 – Seções estratigráficas da: a) Formação Rio Bonito, b) Camada Irapuá, c) Afloramento Bainha, junto a região carbonífera de Criciúma. (a, b = baseado em informações fornecidas pelos geólogos do 11º Distrito do DNPM; c = adaptado de Bernardes-de-Oliveira, 1977)

Figure 5 *– Stratigraphic sections of the: a) Rio Bonito Formation, b) Irapuá Coal Bed, c) Bainha outcrop; in coal region of Criciúma. (a, b = based on information furnished by the geologists of the 11th Section of DNPM; c = adapted from Bernardes-de-Oliveira, 1977)*

Cabe salientar que a região carbonífera de Santa Catarina apresenta um alto potencial turistíco a ser explorado devido a todo acervo disponível sobre a temática do carvão, o qual envolve desde sua formação no remoto passado geológico até seu uso pelo homem e sua importância para o desenvolvimento da região. Se bem planejado, o turismo regional não só influenciaria as comunidades locais Em resposta a: termos sócio-culturais mas também no sentido sócio-econômico, vindo a gerar novos empregos relacionados a essa atividade e divisas para os munícipios diretamente beneficiados. Tendo em vista a atual decadência da atividade mineira na região, esta poderia configurar-se em uma alternativa futura para as dificuldades econômicas por que passam essas comunidades.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos geólogos Vitor Hugo F. Bicca, Dario Valiati, Jesse Otto Freitas, José Eduardo do Amaral e ao auxiliar técnico Pedro dos Santos lotados no 11º Distrito do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), estado de Santa Catarina, pelo apoio logístico e informações fornecidas durante a estadia no município de Criciúma; ao Dr. Enrique Díaz-Martínez, do Centro de Astrobiologia del Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial, Espanha, pelo auxílio na elaboração da versão em inglês.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barbosa, O. 1958. On the age of the Lower Gondwana Floras in Brasil and Abroad. In: Congr. Geol. Internac., 20ª Sesión, Cidade do México:205-236.

Bernardes-de-Oliveira, M.E.C. 1969. *Flora da Formação Rio Bonito: Glossopteris, Noeggerathiopsis, Sphenopteris, Gangamopteris e Rhabdotaenia, na Subida do Bainha, Criciúma, SC.* Fac. Fil. Ci. e Letras, Universidade de São Paulo, São Paulo, Monografia de Mestrado, 51p.

Bernardes-de-Oliveira, M.E.C. 1977. *Tafoflora eogondvânica da camada Irapuá, Formação Rio Bonito (Grupo Tubarão), SC.* Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 301 p., 36 est., (2 vol.).

Bernardes-de-Oliveira, M.E.C. 1978. Frutificações de pteridospermófitas eogondvânicas da Camada Irapuá, Formação Rio Bonito, nos arredores de Criciúma, SC. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, Recife, *Anais*, **2**:986-1001.

Bernardes-de-Oliveira, M.E.C. 1980a. Tafoflora eogondvânica da Formação Rio Bonito ("Camada Irapuá"), Bacia do Paraná, Brasil. In: APA, 2º Congr. Arg. de Paleontol. y Biostratigr. y 1º Congr. Latinoamer. de Paleontol., Buenos Aires, 1978, *Actas*, **tomo IV**:69-88.

Bernardes-de-Oliveira, M.E.C. 1980b. Nouveau genre néomarioptéridien fertile de la Flore à Glossopteris du Bassin de Paraná au Brésil. *Bol. IG-USP*, **11**:113-119.

Bernardes-de-Oliveira-Babinski, M.E.C. 1988. Equisetales Eogondvânicas da "Tafoflora Iarapuá", Formação Rio Bonito (Permiano Inferior), em Criciúma, SC, Bacia do Paraná, Brasil. *Anais Acad. bras. Ci.*, **60**(1):45-60.

Bernardes-de-Oliveira, M.E.C.; Carvalho, R. G. 1981. Frutificações femininas de glossopteridófitas da Formação Rio Bonito, Grupo Tubarão, Estado de Santa Catarina, Brasil. In: SBP, Congr. Latinoamer. Paleont., 2, Porto Alegre, *Anais*, **I**:181-199.

Bernardes-de-Oliveira, M.E.C.; Pontes, C.E.S. 1977. Algumas observações sobre cordaitófitas da Formação Rio Bonito, Grupo Tubarão, Bacia do Paraná, Brasil. In: Congr. Geol. Chileno, 1, Santiago, 1976, *Actas*, **III**:L21-L81.

Bernardes-de-Oliveira, M.E.C.; Yoshida, R. 1982. *Coniferófitas da "Tafoflora Irapuá", Formação Rio Bonito, Grupo Tubarão, em Santa Catarina*. Asoc. Latinoamer. Paleobot. y Palinol., p.39-55. (Boletín 8)

Brasil. 1997. *Constituição da República Federativa do Brasil, promulgada em 5 de outubro de 1988*. 16 ed. São Paulo, Saraiva, 228p. (Coleção Saraiva de Legislação)

Dolianiti, E. 1946. *Notícias sobre novas formas na Flora do Glossopteris do Brasil Meridional*. Rio de Janeiro, DNPM, p.1-6. (Notas Preliminares e Estudos 34)

Dolianiti, E. 1948. *A Paleobotânica no Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p.1-87. (Boletim 123)

Dolianiti, E. 1952. La Flore Fossile du Gondwana au Brésil D'Apres Sa Position Stratigraphique. In: Int. Geol. Congr., Symp. Serie de Gondwana, 19, Alger:285-301.

Dolianiti, E. 1953a. *A Flora do Gondwana Inferior em Santa Catarina. I. O Gênero Glossopteris*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p.1-7. (Notas Preliminares e Estudos 60)

Dolianiti, E. 1953b. . *A Flora do Gondwana Inferior em Santa Catarina. II. O Gênero Taeniopteris*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p.1-7. (Notas Preliminares e Estudos 61)

Dolianiti, E. 1953c. *A Flora do Gondwana Inferior em Santa Catarina. III. O Gênero Actinopteris*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p.1-3. (Notas Preliminares e Estudos 62)

Dolianiti, E. 1954a. *A Flora do Gondwana Inferior em Santa Catarina. IV. O Gênero Vertebraria*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p.1-5. (Notas Preliminares e Estudos 81)

Dolianiti, E. 1954b. *A Flora do Gondwana Inferior em Santa Catarina. V. O Gênero Gangamopteris*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p.1-12. (Notas Preliminares e Estudos 89)

Dolianiti, E. 1956a. Um verticilo de *Glossopteris* no Gondwana do Estado de Santa Catarina. *Anais Acad. bras. Ci.*, **28**(1):115-118.

Dolianiti, E. 1956b. *A Flora do Gondwana Inferior em Santa Catarina. VI. O Gênero Sphenopteris: Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p.1-18. (Notas Preliminares e Estudos 95)

Dolianiti, E. 1971. A Flora do Gondwana Inferior em Santa Catarina. VII. O Gênero *Ottokaria*, *Ottokaria sancta catarinae* n. sp. *Anais Acad. bras. Ci.*, **43**(Suplem.):337-342.

Machado, P.A.L. 1996. *Direito Ambiental Brasileiro*. 6 ed. São Paulo, Malheiros Editores, 782p.

Millan, J. H. 1967a. *O Gênero Samaropsis na Flora do Gondwana do Brasil e Outros Países*. Rio de Janeiro, Museu Nacional, p.1-12. (Boletim 3, Geologia)

Millan, J. H. 1967b. *Novas Frutificações na Flora de Glossopteris do Gondwana Inferior do Brasil. Dolianitia gen. nov.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p.1-19. (Notas Preliminares e Estudos 140)

Millan, J. H. 1969a. The Gymnospermic and Platyspermic Seeds of the *Glossopteris* Flora from Brazil and Correlated Foreign Regions. In: IUGS, Symp. Gondwana Stratigraphy, 1st, Buenos Aires, 1967, **2**:107-122.

Millan, J. H. 1969b. *Sobre Plumsteadiella um novo vegetal comum ao Gondwana Inferior do Brasil e da África do Sul. Plumsteadiella apedicellata sp. nov.* Rio de Janeiro, Museu Nacional, p.1-8. (Boletim s/n., Geologia)

Millan, J. H. 1971. Ocorrência de folhas de *Noeggerathiopsis* presas a um eixo caulinar, no Gondwana do estado de Santa Catarina. *Anais Acad. bras. Ci.*, **43**(Suplem.):343-350.

Plumstead, E.P. 1973. The Late Paleozoic *Glossopteris* Flora. In: A. Hallam (ed.) *Atlas of Paleobiogeography*. Amsterdam, Elsevier, 187-205.

Putzer, H. 1952. *Camadas de carvão mineral e seu comportamento no Sul de Santa Catarina*. Rio de Janeiro, DNPM, p.1-182. (Boletim 91)

Ramos Rodrigues, J. E. 1993. Tombamento e Patrimônio Cultural. In: A.H.V. Benjamin (coord.) *Dano Ambiental. Prevenção, reparação e repressão*. São Paulo, Ed. Revista dos Tribunais Ltda., 181-206.

Rigby, J. F. 1969a. The Lower Gondwana Scene. *Bol. Paran. de Geocienc.*, **27**:1-13.

Rigby, J.F. 1969b. (*Rhodea*) *criciumana* sp. nov., a new plant from the Tubarão Group of Brazil. *Bol. Paran. de Geocienc.*, **27**:111-122.

Rigby, J. F. 1972a. The Notocalamitaceae, a new family of Upper Palaeozoic Equisetaleans. *The Palaeobotanist*, **19**(2):161-163.

Rigby, J. F. 1972b. On *Arberia* White and some related Lower Gondwana female fructifications. *Palaeontology*, **15**(1):108-120.

Rösler, O. 1978. The Brazilian Eogondwanic Floral Succesion. *Bol. IG/USP*, **9**:85-91.

Yoshida, R. 1966. *Nota sobre um tufo de Glossopteridae na Camada Irapuá, Criciúma, SC*. São Paulo, SBG, p.69-77. (Boletim 15)

Yoshida, R. 1968. *Descrição preliminar de Coníferas Neopaleozóicas da Bacia do Paraná*. Fac. Fil. Ci. e Letras, Universidade de São Paulo, São Paulo, Monografia de Mestrado, 54p.

White, D. 1908. *Relatório sobre as "Coal Measures" e rochas associadas do sul do Brazil*. Rio de Janeiro, p.2-300. (Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil parte I)

[1] Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Cx. P. 15.001 – Porto Alegre – RS – 91.501-970 – Brasil – iannuzzi@if.ufrgs.br

Sítio Jaguariaíva, PR

Invertebrados devonianos de grande importância paleobiogeográfica

SIGEP 65

Robson Tadeu Bolzon[1]
Inês Azevedo[2]
Mário Luis Assine[3]

O Membro Jaguariaíva da Formação Ponta Grossa é uma unidade do Devoniano (Praguiano/Emsiano) da América do Sul, de natureza litológica essencialmente pelítica. Seus folhelhos foram originados em ambiente marinho de plataforma, contendo intervalos ricos em matéria orgânica. O sítio Jaguariaíva está localizado no ramal ferroviário Jaguariaíva-Arapoti, dentro da área urbana da cidade de Jaguariaíva. É caracterizado pela grande diversidade de fósseis de invertebrados (Conulariida, Brachiopoda Articulata e Inarticulata, Mollusca Bivalvia e Gastropoda, Tentaculitoidea, Trilobita e Crinoidea), de microfósseis e de abundantes traços fósseis da icnofácies *Zoophycus*. Os invertebrados presentes são de grande importância paleobiogeográfica, principalmente por apresentar elementos da fauna malvinocáfrica

Palavras-chave: Jaguariaíva, Devoniano, Formação Ponta Grossa, Bacia do Paraná.

Jaguariaíva site, State of Paraná - Devoniau invertebrates of great paleobiogeographic importance

The Jaguariaíva Member of Ponta Grossa Formations a Devonian (Praguian/Emsian) unit of Southern America, with essentially shaly lithological nature. It´s shales were formed in marine shelf environment, with organic matter rich intervals. The Jaguariaíva Site is located in the railroad extension Jaguariaíva-Arapoti, inside the urban area of Jaguariaíva. It is characterized by it´s high diversity of invertebrate fossils (Conulariida, Brachiopoda Articulata and Inarticulata, Mollusca Bivalvia and Gastropoda, Tentaculitoidea, Trilobita and Crinoidea), microfossils and abundant ichnofossils of Zoophycus *ichnofacies. The invertebrates found are of great paleobiogeographic importance principally because it holds representative elements of the Malvinokaffric fauna.*

Keywords: *Jaguariaíva, Devonian, Ponta Grossa Formation, Paraná Basin.*

INTRODUÇÃO

O Devoniano da Bacia do Paraná está representado pelo Grupo Paraná, que compreende as formações Furnas e Ponta Grossa. A Formação Ponta Grossa é constituída, da base para o topo, por três membros: Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos (Lange & Petri, 1967). O Membro Jaguariaíva é um pacote homogêneo de folhelhos sílticos de coloração cinza média a escura, muito fossilíferos e freqüentemente bioturbados. Sua espessura varia de 50 a 100 metros nas faixas de afloramento, valores que se mantêm em subsuperfície na maioria dos poços (Assine, 1996).

A seção onde se encontra o Sítio Jaguariaíva foi levantada em detalhe por Petri (1948). Com cerca de 100 metros de espessura é uma seção bastante representativa do Membro Jaguariaíva, podendo ser considerada a seção-tipo da unidade. Diversos pesquisadores contribuíram para ampliar o conhecimento sobre a paleontologia e estratigrafia da seção (Daemon et al., 1967; Lange, 1967; Lange & Petri, 1967; Popp & Barcellos-Popp, 1986; Melo, 1985; Melo, 1988 e Ciguel, 1989).

O sítio é praticamente todo fossilífero, possuindo importância paleontológica pela ocorrência de grande diversidade de fósseis invertebrados devonianos característicos da fauna Malvinocáfrica, além de microfósseis, vegetais e abundantes traços fósseis.

LOCALIZAÇÃO

O sítio está localizado no ramal ferroviário Jaguariaíva-Arapoti (antigo ramal Jaguariaíva-Jacarezinho), na zona urbana do Município de Jaguariaíva (latitude 24º14' S e longitude 49º42' W), Estado do Paraná (Figura 1).

Segundo Ciguel (1989), aflora no ramal ferroviário entre o quilômetro 0,5 e o quilômetro 6,2 e entre as altitudes de 844 e 961 metros. A Figura 2 mostra um detalhe do afloramento.

HISTÓRICO

Clarke (1913) estudou o material coletado na região de Jaguariaíva, não definindo porém o local preciso da coleta. Koslowski (1913) também descreveu fósseis procedentes de Jaguariaíva, sendo que alguns já tinham sido estudados anteriormente por Clarke (1913). Oliveira (1927) mencionou que, na região de Jaguariaíva, os folhelhos afloravam à noroeste da cidade, nos cortes da estrada de ferro para Jacarezinho. Carvalho e colaboradores (*apud* Paiva, 1941) apresentaram um perfil das camadas com a distribuição dos fósseis no ramal Jaguariaíva-Jacarezinho.

Figura 1: Mapa de localização do Sítio Jaguariaíva (modificado do Estado do Paraná).
***Figure 1**: Map of Jaguariaíva Site (modified from Estado do Paraná, 1996).*

Petri (1948) apresentou um estudo sobre o Membro Jaguariaíva da Formação Ponta Grossa. Descreveu em detalhe o sítio, mostrando a distribuição dos fósseis encontrados em cada nível. Registrou os seguintes grupos: Conulariida, Brachiopoda, Ostracoda, Trilobita, Crinoidea, Bivalvia, Gastropoda e Tentaculitoidea. Evidenciou a predominância dos braquiópodes em relação aos demais grupos e a relativa abundância dos trilobitas e dos moluscos (bivalves).

Sommer (1954) estudou restos vegetais (Algae) encontrados no Km 5, na ferrovia Jaguariaíva-Jacarezinho. Esporos obtidos junto ao fóssil indicaram a presença de quatro espécies de *Tasmanites* sp. que, segundo Sommer (1954), não teriam ligação com o resto vegetal descrito. Daemon *et al.* (1967) estudaram amostras coletadas em quatro níveis e registraram a presença de esporos que indicaram uma idade correspondente ao topo do Eodevoniano (Emsiano). Melo (1985) analisou a paleobiogeografia da fauna de invertebrados da região de Jaguariaíva e sua relação com o Reino Malvinocáfrico.

Os fósseis de invertebrados que ocorrem na região de Jaguariaíva foram estudados por diversos autores, citando-se, entre outros: Molusca Bivalvia: Morsch (1986) e Kotzian (1995); Molusca Gastropoda: Kotzian & Marchioro (1997) e Marchioro *et al.* (1998);

Tentaculitoidea: Ciguel (1989); Brachiopoda Inarticulata: Bosetti (1989); Trilobita: Barcellos-Popp (1985); Ostracoda: Pinto & Purper (1986) e Azevedo (1996); Crinoidea: Bolzon & Bogo (1996); Bolzon & Scheffler (1997); Icnofósseis: Fernandes (1996) e outros Microfósseis: Cruz & Soares (1996) e Grahn (1997).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Alguns autores apresentaram uma descrição detalhada do Sítio Jaguariaíva (Petri, 1948; Popp & Barcellos-Popp, 1986; Ciguel, 1989). O Membro Jaguariaíva repousa em contato concordante gradacional sobre a Formação Furnas e é recoberto em discordância por arenitos do Grupo Itararé. Petri (1948) levantou o perfil estratigráfico vertical, totalizando 96,8 metros de espessura, que é considerada a seção-tipo do Membro Jaguariaíva.

Segundo Lange & Petri (1967), na seção predominam folhelhos, freqüentemente sílticos micáceos (Figura 2). No topo ocorrem 20 metros de folhelho argiloso preto. Concreções sideríticas e calcárias são comuns principalmente na parte média e superior da secção.

A origem marinha do Membro Jaguariaíva é inferida pelo conteúdo fóssil. A unidade foi depositada em ambiente marinho nerítico de plataforma (Lange & Petri, 1967). Segundo Popp & Barcellos-Popp (1986), a granodecrescência dos sedimentos e a mudança de fauna nos diferentes intervalos do afloramento indicam uma fase transgressiva em um ambiente marinho raso. Conforme Ciguel (1989), na seção são evidenciadas mudanças graduais no ambiente com possível variação da linha de costa. O ambiente deposicional estaria situado na região litoral a sublitoral interna, com influência da ação de ondas esporádicas de comprimento métrico. A base da seção representaria um ambiente que corresponde aos limites entre as marés alta e baixa.

Cruz & Soares (1996) encontraram a seguinte associação de microfósseis: cutículas de vegetais, esporomorfos, Chitinozoa, Acritarca, Tasmanacea e escolecodontes. Segundo os autores, a palinofácies sugerida pelos *taxa* indica uma deposição próxima a linha de costa.

O clima durante a deposição dos sedimentos da Formação Ponta Grossa, tem sido considerado frio desde o trabalho de Clarke (1913). Diniz (1985) estudou amostras de sondagens e, com base na inexistência de indicadores de clima quente, sugeriu a presença de águas frias sem influência glacial. Ciguel (1989), com base nos Tentaculitoidea e pela ausência de representantes de famílias tropicais de invertebrados devonianos, sugeriu também a existência de águas frias.

Figura 2 - Vista parcial do Sítio Jaguariaíva (Ramal Ferroviário Jaguariaíva-Arapoti, km 4,3), mostrando os folhelh.os sílticos de coloração cinza

Figure 2 - *Partial view of Jaguariaíva Site (railroad extension Jaguariaíva-Arapoti, km 4,3), showing the gray shale and siltstone.*

Lange (1967), com base em Chitinozoa e Daemon *et al*. (1967) com esporos, atribuíram para o intervalo a idade Eodevoniano, provavelmente Emsiano (Intervalo D2a). Ciguel (1989), com base nos Tentaculitoidea, sugeriu idade entre o Emsiano (Zlichoviano) e Eifeliano, possivelmente Zlichoviano e não unicamente Emsiano. Cruz & Soares (1996) com base dos microfósseis sugeriram idade eodevoniana. Grahn (1997) considerou a maior parte das camadas de Jaguariaíva com sendo do Praguiano. Comentou que na seção, a transição Praguiano-Emsiano é marcada por um pico transgressivo. Para o autor, a fauna dos Chitinozoa praguianos é dominada por *Ramochitina magnifica* Lange, 1967 e *Hoegisphaera* sp. aff. *glabra*. O Intervalo D2a (Lange, 1967 e Daemon *et al*., 1967) foi considerado de idade praguiana por Dino (1999) e Grahn (1999).

Ciguel (1989) constatou que os fósseis ocorrem principalmente nos folhelhos enquanto que os siltitos estão comumente bioturbados. Os fósseis de invertebrados ocorrem geralmente como moldes ou impressões. Os restos vegetais e algumas conchas e demais tecidos esqueletais orgânicos ocorrem carbonificados. Também foi registrada a ocorrência de restos de conchas em Tentaculitoidea (Ciguel *et al*., 1987) e de Ostracoda (Azevedo, 1996). Em alguns artículos de Crinoidea ocorreu a substituição por óxidos (Bolzon & Bogo, 1996).

As associações de invertebrados apresentam indivíduos com diferentes classes de integridade, dependendo especialmente da energia do meio e da taxa de sedimentação. Ocorrem fósseis autóctones e em posição de vida, discordantes em relação ao plano de acamamento. Os grupos que ocorrem em posição de vida são principalmente os Conulariidae, Lingulida (Lange & Petri, 1967) e Bivalvia (Kotzian, 1995). Kotzian (1995) observou que a maioria dos exemplares de Bivalvia são encontrados com valvas articuladas (abertas ou fechadas) e alguns com valvas dispostas paralelas ao acamamento. Os exemplares de Trilobita ocorrem inteiros, enrolados e com diferentes graus de integridade. Os Brachiopoda Acrotredida são encontrados inteiros ou fragmentados.

Entre os icnofósseis, Ciguel (1989) citou a presença dos icnogêneros *Planolites* sp., *Paleophycus* sp., *Bergaueria* sp. *e Zoophycus* sp. Fernandes (1996) também registrou a ocorrência de *Zoophycus* ichnosp. Indet.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O Sítio Jaguariaíva está localizado no ramal da estrada de ferro Jaguariaíva-Arapoti. Como medida de proteção, deveria haver a delimitação de uma área ao redor da seção, o que coincide com a área de domínio da ferrovia. Caso venha a ocorrer a privatização da ferrovia, é importante o tombamento dos pontos de maior interesse paleontológico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Assine, M. L. 1996. *Aspectos da Estratigrafia das Seqüências Pré-Carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 207p.

Azevedo, I. 1996. Considerações Tafonômicas sobre os Ostracodes da Formação Ponta Grossa (Devoniano). In: Simpósio Sul Americano do Siluro-Devoniano: Estratigrafia e Paleontologia, 1, Ponta Grossa, *Anais:*141-145.

Barcellos-Popp, M. T. 1985. *Revisão dos Trilobitas Calmoniideos e Comunidades Faunísticas da Formação Ponta Grossa, Devoniano, no Estado do Paraná*. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 112p.

Bolzon, R. T.; Bogo, M. 1996. Tafonomia dos Crinoidea da Formação Ponta Grossa, Estado do Paraná - Análise Preliminar. In: Simpósio Sul Americano do Siluro-Devoniano: Estratigrafia e Paleontologia, 1, Ponta Grossa, *Anais*: 363-369.

Bolzon, R. T.; Scheffler,S.M. 1997. Crinóides Devonianos da Formação Ponta Grossa, Estado do Paraná, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 15, São Pedro, 1997, *Boletim de Resumos:*57.

Bosetti, E. P. 1989. *Paleontologia dos Lingulida (Brachiopoda: Inarticulata) da Formação Ponta Grossa, Devoniano, Bacia do Paraná. Brasil*. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 136p.

Ciguel, J. H. G. 1989. *Bioestratigrafia dos Tentaculitoidea no Flanco Oriental da Bacia do Paraná e sua Ocorrência na América do Sul (Ordoviciano-Devoniano)*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 237p. v.1 e 2.

Ciguel, J. H. G.; R"osler, O.; Hofmeister, R. M. 1987. Preservação Parcial da Concha de *Tentaculites crotalinus* da Formação Ponta Grossa. *Boletim do Instituto de Geociências*, Universidade de São Paulo, São Paulo, **18:**17-26.

Clarke, J. M. 1913. Fósseis Devonianos do Paraná. *Monographia do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*. Rio de Janeiro, v.1, 353p.

Cruz, N. M. C.; Soares, O. 1996. Associações Palinológicas do Devoniano do Estado do Paraná.In: Simpósio Sul Americano do Siluro-Devoniano: Estratigrafia e Paleontologia, 1, Ponta Grossa, *Anais*: 45-54.

Daemon, R. F.; Quadros. L. P.; Silva, L. C. 1967. Devonian Palynology and Biostratigraphy of the Paraná Basin. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, (21/22):.99-132.

Diniz, M. N. 1985. *Interpretação Ambiental da Formação Ponta Grossa na Parte Central da Bacia do Paraná - Um Estudo de Subsuperfície*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 148p.

Dino, R. 1999. Palynostratigraphy of the Silurian and Devonian Sequence of the Paraná Basin, Brazil. In: Rodrigues,M.A.C.; Pereira,E. (eds.) *Ordovician-Devonian Palynostratigraphy in*

Western Gondwana: Update, Problems and Perspectives. Rio de Janeiro, UERJ, Faculdade de Geologia, p.27-62.

Estado do Paraná. 1996. *Mapa do Estado do Paraná*. Curitiba, Secretaria de Estado do Meio Ambiente - Coordenadoria de Terras, Cartografia e Cadastro, escala 1:1.000.000.

Fernandes, A. C. S. 1996. *Os Icnofósseis do Ordoviciano, Siluriano e Devoniano da Bacia do Paraná*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 183p.

Grahn, Y. 1997. Bioestratigrafia do Devoniano na Faixa de Afloramentos na Borda Leste da Bacia do Paraná. In: Simpósio sobre a Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 3, Barra do Garças, 1997. UERJ, *Boletim de Resumos:* 10.

Grahn, Y. 1999. Recent Progress in the Silurian and Devonian Chitinozoan Biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay. In: Rodrigues,M.A.C.; Pereira,E. (eds.) *Ordovician-Devonian Palynostratigraphy in Western Gondwana: Update, Problems and Perspectives*. Rio de Janeiro, UERJ, Faculdade de Geologia, p.147-164.

Koslowski, R. 1913. Fossiles Dévoniens de L'État de Paraná (Brésil). *Annales de Paléntologie*, Paris, **8:** 105-123.

Kotzian, C. B. 1995. *Estudo Sistemático e Morfo-funcional de Bivalves (Mollusca) das Formações Vila Maria (Siluriano) e Ponta Grossa (Devoniano), Bacia do Paraná, Brasil: Interpretação do Regime Hidrodinâmico Sedimentar*. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 377p.

Kotzian, C. B.; Marchiorio,A. 1997. Gastrópodes (Mollusca) Devonianos da Formação Ponta Grossa no Estado do Paraná (Bacia do Paraná): Gênero *Ptomatis* Clarke, 1899, *Pleurotomaria* (?) Defrans, 1826 e *Platyceras* Conrad, 1840. *Revista Ciência e Natura*, Santa Maria, **19:** 77-117.

Lange, F. W. 1967. Biostratigraphic Subdivision and Correlation of the Devonian in the Paraná Basin. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, (21/22): 63-98.

Lange, F. W.; Petri,S. 1967. The Devonian of the Paraná Basin. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, (21/22): 5-55.

Marchioro, A.; Kotzan,C.B.; Ilha Simões,R. 1998. Belerofontinas (Mollusca: Gastropoda?) Devonianos do Estado do Paraná (Formação Ponta Grossa, Bacia do Paraná): Gênero *Bucanella* Meek, 1871. *Revista Ciência e Natura*, Santa Maria, **20:** 143-185.

Melo, J. H. G. 1985. *A Província Malvinocáfrica no Devoniano do Brasil; Estado Atual de Conhecimentos*. Faculdade de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 890p.

Melo, J. H. G. 1988. The Malvinokaffric Realm in the Devonian of Brazil. In: McMillan, N.J., Embry, A .F.; Glass, D. J. (eds.). *Devonian of the World*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 14:669-703.

Morsch, S. M. 1986. Bivalves (Mollusca) da Formação Ponta Grossa (Bacia do Paraná - Devoniano); Revisão Sistemática. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **58:** 403-431.

Oliveira, E. P. 1927. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Paraná. *Monographia do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, Rio de Janeiro, **6**, 172p.

Paiva, G. 1941. Relatório Anual do Diretor - Ano de 1939. *Departamento de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, 110p.

Petri, S. 1948. Contribuição ao Estudo do Devoniano Paranaense. *Departamento Nacional de Produção Mineral -DGM*, **129**, 125p.

Pinto, I. D.; Purper,I. 1986. A Devonian Ostracode from Ponta Formation, Paraná Basin, Brazil. *Pesquisas*, Porto Alegre, **18:** 31-38.

Popp, J. H.; Barcellos-Popp,M.T. 1986. Análise Estratigráfica da Seqüência Deposicional Devoniana da Bacia do Paraná (Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, **16 (** 2): 187-194.

Sommer, F. W. 1954. Contribuição a Paleofitogeografia do Paraná. In: LANGE, F. W (ed.) *Volume Comemorativo do 1º Centenário do Estado do Paraná*. Curitiba, Comissão Comemorativa do Centenário do Paraná, p.175-194.

[1] UFPR - Departamento de Geologia - Centro Politécnico Caixa Postal 19011 - 81531-990 Curitiba - PR
bolzonrt@setuva.geologia.ufpr.br

[2] iaze@terra.com.br

[3] UNESP - Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Geologia Sedimentar Caixa Postal 178, Bela Vista - 13506-900 - Rio Claro - SP
assine@ms.rc.unesp.br

Jazigo Icnofossilífero do Ouro, Araraquara, SP

Ricas pistas de tetrápodes do Jurássico

SIGEP 79

Giuseppe Leonardi[1]
Ismar de Souza Carvalho[2]

O jazigo icnofossilífero do Ouro (Araraquara, Estado de São Paulo) uma das mais ricas regiões icnológicas do Jurássico da América do Sul. Os icnofósseis são encontrados em arenitos eólicos avermelhados, em litofácies consideradas como depósitos de dunas e interdunas. Estes arenitos são designados como Formação Botucatu, e originalmente recobriam uma superfície estimada em pelo menos 1.300.000 km^2, constituindo o maior deserto já existente na superfície da Terra.

As pistas de tetrápodes das pedreiras da região do Ouro compreendem formas dinossauróides bípedes, além de formas teromorfóides e mamaliformes. Esta icnofauna parece ser completamente endêmica. Também ocorrem icnofósseis de invertebrados que são interpretados como pistas e escavações de insetos e anelídeos.

Dezessete sítios icnofossilíferos análogos à localidade do Ouro têm sido descobertos ao longo de uma faixa de 2.500 km em afloramentos da Formação Botucatu, Bacia do Paraná. O estudo detalhado desta importante icnofauna encontra-se apenas em sua fase inicial.

Ichnosite of Ouro, Araraquara, State of São Paulo - Rich tracks of Jurassic tetrapod

The ichnosite of Ouro (Araraquara, São Paulo State) is one of the richests tetrapod ichnologic area of Jurassic age in South America. The ichnofossils are found in eolian sandstones, reddish colored in lithofacies considered to be dune and interdune deposits. These sandstones are named as Botucatu Formation, and originally covered a surface estimated in at least 1,300,000 km^2, constituting the largest known fossil desert in the world.

The tetrapod tracks from the Ouro quarries comprise bipedal dinosauroids of relatively large and smaller types; theromorphoid and mammaloid forms. This ichnofauna seems to be completely endemic and, therefore, quite new to science. Also occur invertebrate trace fossils produced by insects and earthworms.

Seventheen ichnosites analogous to that of Ouro site have been discovered along the strip of nearly 2,500 km where the Botucatu Formation sandstones outcrops at Paraná Basin. A complete and detailed study of this ichnofauna is in its initial phase.

INTRODUÇÃO

O sítio icnológico do Ouro está situado no estado de São Paulo, no município de Araraquara, a cerca de 4 quilômetros leste da estação de ferro Ouro, ramal São Carlos - Araraquara. Na região ocorrem várias pedreiras: São Bento - Corpedras (código: ARSB); Califórnia (ARCA); Cerrito Velho (ARCE); Cerrito Novo (ARCN); Santa Águeda (ARSA); Chibarro (ARCH). Atualmente somente a pedreira São Bento - Corpedras encontra-se em funcionamento. Os arenitos desta exploração são utilizados como material de construção, especialmente na pavimentação e revestimento de paredes e pilares. As coordenadas deste jazigo são de 21º49'S; 48º05'W.

Os arenitos que apresentam as pegadas pertencem à Formação Botucatu. Esta unidade litoestratigráfica abrange arenitos eólicos mesozóicos que se estendem numa faixa ao longo do território brasileiro entre os estados de Minas Gerais e Rio Grande do Sul; também aparecem na borda oeste da Bacia do Paraná nos estados de Mato Grosso e Goiás (Figura 1).

As litofácies da Formação Botucatu são consideradas como depósitos de dunas (com fácies de foreset) e interdunas secas. Estes refletiriam o cavalgamento de grandes dunas, que devido ao alto suprimento de areia, a construção do *erg*, superaria a taxa de elevação do lençol freático, fazendo com que as áreas interdunas permanecessem secas (Caetano-Chang, 1997). Apesar desta condição ambiental do deserto Botucatu, devem ter existido alguns pequenos lagos, especialmente em áreas onde as icnofaunas de tetrápodes são abundantes.

GEOLOGIA

A Formação Botucatu é composta por arenitos eólicos de coloração avermelhada, que originalmente cobriam uma superfície estimada de 1.300.000 km^2, constituindo o maior deserto já existente na superfície da Terra (Almeida, 1954). Do ponto de vista paleontológico, com exceção aos icnofósseis, não há fósseis na Formação Botucatu, o que tem sido atribuído como consequência do ambiente desértico.

A idade destes depósitos tem sido tradicionalmente considerada como pertencente ao Triássico. Leonardi (1977) propôs uma idade compreendida entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior. Contudo, Leonardi & Oliveira (1990) reconheceram que a datação destes depósitos não era conhecida com precisão. A razão estava no ambiente de deposição: um deserto interior, quente e seco, onde não se preservaram animais, vegetais ou mesmo polens que possibilitassem as datações. Há apenas uma datação radiométrica (120-140 M.a.) em derrames basálticos da Formação Serra Geral os quais capeiam a Formação Botucatu.

A análise icnológica apresentada por Leonardi & Oliveira (1990) postulou que a Formação Botucatu, pelo menos em afloramentos do Estado de São Paulo, e particularmente na região de Araraquara, poderia ser considerada como depositada entre o Rético e o Jurássico Médio, com grande probabilidade de encontrar-se no intervalo temporal Jurássico Inferior - seção inferior do Jurássico Médio.

HISTÓRICO

Em 1911, o engenheiro de minas brasileiro Joviano Pacheco descobriu a primeira laje de arenito da Formação Botucatu com uma pista de tetrápode. Tratava-se de uma laje de pavimentação de uma calçada da cidade de São Carlos, 39 km à SW de Araraquara, de onde a grande maioria deve ser originária. Este material foi então depositado por Pacheco, juntamente com algumas lajes com pistas de invertebrados, no Museu da Comissão Geográfica e Geológica de São Paulo, atualmente designada como Instituto Geológico de São Paulo. Ao que tudo indica trata-se da primeira pista de tetrápode descoberta e coletada na América do Sul. Entretanto, somente muito tempo depois foi publicada por Friedrich von Huene (1931).

Logo após sua chegada ao Brasil Leonardi iniciou a identificação da origem da laje descoberta por Pacheco. Em julho de 1976, no município de Araraquara, região do Ouro, descobriu uma abundante e variada icnofauna composta principalmente por pistas de vertebrados e secundariamente de invertebrados, nas pedreiras anteriormente referidas da região, então ativamente exploradas. Também nas calçadas da cidade de Araraquara estas foram encontradas em profusão (Leonardi, 1980). Estas descobertas têm similaridades petrográficas e icnológicas com o material depositado no Instituto Geológico. Outras expedições de Leonardi se seguiram (11 ao todo, cf. Leonardi, 1994, p. 169), através de financiamentos do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). Entre 1976 e 1986 exposições naturais, pedreiras e pavimentações das cidades através da região leste de distribuição da Formação Botucatu, na Bacia do Paraná, desde Minas Gerais (norte) até o Rio Grande do Sul (sul) foram exploradas por Leonardi e colaboradores,

Figura 1 - Mapa geológico da Bacia do Paraná e área de distribuição da Formação Botucatu (modificado de Mapa Geológico da Bacia do Paraná, 1981).

Figure 1 *- Geological map of Paraná Basin and distribution area of Botucatu Formation (modified from Mapa Geológico da Bacia do Paraná, 1981).*

tendo sido dada especial atenção ao estado de São Paulo. A coleta de material fóssil foi em profusão: pistas de vertebrados foram descobertas em cinco estados brasileiros: Sacramento (Minas Gerais); Rifaina, Franca, Brodósqui, Analândia, São Carlos, Botucatu e Araraquara (São Paulo); Jacarezinho (Paraná); Serra do Rio do Rasto (Santa Catarina); Taquari, Tramandaí e Santa Cruz do Sul (Rio Grande do Sul) um cinturão de 2.500 km de extensão (Leonardi, 1977, 1981a-b, 1989; Leonardi & Sarjeant, 1986; Leonardi & Godoy, 1980). Posteriormente, dois novos sítios foram descobertos por Leonardi na porção oeste da bacia do Paraná, em Murtinho (Mato Grosso) e Asunción (Paraguai) (Leonardi, 1992, 1994).

Desde a primeira visita em 1976, Leonardi percebeu que a exposição mais importante de rochas da Formação Botucatu com pegadas fósseis, não se encontrava em nenhuma pedreira ou exposição natural, mas sim nas calçadas de Araraquara. Esta é uma cidade agrícola e industrial localizada próximo ao centro geográfico do estado de São Paulo. Aqui estão mais de 300 quilômetros lineares de calçadas, pavimentação de pátios e de caminhos para pedestres construídas com lajes de arenitos avermelhados. Tal é a frequência de pistas de tetrápodes que num percurso médio de 100 metros (com 2,5 metros de largura) pode-se encontrar entre 5 a 10 pistas ou pegadas isoladas, num grande "bonanza" para todos os paleoicnólogos! Apesar de qualquer paleontólogo preferir encontrar obviamente seus achados *in situ*, o fato de todas as lajes serem oriundas de uma área restrita de afloramentos, sua origem é conhecida com acurácia suficiente para a maioria dos propósitos práticos. Todas as pedreiras de onde provieram as lajes de arenitos (com exceção da pedreira Chibarro) estão numa área de 0,75 km^2. Em muitos casos, a cor, a consistência da laje e a natureza de suas estruturas sedimentares são suficientes para identificá-las com precisão (Leonardi & Sarjeant, 1986).

Entre 1976 e 1983, todas as calçadas e outras superfícies pavimentadas numa extensão de 308 km, ou 0,77 km^2 - foram pesquisadas por Leonardi, em uma ocasião auxiliado por um grupo de alunos da Faculdade de Geologia da Universidade Federal do Paraná (Curitiba). Alguns milhares de pistas foram registradas, muitas cadastradas, fotografadas, medidas e desenhadas. Destas, cerca de 60 pistas ou pegadas isoladas eram de tal qualidade que justificavam atenção especial. Após duas tentativas infrutíferas de convencer dois prefeitos (de mandatos consecutivos) de Araraquara sobre a importância científica das lajes encontradas nas calçadas de Araraquara, a Câmara Municipal em 1983 autorizou uma rara expedição urbana paleoicnológica - substituindo 60 lajes com pistas selecionadas, por outras sem icnofósseis. Paralelamente, a explotação da Pedreira São Bento (Corpedras) foi acompanhada por Leonardi. Ao todo mais de 200 lajes exibindo pegadas fósseis foram coletadas das calçadas urbanas e pedreiras, para repositório no Museu Nacional do Rio de Janeiro (Universidade Federal do Rio de Janeiro), coleção paleontológica do Departamento Nacional de Produção Mineral (Rio de Janeiro) e Universidade Federal do Paraná (Curitiba).

Muitas lajes com pistas de tetrápodes foram produzidas quase que certamente nas pedreiras da região do Ouro - Araraquara, tais como as encontradas em pavimentações urbanas de cidades vizinhas dentro do estado de São Paulo, incluindo a capital do estado, como por exemplo nos pavimentos ao redor do aeroporto de Congonhas e Zoológico.

Atualmente há prospecção e coleta de novas lajes, as quais vêm sendo depositadas nas coleções da Universidade Estadual Paulista (UNESP - Rio Claro) e Universidade Federal do Rio de Janeiro (Dept^o de Geologia).

O JAZIGO ICNOFOSSILÍFERO DO OURO

As pistas de tetrápodes das pedreiras da região do Ouro (e de calçadas da cidade de Araraquara) são quase sempre (90-95%) de baixa qualidade, sendo simplesmente cavidades arredondadas ou elípticas (convexidade nos contra-moldes) quase sem detalhes morfológicos. Caracteristicamente estas cavidades são acompanhadas de uma crista de arenito em forma de meia-lua, quase sempre na direção do mergulho dos estratos. Representariam assim um deslocamento de areia pelos pés dos animais, quando em progressão através das dunas. Entretanto, os parâmetros de tais pistas frequentemente possibilitam classificá-las, apesar da baixa qualidade de preservação. Além disso, a classificação é normalmente dificultada devido a baixa qualidade do material e pelas incertezas de idade dos depósitos em que são encontrados. Há falta de outros fósseis associados e ocorre endemismo da icnofauna. Identificações mais precisas e melhores descrições dependem necessariamente dos espécimens melhores, sendo que com base nestes devem-se analisar os dados icnológicos das pistas de qualidade inferior.

Atualmente a icnofauna do Ouro abrange (Figuras 2,3) :

a) 8 formas dinossauróides, todas bípedes, digitígradas e tridáctilas, com elevado ângulo de passo (até superior a 180º). Estas pistas são relativamente raras. Este grupo inclui dois ou três formas de dinossauros relativamente grandes (no contexto de uma fauna desértica "anã"), com pegadas de 12 cm de comprimento e passo duplo de até 2 metros; alguns animais de porte médio, com passo duplo de 1-1,5 metros; e outros tipos menores. Uma pequena forma é tridáctila, mas frequentemente aparece como monodáctila numa andadura de corrida.

b) Pelo menos 7 tipos teromorfóides que raramente são encontrados nas calçadas e muito raramente nas pedreiras. É difícil reconhecer os parâmetros das pistas (meio-passo, ângulo do passo etc.) devido a representarem geralmente pegadas isoladas. Pela morfologia das pegadas são atribuídas a animais quadrúpedes altamente especializados, com porte avançado. As pegadas são plantígradas e seu contorno aponta para almofadas arredondadas ou elípticas, com eixo transversal maior que o antero-posterior. Os dígitos são geralmente muito curtos, com provável fórmula falangeal 2-3-3-3-3 (osteológica ou funcional). As garras são parcialmente ou completamente separadas da palma ou sola e são algumas vezes modificadas em pequenos cascos. O passo duplo situa-se entre 15-50 cm. A pista é relativamente estreita para um animal quadrúpede e o ângulo do passo é superior a 160º.

c) Pelo menos nove formas são definidas como mamalóides. Tal classificação baseia-se no porte avançado, forma dos autopódios (almofadas arredondadas ou elípticas, com eixo transversal maior que o antero-posterior, dígitos geralmente muito curtos, indicando uma provável fórmula falangeal de 2-3-3-3-3) além das pequenas dimensões. Quase todas estas formas parecem ser novas; algumas ao nível de icnogênero, outras ao nível de morfofamília. Este grupo inclui algumas pistas raras e interessantes com deslocamento por saltação e galope. Dentre estas pistas, a forma mais abundante foi classificada como *Brasilichnium elusivum* Leonardi, 1981, a qual apresenta grande heteropodia, com um pé dianteiro bastante pequeno.

d) 8 a 10 formas de pistas de invertebrados, atribuídas normalmente a artrópodes. As pistas de invertebrados são muito mais raras que as de tetrápodes.

A composição estatística da icnofauna do Ouro, numa amostragem inicial de 100 lajes é a seguinte: poucos indivíduos terápsidos, mas um grande número de formas (7,7% dos indivíduos e 29,2% das formas); um bom percentual de pistas dinossauróides, tanto indivíduos (27,9%) como formas (33,3%); percentagem de pistas mamalóides é alta em termos de indivíduos (64,4%), menos em variedade de formas (37,5%). Sessenta e três pistas e 14 formas são quadrúpedes; 41 pistas e 10 formas são bípedes. Nesta icnofauna, onde o número de pistas mamalóides indicam um deslocamento bípede saltador, o bipedalismo é pouco comum (39,4% dos indivíduos e 41,7% das formas). O andar rastejante está completamente ausente. A razão terapsídeos/arcossauros é de 0,28; a razão mamiferóide/arcossauros é de 2,31; a razão teropsídeos = (terapsídeos + mamíferos)/arcossauros é 2,58. Os resultados são significativos; contudo, eles são provavelmente influenciados pela amostragem das lajes, em favor das pistas dinossauróides e teromorfóides que sendo mais raras, são coletadas freqüentemente, quando encontradas.

As pistas, no jazigo do Ouro e especialmente na pedreira de São Bento, dispõem-se em direções preferenciais. Em 76% das pistas examinadas, a drieção encontra-se nos quadrantes 2 e 4. Como um todo, os animais atravessaram comumente (de maneira diagonal) uma grande duna traversa. Os motivos para explicar esta direção preferencial não são conhecidos no momento. Conjectualmente poder-se-ia pressupor que esta direção estaria relacionada à conexão de dois pontos d'água ou aósis.

A icnofauna parece ser totalmente endêmica. Este fator causa problemas nas classificação e interpretação das pistas, mas acrescenta muito para seu interesse. Como observado anteriormente, o ambiente foi muito árido, um deserto ou uma região semi-árida, sendo reconhecida a raridade das icnofaunas e faunas neste contexto ambiental. Infelizmente, um estudo completo e detalhado desta icnofauna ainda não foi publicado.

Figura 2 - Pegadas fósseis da Formação Botucatu. (A),(B),(C) Pegadas teromorfóides atribuídas à ? Tritylodontoidea. Lajes de arenito oriundas das calçadas de Araraquara, Estado de São Paulo; (D),(E) Pista de um pequeno terópode (? Coelurosauro). (D) Proveniente das calçadas de Araraquara e (E) da Pedreira Cerrito Velho, Araraquara; (F) Pista mamalóide com deslocamento em galope. Pedreira São Bento, Araraquara.

Figure 2 *- Fossil footprints from Botucatu Formation. (A),(B),(C) Theromorphoid footprints attributed to ? Tritylodontoidea Flagstones from the sidewalks of Araraquara; (D),(E) Small theropod trackway (? coelurosaur) collected from the sidewalks of Araraquara (D) and (E) Cerrito Velho Quarry, Araraquara; (F) Mammaloid trackway with galloping gait. São Bento Quarry, Araraquara.*

OS PRODUTORES DAS PEGADAS

Pressupomos que a Formação Botucatu seja do Jurássico Inferior, de acordo com a assembléia icnofossilífera (Leonardi & Lima, 1990). Se esta idade fôr correta, então as pequenas e médias pegadas dinossauróides com garras nos dígitos podem ser provavelmente atribuídas a terópodes ceratossauros e as pegadas maiores de dinossauros, algumas com "cascos" nos dígitos, aos ornitópodes.

As pistas teromorfóides são atribuídas aos terapsídeos e, no caso de se confirmar a hipótese de idade liássica, aos Tritylodontoidea, o único grupo de terapsídeos conhecido após o fim do Triássico. As formas mamalóides provavelmente pertençam a mamíferos primitivos.

Figura 3 - Pegadas fósseis da Formação Botucatu. (A) Provável pista teromorfóide (? Tritylodontoidea). Pedreira São Bento, Araraquara; (B) Pegada de ? Coelurosauria. Pedreira Cerrito Novo, Araraquara; (C) Pegada de um dinossauro bípede. Laje de arenito de uma calçada de Araraquara; (D),(E) Pistas de Brasilichnium elusivum relacionadas à mamíferos primitivos provenientes (D) da Pedreira São Bento, Araraquara e (E) Laje de arenito de uma calçada de Araraquara.

Figure 3 *- Fossil footprints from Botucatu Formation. (A) Probable theromorphoid track (? Tritylodontoidea) from São Bento Quarry, Araraquara; (B) ? Coelurosauria footprint, Cerrito Novo Quarry, Araraquara; (C) Bipedal dinosaur track. Flagstone from the sidewalks of Araraquara; (D), (E)* Brasilichnium elusivum *trackways referred to early mammals. (D) São Bento Quarry, Araraquara; (F) Flagstone from the sidewalks of Araraquara.*

OUTROS JAZIGOS ICNOFOSSILÍFEROS DA FORMAÇÃO BOTUCATU

Vários outros sítios icnofossilíferos análogos ao jazido do Ouro foram descobertos, em uma faixa de 2.500 km onde afloram arenitos da Formação Botucatu na região leste da bacia do Paraná e mais raramente na borda oeste. Os sítios são os seguintes:

Borda Leste da Bacia do Paraná

	SÍTIO	MATERIAL
a	*Sacramento (Minas Gerais)*	*- lajes de arenitos em calçadas; tetrápodes indeterminados.*
b	*Frutal (Minas Gerais)*	*- lajes de arenitos em calçadas; tetrápodes indeterminados.*
c	*Rifaina (São Paulo)*	*- lajes de arenitos em calçadas; pegadas isoladas e pistas teromorfóides e dinossauróides.*
d	*Franca (São Paulo)*	*- lajes de arenitos em calçadas; pegadas isoladas e pistas teromorfóides e dinossauróides; provavelmente procedem das pedreiras de Brodósqui.*
e	*Brodósqui (São Paulo)*	*- pegadas isoladas e pistas dos tipos teromorfóide e dinossauróide.*
f	*São Carlos (São Paulo)*	*- em pedreira, pista curta atribuída a um mamífero ou a um teriodonte. Pistas em algumas calçadas e como revestimento dos pilares da Catedral de São Carlos. Foram provavelmente oriundas das pedreiras de Araraquara.*
g	*Analândia (São Paulo)*	*- algumas pistas do tipo mamalóide, uma das quais com andamento em "ricochet".*
h	*Rio Claro (São Paulo)*	*- lajes de arenitos em algumas calçadas; tetrápodes indeterminados.*
i	*Serra do Botucatu (São Paulo)*	*- duas pegadas isoladas, de tamanho relativamente grande, talvez produzidas por ornitópodes.*
j	*Jacarezinho (Paraná)*	*- pistas de tetrápodes indeterminados em arenitos encontradas em outras cidades do estado do Paraná foram produzidas em pedreiras da cidade de Jacarezinho.*
k	*Ponta Grossa e Curitiba (Paraná)*	*- lajes de arenitos em algumas calçadas; tetrápodes indeterminados. Os arenitos são provavelmente oriundos das pedreiras de Jacarezinho.*
l	*Serra do Rio do Rasto (Santa Catarina)*	*- registro de uma pista de tetrápode; não analisada.*
m	*Taquari (Rio Grande do Sul)*	*- registro de pistas de tetrápodes; não analisada.*
n	*Santa Cruz do Sul (Rio Grande do Sul)*	*- uma pegada isolada de terópode em uma laje de calçamento na cidade.*

Borda Oeste da Bacia do Paraná

a)	*Asunción (Paraguai)*	*- arenitos nas calçadas da cidade; terópodes e tritilodontes. Formação Missiones, provavelmente do Jurássico Inferior.*
b)	*Murtinho (Mato Grosso do Sul)*	*- lajes de pavimentação nas plataformas da estação ferroviária. Tetrápodes indeterminados*

PISTAS DE INVERTEBRADOS

selecionadas pelos operários da Corpedras (Sítio do Ouro) e enviadas então para universidades.

As lajes de arenito com pegadas fósseis que pavimentam as calçadas da cidade de São Carlos (estado de São Paulo) vêm sendo catalogadas por Marconato & Bertini (1999) objetivando o uso educacional dos icnofósseis de maneira integrada ao cotidiano da população sãocarlense. As calçadas com pegadas fósseis funcionariam como um museu a céu aberto, possibilitando inclusive de futuro sua utilização em projetos de turismo regional.

PROTEÇÃO

AGRADECIMENTOS

Tim Halley do Departamento de Zoologia da Universidade de Queensland (Brisbane, Austrália) pela revisão crítica e Professora Maria Rita Caetano-Chang (Universidade Estadual Paulista - UNESP/Rio Claro, Brasil) pela cessão de material bibliográfico. À família Grosso (CORPEDRAS) por sua colaboração.

Sítio Fossilífero de Pirapozinho, SP

Extraordinário depósito de quelônios do Cretáceo

SIGEP 32

José Martin Suárez[1]

As pesquisas paleontológicas no extremo oeste do Estado de São Paulo, mormente na região mais conhecida como Pontal do Paranapanema, apesar de terem sido noticiados com freqüência achados fósseis, não tiveram uma pesquisa sistemática, até alguns anos atrás. Durante os trabalhos de campo realizados com a finalidade de estabelecer mais detalhadamente a geologia regional, foi descoberto pelo autor, um sítio fossilífero, contendo grande quantidade de material queloniano, bem como restos de peixes (ganóides), crustáceos e carófitas no ramal de Dourados (hoje desativado) da antiga Estrada de Ferro Sorocabana, entre os municípios de Presidente Prudente e Pirapozinho. Com a extinção do ramal, a retirada dos marcos, a erosão e a invasão da vegetação tomaram conta do lugar ocultando em grande parte, principalmente para o leigo, os fósseis, reduzindo bastante a depredação à que esteve submetido.

Fossiliferous site of Pirapozinho, State of São Paulo - An extraordinary quelonious bed of the Cretaceous

The paleontological research in the western of the São Paulo State, in the region kwown as Pontal do Paranapanema, at the center of Paraná Basin, although noticed, fossils finding sometime, they do not have had a sistematic researching until some years ago. During the field work with the purpose of the regional geology surveying, it was discovered by the autor an extraordinary fossiliferous bed containing many quelonious, carophytas, ostracoda, dinosauria and fish rest in the branch line of the Sorocabana Railroad (today disabled), between municipalities of Pirapozinho and Presidente Prudente. With the branch extintion, the retreat of marks, soil erosion and the vegetation take over of the site, hiding the local fossils to curious people, dropping the spoil was submitted.

INTRODUÇÃO

A antiga Estrada de Ferro Sorocabana na década do 50, deu início à realização de um projeto que levaria uma ferrovia até Dourados (MS), atravessando o Pontal Paranapanema. A obra exigiu o feito de numerosos cortes para a passagem dos trilhos, propiciando a oportunidade de se examinar as estruturas sedimentares nas secções. A ferrovia funcionou até alguns anos atrás quando foi desativada, restando apenas o leito. Em um desses cortes, no km 736,1 (correspondendo às coordenadas latitude 22º13'08'' S; longitude 51º25'59'' W e altitude 402,96 metros) localizado, praticamente na divisa entre os municípios de Presidente Prudente e Pirapozinho, apareceu uma grande quantidade de fósseis sendo surpreendente a predominância de material queloniano (Figura 1). O depósito se estende até o Km 734. Os quelônios, a maioria da espécie *Podocnemis elegans* (Figura 2) e espécimes mais escasos de *Roxochelys wanderleyi*, estão repartidos nesses 2 Km, porém em alguns lugares estão amontoados formando uma estrutura algo imbricada (Figuras 2 e 3). Além do material queloniano encontram-se ao longo do afloramento, restos de répteis, lamelibrânquios, carófitas e de crustáceos (ostrácodes), todos eles já estudados ou sendo estudados por diversos pesquisadores (Mezzalira, 1966, 1973 e Suárez, 1969, 1973; Suárez & Campos, 1995 e Dias-Brito *et al*., 1998). As rochas onde se encontram na sua maioria, são arenitos finos e arenitos siltosos, exibindo micro estruturas de correntes, bem compactadas e freqüentemente com cimento calcífero.

Figura 1: Vista Geral do Sítio Fossilífero no Ramal de Dourados (Antiga Estrada de FerroSorocabana, hoje extinta).
Figure 1: *General view of the fossils site at Ramal de Dourados (Sorocabana Railroad, today extint).*

Figura 2: Disposição dos fósseis no local, com o predomínio de *Podocnemis elegans*. Vista externa (a) e interna (b) do plastrão de *P. elegans*
Figure 2: *Fossils disposition at Km 736,2, showing some exemplars of* Podocnemis elegans. *External (a) and internal (b) view of plastron of* P. elegans

Figura 3: Detalhe da figura 2.
Figure 3*: Detail of figure 2.*

1 Silte-arenito, muito fragmentado, com cimento calcífero, com restos fósseis, cor 10YR7/2, e= 2 metros.
2 Arenito siltoso, intercalações de microconglomerados formados de fragmentos de argilito e siltito, e com restos fósseis indeterminados, cimento calcífero, e= 1,5 metro.
3 Arenito muito fino com fragmentos de siltito e argilito, cimento calcífero, fossilífero (ostrácodes, carófitas), cor 10YR7/4, e= 1,8 metro.
4 Arenito muito fino, matriz argilosa, muito fragmentado, cor 10YR5/2, e=0,5 metro.
5 Arenito fino, bem compactado, cor 5YR, 7, 5/4, e= 1,75 metro.
6 Arenito fino a médio, pouco compactado, cor 5YR 6/4, e= 1,2 metro.

Figura 4: Perfil geológico e litológico no Km 736,1.
Figure 4: Geological and lithological section in Km 736.1.

GEOLOGIA

A Figura 4 (perfil geológico e litológico) dá uma idéia da natureza e disposição das camadas no marco 736,1.

Estas rochas pertencem à Formação Adamantina do Grupo Bauru, Cretáceo Superior e se estendem por todo o Planalto Ocidental Paulista e parte do Estado de Minas Gerais, na bacia do Paraná. Num poço aberto em Pirapozinho, o Grupo tem uma espessura de 230 metros. Os afloramentos em superfície são muito mais restritos do que os indicados no mapa geológico do Estado de São Paulo por causa da cobertura de sedimentos cenozóicos, de forma que os afloramentos no campo são visíveis apenas nas encostas, vertentes e talvegues dos rios. As rochas do Grupo Bauru são muito fossilíferas, especialmente as formações Adamantina e Marília. Litologicamente estão representadas por arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados de origem fluvio-lacustre e como sugere o exame das estruturas sedimentares e a natureza dos fósseis devem ter sido depositadas sob um clima quente e úmido. Os estratos são muito resistentes à erosão, freqüentemente pela presença de cimento calcífero ou silicoso.

ESTRATIGRAFIA

Não nos deteremos numa exposição minuciosa da estratigrafia, que não é o objetivo deste trabalho. Para mais detalhes remetemos o leitor à bibliografia existente.

Na área estudada (Oeste do Estado de São Paulo), as rochas existentes pertencem ao Grupo Bauru (Cretáceo) e ao Cenozóico.

O Grupo Bauru, ocupando a parte central da bacia do Paraná, chega a atingir uma espessura de 300 metros. Da base ao topo, tem-se as formações Caiuá, Santo Anastácio e Adamantina. A Formação Marília não está presente na área.

Formação Caiuá

Esta Formação foi estudada por vários autores, entre eles, Washburne (1930), Scorza (1952), Freitas (1973), Suárez (1973). Está constituída por arenitos finos a médios de cor arroxeada a violeta e marrom escuro, com estratificações cruzadas de grande porte. Os grãos de quartzo estão cobertos por uma fina camada de óxido de ferro. O contato com a Formação Santo Anastácio é transicional. Esta Formação só é visível nas margens dos rios Paraná e Paranapanema e nas de alguns afluentes desses rios. Verifica-se, pelo exame de

testemunhos de poços, que se estende em subsuperfície pelos estados de São Paulo, Paraná e Mato Grosso do Sul. Não foram encontrados fósseis, a não ser, pegadas de ichnofósseis. Leonardi (1977), noticiou a existência de duas ichnofaunas atribuídas a um Terópoda e com ressalvas a Therapsida em Cianorte (PR). Sua espessura máxima na região está em torno de 70 m em Presidente Epitácio (SP).

Quanto ao ambiente de deposição uns optam pelo aquoso e outros pelo eólico. O autor optou por um ambiente misto, por causa da presença de mica (muscovita), do estado da superfície dos grãos (Suárez, 1973) e ainda pela estratificação cruzada de grande porte.

Formação Santo Anastácio

Está composta por arenitos finos a médios, pobres em estruturas sedimentares e apresentando leitos de argilito de cor marrom de pequena espessura, bem como nódulos de arenito com cimento calcífero de formas irregulares. Possui uma espessura variável na região da ordem de 70 m. O ambiente de deposição deve ter sido, segundo Soares & Landim (1980), "um modelo fluvial meandrante de transicional para anastomosado essencialmente arenoso". Na região pode-se observar, em alguns afloramentos do Grupo, uma mudança de litologia brusca em relação com a parte basal da Formação Adamantina, indicando algum hiato na sedimentação. Seu conteúdo fossilífero restringe-se até agora, à presença de charáceas.

Formação Adamantina

É a de mais ampla distribuição dentro da área e distingue-se bem das duas anteriores por causa das mudanças de litofácies tanto horizontal, como verticalmente. Os afloramentos apresentam uma grande variação de estruturas sedimentares de natureza hidrodinâmica mostrando, em alguns afloramentos, ritmicidade na sedimentação. Ainda são frequentes a estratificação cruzada acanalada, ondulas de oscilação e translação freqüentes em alguns níveis, paleocanais e lentes de argilito. Em geral os arenitos são finos a médios de cor rosada, às vezes com pequenos nódulos milimétricos de argilitos e siltitos. Frequentemente os estratos de arenito estão cimentados com carbonato de cálcio, argila e em outros casos com cimento silicoso. Este último tipo de cimentação é mais frequente nas proximidades e no vale do Rio Paranapanema, embora se encontre presente também, distante desses locais.

Deve-se mencionar a existência de uma camada intraformacional (altitude 420 metros) de espessura variável de um microconglomerado compacto duro, com cimento calcífero e estratificação cruzada. Tal camada foi reconhecida em lugares distantes entre si, como na região de Uberaba (MG) e em vários municípios desta região. Contém bastante fósseis, todos evidenciando transporte.

A maior parte dos fósseis no Grupo Bauru é encontrada na F. Adamantina, mais freqüentemente na parte média e superior, sendo restos de moluscos, peixes, quelônios, crocodilídeos, dinossauros, saurópodas, carófitas (Arid, 1967; Mezzalira, 1974; Suárez, 1969, 1973, 1998, Dias-Brito et al., 1998), indicando um clima quente, úmido, com períodos áridos e semi-áridos.

O ambiente de deposição desta unidade é considerado, por seus pesquisadores, como tendo sido flúvio-lacustre.

A idade da F. Adamantina, segundo Dias-Brito et al. (1998), pelo estudo dos microfósseis calcáreos, estaria localizada no Cretáceo Inferior e o intervalo sugerido post-Cenomaniano ao pré-Campaniano (Turoniano-Santoniano). Soares & Landim (1980), atribuíram idade do Cretáceo Médio, Cenomaniano a Santoniano havendo, assim, uma certa concordância entre esses autores.

Cenozóico

Terciário

Em toda a região as rochas do Grupo Bauru estão cobertas por uma camada sedimentar de um arenito vermelho argiloso, onde se encontram seixos esparsos de quartzo e de arenito, muito friável de origem coluvionar e de espessura que pode atingir 10 metros. Lepsch (1977), assinalou sua existência na região de Echaporã, e Suárez (1991) já as mencionava na região do Pontal do Panapanema, mapeando-as. Apesar de sua extensão, posição estratigráfica e características físicas, não constam do Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Por isto, os afloramentos do Grupo Bauru, em superfície, são bastante restritos sendo visíveis apenas nos cortes das estradas, no fundo das erosões (voçorocas) e nas encostas. Estes sedimentos jazem sobre o Grupo em discordância erosiva, não raro com seixos na interface. Devido à ausência de fósseis é difícil precisar sua idade, provavelmente localizada no Mioceno.

Quaternário

Resta mencionar os depósitos quaternários ocupando o fundo dos vales e constituídos pelo material

típico da Era: areias, silte, argilas, seixos, conglomerados, etc. A existência de restos de mamíferos pleistocênicos, *Toxodon platensis* e *Lestodon trigenidens* , localizados no município de Álvares Machado (Carvalho (1952) e Cunha & Suárez (1981)), acrescentou mais dados à estratigrafia regional. A estas camadas pode ser-lhe atribuída, com bastante certeza, a mesma idade, isto é, Pleistoceno Superior, daquelas da Argentina, correspondendo ao Lujanense (Pleistoceno Superior) nas quais figura Lestodon como um de seus fósseis característicos (Pascual *et al*, 1966).

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O sítio fossilífero , pela sua localização na antiga estrada de ferro desativada e sem qualquer referência de sua localização (como marcos quilométricos), está relativamente protegido da depredação. Além disto, o próprio abandono fez com que a vegetação e as enxurradas ocultassem o local, de modo que para o leigo será difícil visualizar a camada fossilífera. Entretanto, a estrada de ferro poderá ser refeita, já que a construção da Usina Hidrelétrica Sérgio Motta (Porto Primavera), permitiria a sua passagem para Mato Grosso do Sul. Neste caso, a própria empresa proprietária da estrada de ferro poderia se encarregar de construir um museu natural no lugar.

Mesmo sem a estrada de ferro, aproveitando a trincheira e construindo um barracão coberto, ter-se-ia um painel natural onde se poderiam ver, tanto os fósseis, como as estruturas sedimentares, com grande proveito para estudantes e cientistas. O mapa parcial da folha topográfica PRESIDENTE PRUDENTE SF-22-Y-B-III-1 (Figura 5) indica a localização exata.

Figura 5: Localização do Sítio Fossilífero (Pirapozinho, São Paulo).
Figure 5: *Fossils site localization (Pirapozinho, State of São Paulo)*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a colaboração da Profª. MSc. Encarnita Salas Martin e ao quintanista de Engenharia Cartográfica Ítalo Tsuchiya pela edição gráfica e Wagner Carrupt Machado pela obtenção das coordenadas geográficas do sítio.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Arid, F. M. – 1967 – A Formação Bauru, na região norte-ocidental do Estado de São Paulo. *Bol. Fac. Ciên. e Letras*. São José do Rio Preto, SP, Brasil. Geologia nº1, pp. 1-126.

Carvalho, A. M. V. – 1952- Ocorrências de *Lestodon trigonidens* na mamalofauna de Álvares Machado. Faculdade de Filosofia Ciências e Letras da USP, São Paulo, *Boletim*,.34, Geol. (7):.43-55.

Dias-Brito, D. et al. – 1998 - Cretaceous non marine calcareous microfossils from Adamantina Formation (Bauru Group) Western São Paulo, Brazil. Comodoro Rivadavia (Argentina): Asociación Paleontológica del Golfo de San Jorge, *Boletim*, 2: 8-10.

Freitas, R. O. - 1955 - Sedimentação, Estratigrafia e Tectônica da Série Bauru. Faculdade de Filosofia Ciências e Letras da USP, São Paulo, *Boletim*, 194, Geo (14): 179p.

Freitas, R.O - 1973 - Geologia e Petrologia da Formação Caiuá no Estado de São Paulo. Instituto Geográfico e Geológico, São Paulo. *Boletim*, 50: 122 pp.

Leonardi, G. – 1977 - Two new ichnofaunas (vertebrates and invertebrates) in the eolian cretaceous sandstone of the Caiuá Formation in Northwest Paraná. Simpósio de Geologia Regional, São Paulo, 1977, Sociedade Brasileira de Geologia Regional. *Atas*: 112-128.

Lepsch, I. F.– 1977 – Superfícies geomorfológicas e depósitos superficiais Neocenozóicos em Echaporã, SP. *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, 53: 5-35.

Mezzalira, S. – 1966 – Os Fósseis do Estado de São Paulo. Instituto Geográfico e Geológico, São Paulo, *Boletim*, 45: 132pp. Ilustrado.

Mezzalira, S. – 1974 - Contribuição ao conhecimento da estratigrafia e paleontologia do Arenito Bauru. Instituto Geográfico e Geológico, São Paulo, *Boletim*, 51: 163 pp

Mezzalira, S. – 1989 - Os Fósseis do Estado de São Paulo. Instituto Geológico, São Paulo: 142 p., 13 est (Série Pesquisa).

Pascual, R et. al. – 1966 – Las Edades del Cenozóico mamalífero de la província de Buenos Aires. Paleontográfica Bonaerense, Angel V. Borrello editor, fase IV Vertebrata, pp.3 – 27, La Plata, Argentina

Scorza, E. – 1952 - Considerações sobre o Arenito Caiuá. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, *Boletim* 139.

Soares, P. C. et al. – 1980 - Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. *Revista Brasileira de Geociências* (1980), **10**(3): 177-185.

Suárez, J. M. – 1969 - Um quelônio da Formação Bauru. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Salvador (BA) SBG, *Anais*: 168-176.

Suárez, J. M. – 1973 - *Contribuição à Geologia do Extremo Oeste do Estado de São Paulo*. Presidente Prudente: Faculdade de Ciências e Letras. (Tese de Doutoramento)

Suárez, J. M. – 1991 – A localização das cidades no extremo oeste do Estado de São Paulo e seus problemas. *Memória del III Encuentro de Geógrafos de América Latina*. México, Toluca, 1991.

Suárez, J. M. & Campos D. A. – 1995 – Ostracodes do Cretáceo Superior do Extremo Oeste do Estado de São Paulo. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 14, Uberaba (MG), Brasil.

Washburne, C. W. – 1930 - Petroleum Geology of State of São Paulo. Instituto Geográfico e Geológico, São Paulo. *Boletim* 22.

[1] UNESP - Presidente Prudente - Rua Roberto Simonsen, 305 - Centro Educacional, SãoPaulo

Jazigo Rodovia Quiririm Campos do Jordão, km 11 (Tremembé), SP

Macrofósseis vegetais do Terciário

SIGEP 87

Mary Elizabeth Cerruti Bernardes-de-Oliveira[1,2]
Ana Flora Mandarim-de-Lacerda[3]
Maria Judite Garcia[2]
Carla Cristina Campos[2]

Como ocorrência de macrofósseis vegetais terciários da Formação Tremembé, o sítio paleontológico "Jazigo Rodovia Estadual Floriano Rodrigues Pinheiro Quilômetro 11" é o mais importante, por sua diversidade de formas, excelente preservação fossilífera, fáceis acesso e prospecção. Trata-se de afloramento da seção superior da Formação Tremembé, composto de folhelhos pirobetuminosos, lentes de arenito e camadas de argilito, depositados no sistema lacustre do Grupo Taubaté.

Desde 1993, coletas de fósseis têm sido feitas pela Universidade Guarulhos e, a partir de 1996, também pela Universidade de São Paulo. Trata-se de um morrote situado em propriedade particular com um corte transversal feito durante a construção da rodovia, pertencente ao DER-SP.

Nesse corte transversal, onde as coletas são realizadas, o mais inferior dos três níveis fossilíferos serve como caminho para gado, sendo pisoteado e gradualmente destruído por essa prática. Recomenda-se o cercamento dessa área de 100m de extensão por 10m de largura e 5 m de altura para preservação do jazigo.

Quiririm to Campos do Jordão Highway Deposit, Km 11 (Tremembé), State of São Paulo - Tertiary macrofossil plants of Brazil.

As occurrence of Tertiary macrofossil plants of the Tremembé Formation, in the Taubaté Basin, the site "Floriano Rodrigues Pinheiro State Highway kilometer 11" is the most important geological/paleontological site because of its diversity of taxonomic forms and excellent fossil preservation. It is an outcrop of the superior section of the Tremembé Formation, composed by pyrobetuminous shales, sandstone lenses and argillite beds that had been deposited in a lacustrine system of the Taubaté Group.

Since 1993, fossil collections have been done by the Guarulhos University and since 1996, by University of São Paulo, too.

It is a low hill situated in a private property, with a transversal section done during the highway construction, belonged to State Highway Department (DER-SP) of São Paulo.

In this transversal section, where the collections are done, the inferior one of the three fossiliferous levels is used as cattle way, being crushed and gradually destroyed by this walk. It is recommended to fence this area of 100 m of length by 10 m of width and 5 m high in order to preserve this site.

INTRODUÇÃO

O sítio "Jazigo Rodovia Estadual Floriano Rodrigues Pinheiro, Km 11" ou o "Jazigo Quiririm-Campos do Jordão, Km 11, Tremembé, SP" corresponde à mais importante ocorrência de macrofitofósseis da Formação Tremembé graças à diversidade de formas taxonômicas de angiospermas dicotiledôneas e à excelente preservação fossílica do tipo compressão, em litologia pouco intemperizada. Além da rica tafoflora, são encontradas nos mesmos estratos, poucas formas paleozoológicas referíveis a insetos e crustáceos (Martins, Neto 1989 e Martins-Neto & Mezzalira 1989,1991), fragmentos de peixes e abundantes ostracodes, conforme Mandarim-de-Lacerda *et al.* 1997.

Trata-se de um sítio de cunho, eminentemente, paleontológico do Terciário Inferior brasileiro, em estágio inicial de estudo e prospecção, contudo, indiscutivelmente, um patrimônio científico para a humanidade pelo seu potencial informativo histórico vegetacional, paleoecológico e bioestratigráfico.

LOCALIZAÇÃO

Geograficamente, o sítio encontra-se em afloramento à margem esquerda da referida rodovia, no km 11, no sentido Quiririm - Campos do Jordão, município de Tremembé, na área oriental do estado de São Paulo. Mais precisamente, localiza-se a 22º 58'30'' de latitude S e a 45º 37'10'' de longitude W, numa altitude de 600 metros do nível do mar (Figura 1).

Estratigraficamente, compreende uma seção de folhelhos pirobetuminosos do topo da Formação Tremembé, depositados no sistema lacustre do Grupo Taubaté, durante o Paleógeno do "Rift" Continental do Sudeste do Brasil, (Riccomini 1989).

HISTÓRICO

Com a execução do plano de expansão de estradas vicinais na região oriental do estado de São Paulo pelo governo estadual, no final da década de oitenta, sedimentos da bacia de Taubaté foram expostos em diversas localidades, permitindo assim o estudo mais aprofundado de sua geologia regional, estudo esse executado por vários pesquisadores tais como Riccomini (1989) e Saad (1990) . Nesse contexto foi descoberto esse jazigo.

As primeiras formas identificadas nesse sítio foram insetos do gênero *Archaeolycorea*? sp. e da espécie

Figura 1- Localização do jazigo da rodovia estadual Floriano Rodrigues Pinheiro (SP-123), quilômetro 11 (Rodovia de Quiririm a Campos do Jordão). Geomapas.

Figure 1- *Localization of the fossiliferous deposit, at kilometer 11, of State highway Floriano Rodrigues Pinheiro (SP-123) (highway Quiririm to Campos do Jordão) from Geomapas.*

Nepticula almeidae Martins-Neto (1989) e o crustáceo designado *Propalaemon longispinata* Martins–Neto & Mezzalira (1989,1991) que, em se tratando de novo *taxon* veio a ampliar a composição faunística da Formação Tremembé (Figura 2).

A partir de 1993, várias coletas de fósseis foram feitas nesse local pela equipe de pesquisadores do Laboratório de Geociências da Universidade Guarulhos sob a coordenação da Profa. Dra. Maria Judite Garcia. Assim, cerca de 113 fragmentos vegetais foram coletados e depositados na coleção científica daquela entidade, estando em estudo morfográfico e sistemático, conforme Mandarim-de-Lacerda & Bernardes-de-Oliveira 1998.

Durante os meses de inverno dos anos 96 e 97, novas prospecções foram realizadas sob a direção de Dra. Mary Bernardes-de-Oliveira e A. F. Mandarim-de-Lacerda, sob os auspícios da FAPESP-Projeto 95/04858-0. Nessa ocasião, todo o afloramento foi desmatado e 8 perfís em calhas foram executados a cada 10 metros de distância horizontal, para controle da variação litológica e fossilífera da seção bem como localização dos níveis fossilíferos. Foram coletados cerca de 1573 espécimes paleobotânicos, predominando as formas foliares (38,7%) e caulinares

(34,4%) sobre as frutificações (24,9%). Esses espécimes foram depositados na Coleção de Estudos do Instituto de Geociências da USP.

Desde 1997, esse jazigo vem recebendo visitas periódicas, com coletas de fósseis, por estudantes do curso de Geologia da Universidade de São Paulo (USP) e de Biologia da Universidade Guarulhos (UnG), em excursões didáticas. Também foi visitado por pesquisadores brasileiros e estrangeiros participantes da IX Reunião de Paleobotânicos e Palinólogos, naquele ano (Mandarim-de-Lacerda *et al.* 1997).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Esse sítio paleontológico compreende um morrote de no máximo 5 metros de altura a partir do nível da estrada, parcialmente coberto por vegetação secundária (capim e nanofanerófitas), com uma exposição lateral em corte de estrada (barranco) de 3 a 5 m de altura por, pelo menos, 100 metros de comprimento. A exposição pertence ao DER/SP, estando a maior parte do morrote em propriedade particular tipo sítio de pastagem, ladeando a rodovia.

Nessa exposição observam-se, à base, folhelhos pirobetuminosos recobertos por lentes de arenito arcoseano e bancos de argilito, ambos variegados, localmente entremeados de concreções e crostas limoníticas, apresentando nos níveis mais superiores, grande alteração de cor devido ao intemperismo químico e biológico.

Há três níveis fossilíferos conforme pode ser visto no perfil (Figura 3). Nos dois inferiores, menos alterados, as compressões vegetais são abundantes na forma de folhas e caules. No superior, impressões de folhas e frutos são mais frequentes.

Predominam macrofósseis angiospérmicos, isolados e fragmentados do tipo folhas de dicotiledôneas, de margens inteiras e nervação pinada, dos seguintes grupos taxonômicos: Leguminosae, Myrtaceae, Malvales.

As monocotiledôneas estão representadas por formas relacionadas às famílias Poaceae e Typhaceae. Este último *taxon* apresenta, principalmente, formas referíveis a *Typha tremembensis* Duarte & Mandarim-de-Lacerda 1992, ocorrentes em vários níveis fossilíferos, caracterizando assim a flora autóctone do paleolago Tremembé, visto tratar-se de planta aquática marginal de corpo aquoso.

As pteridófitas estão representadas por formas vegetativas referíveis às Leptosporangiatae.

Uma listagem preliminar da composição tafoflorística do afloramento do km 11, elaborada por Mandarim-de-Lacerda, pode ser observada na Figura 4 e algumas de suas formas na Figura 5.

Esse afloramento corresponde a exposição da litofácies T3 da Formação Tremembé, segundo Riccomini 1989 e Riccomini *et al* 1991.

Quanto à idade desses sedimentos, referências já foram feitas no texto SIGEP nº 78 Sítio Fazenda Santa Fé (Bernardes-de-Oliveira *et al*., neste volume).

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

É um afloramento de estrada que por apresentar um caminho para gado marginal à estrada de rodagem, encontra-se bastante danificado. Recomenda-se que entendimentos sejam estabelecidos com DER-SP para que uma área de 100m x 10m x 5m de altura seja delimitada e cercada para se preservar esse jazigo. Também se recomenda a colocação de uma placa informativa. O acesso à área deve ser regulamentado e permitido mediante autorização de Sociedade Brasileira de Paleontologia (SBP) Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e sob orientação das Universidades envolvidas na pesquisa desse jazigo.

Figura 2- Invertebrados
Figure 2 *– Invertebrates*

CLASSE	TAXA	LITOLOGIA	REFERÊNCIA
Insecta	*Archaeolycorea? sp.*	folhelho pirobetuminoso	Martins-Neto, 1989
Insecta	*Nepticula? sp.*	folhelho pirobetuminoso	Martins-Neto, 1989
Crustaceae	*Propalaemon longispinata*	folhelho pirobetuminoso	Martins-Neto & Mezzalira, 1989, 1991

QC-01

Legenda QC-01

- Solo
- Folhelho
- Argilito variegado (vermelho esverdeado)
- Arenito grosso bem selecionado
- Arenito grosso, arcoseano não conglomerático
- Arenito arcoseano variegado
- Concreções
- Camada de óxido de manganês

Legenda QC-08

- Solo
- Folhelho alterado variegado (bege claro)
- Arenito grosso (mal selecionado)
- Argilito incipiente, laminado variegado
- Intercalações de arenito no folhelho alterado
- Lente de arenito; argilito engloba pequenas lâminas de folhelho
- Folhelho marrom, cinza esverdeado com grande quantidade de fitofósseis
- Arenito esbranquiçado (médio-fino)

Legenda dos Fósseis

- Vegetais

Figura 3-Perfis de calha do afloramento km 11 – margem esquerda da rodovia Quiririm–Campos do Jordão, município de Tremembé. O primeiro (QC-01) localizado no início do afloramento e o segundo (QC-08), 80 metros mais adiante. Nota-se a variação litológica lateral e vertical, nessa seqüência composta em sua base por folhelhos verdes passando a marrom ou bege intemperisado com intercalações decimétricas de arenitos, sobrepostos por uma seqüência de argilitos e lentes de arenitos de mais ou menos 10m de largura por 2m de espessura máxima.

Figure 3 *– Trench profiles of the outcrop at km 11 – left margin of the Quiririm-Campos do Jordão highway, Tremembé Municipality. The first one (QC – 01) is situated at the beginning of the outcrop and the second (QC – 08), 80 meters ahead. It is possible to note the lateral and vertical lithological variation, in this sequence composed in its base by green shales that gradually change upward to brown or beige, with decimetric intercalations of sandstones, overlapped by a sequence of argillites and sandstone lenses 10 m wide and up to 2 m thick.*

Figura 4 – Paleobotânica

Figure 4 *- Paleobotany*

FILO/DIVISÃO	CLASSE	SUBCLASSE	ORDEM	FAMÍLIA	GÊNERO e/ou ESPÉCIE
			FILICALES	SCHIZAEACEAE	
FILICOPHYTA	FILICOPSIDA	LEPTOSPORAGIATAE	SALVINIALES	SALVINIACEAE	
MAGNOLIOPHYTA	MAGNOLIOPSIDA	CARYOPHYLLIDAE	CARYOPHYLLALES	PHYTOLACCACEAE	cf. *Seguieria alvarengai*
		DILLENIIDAE	MALVALES		
		ROSIDAE	FABALES/ LEGUMINOSAE	CAESALPINACEAE	cf. *Copaifera*
				PAPILLIONACEAE	cf. *Machaerium*
					cf. *Aeschynomene*
			MYRTALES	MYRTACEAE	
			CELASTRALES	CELASTRACEAE	cf. *Plenckia*
	LILIOPSIDA	COMMELINIDAE	CYPERALES	POACEAE/ GRAMINEAE	
			TYPHALES	TYPHACEAE	*Typha tremembensis*

Figura 5 - Formas comuns da tafoflora de Tremembé: **a)** Família Typhaceae-*Typha tremembensis;* **b)** Família Sapindaceae ?; **c)** Família Taxodiaceae - aff. *Cryptomeria;* **d)** Família Myrtaceae; **e)** Família Leguminosae-*Machaerium* (fruto); **f)** Família Leguminosae-*Aeschymomene* (fruto Pb 173a,b); **g)** Família Phytolaccaceae-*Seguieria;* **h)** aff. Nymphaeaceae; **i)** aff. Poaceae (Gramineae); **j)** Família Podocarpaceae-*Podocarpus* sp.

Fgure 5- *Common forms of the Tremembé taphoflora:* ***a)*** *Family Typhaceae*-Typha tremembensis*;* ***b)*** *Family Sapindaceae ?;* ***c)*** *Family Taxodiaceae - aff.* Cryptomeria*;* ***d)*** *Family Myrtaceae;* ***e)*** *Family Leguminosae*-Machaerium *(fruit);* ***f)*** *Family Leguminosae*-Aeschynomene *(fruit Pb 173a,b);* ***g)*** *Family Phytolaccaceae*-Seguieria*;* ***h)*** *aff. Nymphaeaceae;* ***i)*** *aff. Poaceae (Gramineae);* ***j)*** *Family Podocarpaceae*-Podocarpus *sp.*

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bernardes de Oliveira, M. E. C.; Mandarim de Lacerda, A. F.; Garcia, M. J.; Campos, C. C. (2001). *SIGEP Nº 78 - Fazenda Santa Fé" (Tremembé), SP - A maior associação de fósseis do Terciário Brasileir*. Neste volume.

Duarte, L. & Mandarim-de-Lacerda, A. F. 1992. Flora Cenozóica do Brasil: Formação Tremembé, Bacia de Taubaté, São Paulo. I. Celastraceae, Loganiaceae e Typhaceae. *An. Aca. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, **64**(1): 29-41.

Mandarim-de-Lacerda, A. F. & Bernardes-de-Oliveira, M. E. 1998. "Estado d'arte da coleção de macrofitofósseis da Formação Tremembé na bacia de Taubaté, Terciário do Sudeste do Brasil. Reunião Anual das Ciências da Terra, SP 1998. Resumos das Comunicações. *An. Acad. Bras. Ci.* (no prelo).

Mandarim-de-Lacerda, A. F.; Saad, A. R. Bernardes-de-Oliveira, M. E. & Garcia, M. J. 1997 - Afloramentos fitofossilíferos da Formação Tremembé, Município de Tremembé, Eoterciário da Bacia de Taubaté, Leste do Estado de São Paulo, Brasil. *Roteiro para a Excursão de Taubaté - Terciário*- IX RPP Reunião de Paleobotânicos e Palinólogos 1997, pp. 1- 16.

Martins-Neto, R. G. 1989. Novos insetos Terciários do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **19**(3):375-386.

Martins-Neto, R. G. & Mezzalira, S. 1989. Revisão dos paleomonídeos terciários brasileiros (Crustacea – Caridae) com descrição de novos taxa. *An. Acad. bras. Ci.* , Rio de Janeiro, **61**(4): 476. Resumo das Comunicações.

Martins-Neto, R. G. & Mezzalira, S. 1991. Revisão dos paleomonídeos terciários brasileiros (Crustacea – Caridae) com descrição de novos taxa. *An. Acad. bras. Ci.* , Rio de Janeiro, **63**(4): 361-367.

Riccomini, C. 1989. *O rift continental do Sudeste do Brasil*. 304p. (Tese de Doutoramento da Universidade São Paulo IGc).

Riccomini, C.; Coimbra, A. M.; Suguio, K.; Minhály, P. Maturana, E. C. 1991. Nova unidade litoestratigráfica cenozóica da Bacia de Taubaté, SP: Formação Pindamonhangaba. *Bol. IG-USP*, **9**:141-147.

Saad, A. R. 1990. *Potencial Econômico da Bacia de Taubaté (Cenozóico do estado de São Paulo, Brasil) nas regiões de Jacareí, Taubaté, Tremembé e Pindamonhangaba*. Rio Claro. (Tese de Doutoramento, IGCE, UNESP)-inéd.

[1] Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo (USP)- Caixa Postal 11.348. São Paulo, SP– CEP: 05422-970- Fone (0XX) 11 8184118

maryeliz@usp.br

[2] Laboratório de Geociência – Universidade Guarulhos (UnG). Pça. Tereza Cristina, 1. Centro –Guarulhos, SP-CEP:07023-070- Fone: (0XX) 11 64641708
geo@ung.br

[3] Instituto de Biologia – Universidade do Estado de Rio de Janeiro (UERJ)- PHLC. S. 511-A. Rua Francisco Xavier, 524. Maracanã- Rio de Janeiro,RJ CEP: 20559-900
Fone: (0XX) 21 5877655
aflora@rio.com.br

Vértices da poligonal da área de proteção do Jazigo Quiririm (Sitio 087)

	LATITUDE	LONGITUDE
1	22°58’12.64” S	45°38’34,51 O
2	22°58’07.25” S	45°38’31,66 O
3	22°58’07.42” S	45°38’31,26 O
4	22°58’12.83” S	45°38’34,16 O

Anexo: Arquivo KMZ.

Responsáveis: Mary Elizabeth Cerruti Bernardes-de-Oliveira – maryeliz@usp.br
Maria Judite Garcia – mgarcia@ung.br

Fazenda Santa Fé (Tremembé), SP

A maior associação de fósseis do Terciário brasileiro

SIGEP 78

Mary Elizabeth Cerruti Bernardes-de-Oliveira[1,2]
Ana Flora Mandarim-de-Lacerda[3]
Maria Judite Garcia[2]
Carla Cristina Campos[2]

O sítio geológico/ paleontológico "Fazenda Santa Fé", pertencente à Extrativa Santa Fé, corresponde a uma pedreira para exploração de argila esmectita da Formação Tremembé, situada no bairro do Padre Eterno, Município de Tremembé, bacia sedimentar de Taubaté, no Estado de São Paulo.

Apresenta uma enorme diversidade de *taxa* fósseis envolvendo microfósseis, icnofósseis, invertebrados, vertebrados e vegetais preservados sob diferentes processos de fossilização, em sedimentos finos (folhelhos e argilas) de ambiente lacustre de provável idade oligocena.

Como ocorrência fossilífera mais importante do Terciário Inferior brasileiro é objeto de visitação e coleta por estudantes e pesquisadores de várias universidades e outras instituições de pesquisa brasileiras. Material procedente de seus estratos está depositado em Coleções Científicas da maioria dessas instituições. Numerosos estudos paleontológicos já foram realizados com seu material fossilífero, contudo muito ainda deve ser feito.

Por outro lado, seu documentário está sendo perdido com a progressiva exploração da pedreira. Por isso recomenda-se que haja preservação de pelo menos uma pequena área, como testemunho desse jazigo fossilífero para gerações futuras e que os períodos exploratórios sob tutela da SBP, sejam sempre acompanhados por pesquisadores das várias instituições envolvidas com seu estudo.

Fazenda Santa Fé, Tremembé, State of São Paulo - The largest fossiliferous association of the Brazilian Tertiary

The "Fazenda Santa Fé", geological/ paleontological site belonging to the "Extrativa Santa Fé" Company is a smectitic mudstone pit in the Tremembé Formation, Taubaté Basin in the Padre Eterno District of the Tremembé Municipality, State of São Paulo.

It presents a huge diversity of fossil taxa including microfossils, ichnofossils, invertebrates, vertebrates and plants, variously preserved in lacustrine shales and mudstones of probable Oligocene age.

As the most important fossiliferous occurrence of the Brazilian Lower Tertiary this site has been visited and collected by students and researchers of several universities and other Brazilian research institutions,with much fossiliferous material deposited in the collections of the majority of these institutions. Many paleontological studies have been carried out on this material, but much is yet to be done.

However, a great part of its fossil record has been lost due to progressive exploration of the pit. For this reason, it is recommended that at least of small part of its area, be set aside as a paleontological landmark by the company for future generations and that its exploitation under the aegis of the Paleontological Brazilian Society - SBP always be accompanied by researchers from the several institutions involved in its study.

INTRODUÇÃO

O sítio "Fazenda Santa Fé" corresponde à mais importante ocorrência geológica/paleontológica do Terciário Inferior brasileiro. Apresenta uma enorme diversidade de conteúdo fossilífero que vai desde palinomorfos e outros microfósseis (escolecodontes, espículas de esponja, ostracodes), icnofósseis, coprólitos, talos de carófitas, moluscos (bivalves, gastrópodes), artrópodes (insetos, aracnídeos, crustáceos), peixes, anfíbios (anuros), répteis (jacaré, quelônios), aves (ratitas, galiformes, flamingos) e mamíferos (morcegos, roedores, ungulados, etc) e expressiva quantidade e diversidade de macrofitofósseis (pteridófitas, coníferas e angiospermas) na forma de frondes, caules, raízes, ramos, folhas, frutos e sementes, preservados em sedimentos finos de ambiente lacustre.

Seja pela variedade de formas, seja pelo grau de preservação excelente (com tipos de fossilização que vão desde conservação parcial, incarbonização, moldes internos e externos e petrificações, permitindo inúmeras técnicas e metodologias de estudo), o jazigo é uma ocorrência que merece ser considerada Patrimônio da Humanidade e como tal obter garantias de que sua riqueza paleontológica não será perdida pela exploração comercial do local.

Figura 1- Localização do sítio fossilífero da "Extrativa Santa Fé". *****sítio fossilífero

Figure 1*-Localization of fossiliferous deposit of the "Extrativa Santa Fé",* *******fossiliferous deposit*

LOCALIZAÇÃO

A "Fazenda Santa Fé" trata-se de um sítio localizado na propriedade homônima, pertencente à companhia mineradora Extrativa Santa Fé, bairro do Padre Eterno, Município de Tremembé, na área oriental do Estado de São Paulo. O sítio encontra-se, mais precisamente, a 590 metros de altitude, entre as coordenadas 22º57' S de latitude e 45º32' W de longitude, na estrada para o bairro do Padre Eterno, cerca de 1,6 km do entroncamento dessa estrada com a rua Costa Cabral (Tremembé)/rodovia Francisco Alves (Figura 1).

HISTÓRICO

Esse sítio paleontológico, explorado pela Sociedade Extrativa Santa Fé Ltda., foi, conforme a literatura, visitado pela primeira vez pelos paleontólogos Rubens da Silva Santos e Lélia Duarte, em 1968. Teve seu conteúdo fossilífero, inicialmente, mencionado por Silva Santos (1970) e descrito por Paula-Couto & Mezzalira (1971), na forma do notoungulado leontinídeo cf. *Leontinia* Ameghino 1895.

Contudo, através da Coleção Paleontológica do Museu Nacional da UFRJ foi possível detectar que algumas coletas de espécimes de fitofósseis, desse local, já haviam sido realizadas, anteriormente na década de 60, por Fausto de Souza Cunha e outros. Durante as três últimas décadas, diversos pesquisadores do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), da Universidade Guarulhos (UnG) e da Universidade de São Paulo (USP), acompanharam as explorações da Extrativa Santa Fé, realizando copiosas coletas de fósseis. Sobretudo as duas últimas instituições de ensino, com verba da UnG e também sob os auspícios da FAPESP – Projeto 95/04858-0, amealharam uma importante coleção de fitofósseis provenientes desse afloramento. Alguns fósseis vegetais dessa localidade podem ser observados na Figura 4 de Bernardes-de-Oliveira *et al*. (neste volume).

A partir da primeira publicação, seguem-se numerosos trabalhos noticiando ou descrevendo fósseis pertencentes aos mais diversos grupos taxonômicos, procedentes dos diferentes níveis da argila esmectítica e dos folhelhos que constituem o pacote sedimentar aflorante, conforme as Figuras 2, 3, 4 e 5.

A idade da Formação Tremembé foi uma das questões de maior divergência entre os pesquisadores. Até o final da década de sessenta e sempre baseada na

DIVISÃO/CLASSE		FAMÍLIA		TAXA	LITOLOGIA	ANO
CHAROPHYTA		Characeae		aff. *Chara* sp		1987
FILICOPHYTA		Pteridaceae		*Acrosticum* sp		1987
CONIFEROPHYTA		Taxodiaceae		aff. *Cryptomeria* sp		1987
MAGNOLIOPHYTA	Magnoliopsida	Lauraceae		*Laurophyllum* sp		1996
		Phytolaccaceae		*Seguieria alvarengai*	folh. pirobetuminoso	1989b
		Tiliaceae		*Luehea nervaperta*	folh. acima do folh papiráceo 14m acima do lim de argilas bento	1989a
		Leguminosae		Leguminosites sp. "*Incertae sedis*"		1989b
			Mimosoidae	Legumes de Mimosoideae		1996
			Caesalpinioidea	*Cassia* sp	folh. pirobetuminoso	1989b
				Copaifera flexuosa	folh. pirobetuminoso	1989b
			Papilionoidea	*Machaerium acinaciformium*	folh. pirobetuminoso	1989b
				Aeschymomene santafesensi	folh. pirobetuminoso	1989b
		Celastraceae		*Plenckia prima*	acima do folh. papiraceo	1992
		Loganiaceae		*Strychnos fossilium*	acima do folh. papiraceo	1992
		Poaceae (Graminae)		aff. Poaceae		1987
	Liliopsida	Typhaceae		*Typha tremembensis*		1992/1996

Legenda:1987,1989a, 1989b, 1992= DUARTE & MANDARIM DE LACERDA 1996= MANDARIM DE LACERDA *et al.*

Figura 2- Quadro Paleobotânico.
Figure 2- *Paleobotanical Table*

fácies folhelhos, oscilava entre Plioceno (Neógeno), idade inicialmente proposta por seu descobridor (Pissis, 1842), e Pleistoceno (Quaternário), com base na semelhança entre faunas pretéritas e hodiernas afins ("modernidade da fauna"), Paula-Couto (1956); Travassos & Silva-Santos (1955), entre outros.

Apenas após o início dos estudos desse jazigo,de onde foram extraídos os primeiros macrofósseis de fauna de vertebrados na fácies argila esmectítica, é que a idade da Formação Tremembé começou a ser cogitada como mais antiga – Oligoceno, tendo por base o conhecimento sistemático da fauna de mamíferos (Paula-Couto & Mezzalira, 1971; Soria & Alvarenga, 1988, 1989; Vucetich, Cunha & Alvarenga, 1993; Oliveira, Ribeiro & Bergqvist, 1997), de aves (Alvarenga, 1982; 1985; 1986; 1988; 1990) e de peixes (Silva-Santos & Santos, 1993; Malabarba, 1996 a, b; 1997, 1998). Estudos palinológicos de material procedente de sondagem da bacia conferiram a idade oligocena para a Formação Tremembé (Lima *et al*, 1985) confirmada com base em material proveniente desse afloramento por Yamamoto (1995).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O afloramento, uma seção de 12 a 18 m de altura da seqüência sedimentar superior da Formação Tremembé, corresponde a uma pedreira de exploração de argila esmectita. Por essa razão, apresenta múltiplas faces ou frentes em constante mutação na fase de exploração, que ocorre durante os meses de estiagem (inverno) a cada 2 ou 4 anos.

Situa-se em área compreendida na sub-bacia de Quiririm, onde as argilas esmectitas encontram-se recobertas por um pacote sedimentar de folhelhos. Nesse conjunto são reconhecidas as litofáceis T1 (argilas verdes), T2 (calcário dolomítico) e T3 (ritmito formado pela alternância de folhelhos castanhos escuros e margas) de Riccomini (1989) e Riccomini *et al*. (1991). Podem aí ser observados os três tipos de folhelhos, característicos dessa formação: (a) folhelho papiráceo, (b) folhelho semi-papiráceo e (c) folhelho conchoidal, distinguidos segundo suas propriedades sedimentológicas e estruturais.

O material fóssil de mamíferos é, especialmente, coletado nas argilas mais basais enquanto peixes, crustáceos e plantas fósseis, nos folhelhos dos estratos superiores, conforme já observado por Paula-Couto & Cunha (*apud* Paula Couto & Mezzalira, 1971). Descrição litológica detalhada do afloramento pode ser vista na Figura 6 e seu aspecto geral pode ser observado nas Figuras 7 e 8.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Trata-se de um jazigo fossilífero situado em uma pedreira em franca exploração, significando dizer que está em progressiva demolição. A Extrativa, preocupada com a preservação ambiental, preenche com o próprio rejeito as áreas exploradas, o que resulta numa mistura de todos os estratos durante o preenchimento, destruindo-os totalmente do ponto de vista bioestratigráfico. Recomenda-se que:

1. Haja a delimitação de pelo menos um bloco de, por exemplo, 50 m x 50m x 15 m de altura para se preservar como testemunho desse jazigo fossilífero;
2. A continuação da exploração se faça com a comunicação à Sociedade Brasileira de Paleontologia (SBP) e sob a supervisão de uma equipe científica composta por pesquisadores das instituições: Universidade Guarulhos (UnG)/Universidade São Paulo (USP)/ Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ)/Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), todas entidades depositárias das principais coleções, tendo essa equipe como seu representante local o Dr. Herculano Alvarenga.
3. Os cientistas interessados façam todo o esforço para ensinar e motivar os operários e administradores da Extrativa Santa Fé e a população local sobre a importância desse jazigo (incluindo treinamento paleontológico básico).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alvarenga, H. M. F. 1982. Uma gigantesca ave fóssil do cenozóico brasileiro: *Physornis brasiliensis* sp. n. *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, **54**(4): 697-712.

Alvarenga, H. M. F. 1985. Notas sobre os Cathartidae (Aves) e descrição de um novo gênero do Cenozóico brasileiro: *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, **57**(3): 349-357.

Alvarenga, H. M. F. 1986. Uma ave fóssil dos folhelhos da Bacia de Taubaté, Estado de São Paulo. *An. Acad. bras. Ci.*, São Paulo **58**(4): 610.

Figura 3 – Quadro de Invertebrados.
Figure 3 *– Invertebrate Table.*

		CLASSE/Ordem		TAXA/ FAMÍLIA	LITOLOGIA	REFERÊNCIA
INVERTEBRATA	ARTROPODA	INSECTA		Coleoptera	folh. pirobetuminoso	1989a
				Dipteros(Tepilidae, Empididae Chirohomidae)		1992a
				Empidoidea	folh. pirobetuminoso	1992a/b
				Lepidoptera: Nymphalidae: Sartirynae- *Neorinella garciae*	folh. pirobetuminoso	1991/1993
				Danaidae	folh. pirobetuminoso	1975
				Lepidoptera	folh. 1m acima das argilas	1975
				Hidrophillidae		1998a
				Petisca dryellina		1998a
				Paratilgidopsis praecursora		1998a
				Taubatehymen minuta		1998a
				Curculioninae		1998a
				Microbasis longinota		1998a
				Psephenella ferreirai		1998a
				Tremebecarabus rotundus		1998a
				Taubocicadellina breviptera		1998a
				Tremembellina microcelata		1998a
				Tremembaetalion minutum		1998a
				Trulaxia primula		1998a
				Taubarixa macrocelata		1998a
				Tauborixiellopsis breviclavata		1998a
				Tauborixella santosae		1998a
				Tabanus tremembensis	folh. pirobetuminoso	1997b
				Palaeohebrus tremembensis	folh. pirobetuminoso	1997a
				Taubatecoris quadratiformis	folh. pirobetuminoso	1997a
		CHELICERATA		Araneae	folh. pirobetuminoso	1997
		CRUSTACEA	Decapoda	*Bechleja robusta*		1989b/1998b
				Paleamon longispinata		1989b
			Conchostraca	*Tremembeglypta saadi*	argila "bentonítica"	1997
			Ostracoda	Ostracodes		
		GASTROPODA		*Lymnae*	argila "bentonítica"	1974
				Biomphalariasp	argila "bentonítica"	1974
		BIVALVIA		Microbivalves		1993

Legenda
1989a, 1997a/b, 1998a/b Martins-Neto
1992a/b, 1993 Martins-Neto *et al.*
1974 Ferreira
1993 Garcia
1975 Brito & Ribeiro
1989b, 1991 Martins-Neto & Mezzalira
1997 Mesquita
1997 Gallego & Mesquita

Alvarenga, H. M. F. 1988. Ave fóssil (Gruiformes: Rallidae) dos folhelhos da Bacia de Taubaté, Estado de São Paulo. *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, **60**(3):321-328.

Alvarenga, H. M. F. 1990. Flamingos fósseis da Bacia de Taubaté, Estado de São Paulo, Brasil: Descrição de nova espécie. *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, **62**(4): 335-345.

Alvarenga, H. M. F. 1993. *Paraphisornis* novo gênero para *Phisornis brasiliensis* Alvarenga, 1982. (Aves: Phorusrhacidae). *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, **65** (4):403-406.

Alvarenga, H. M. F. 1995. Um primitivo membro da Ordem Galliformes (Aves) do Terciário da Bacia de Taubaté, Estado de São Paulo, Brasil. *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, **67**(1): 33-44.

Bernardes-de-Oliveira, M. E. C.; Mandarim de Lacerda, A. F.; Garcia, M. J.; Campos, C. C. (2001). *Jazigo Rodovia Quiririm - Campos do Jordão Km 11, (Tremembé), SP -(Macrofósseis vegetais do Terciário) - SIGEP Nº 87, bacia de Taubaté).* (neste volume).

Brito, I. M. & Ribeiro, F. A. M. 1975. Ocorrência de Lepidoptera nos folhelhos de Tremembé e algumas considerações sobre a bacia geológica do Paraíba, Estado de São Paulo. *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, **47**(1):105-111.

Capilla, R. 1994. Um ofidío da Formação Tremembé, Bacia de Taubaté, SP. *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, **66** (2): 253. Resumos de Comunicações.

Carvalho, I. S. & Fernandes, A. C. S. 1989. A icnocenose da Bacia de Taubaté: significado paleoambiental. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11, 1989, Curitiba, PR. *Resumos das Comunicações*, p. 106-107.

Castro, A. C. J.; Carvalho, I. S.; Fernandes, A. C. S. 1988a. Introdução ao estudo dos coprólitos da Bacia de Taubaté, SP. *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, **60**(1):109. Resumo das Comunicações.]

Castro, A. C. J.; Fernandes, A. C. S. ; Carvalho, I. S. 1988b. Coprólitos de aves da Bacia de Taubaté. *In*: CONGRESSO

Figura 4 – Quadro de Vertebrados.
Figure 4 *– Vertebrate Table .*

FILO	CLASSE	TAXA	LITOLOGIA	REFERÊNCIA
CHORDATA	PISCES	*Percichthys antiquus (Centropomus)*	folhelhos	1986
		Astyanax unicus(=Megacheirodon unicus)		1995, 1997
		Triportheus ligniticus		1995
		Brycon avus		1995
		Cyphocharax mosesi (Curimata mosesi)	folhelhos	1995/1996a,b
		Tremembichthys pauloensis		1993
	REPTILIA	*Pleurodira*	2,5m abaixo do folh. pirob. e arg. "bentonítica" /esmec.	1974
		Caiman tremembensis	arg. "bentonítica"/esmec.	1988
		Ofidio	folh esverd. 1,5m acima do topo da arg. " bentonítica"/ esmec.	1994
	AVES	*Taubacrex granivora*	folh.e arg. "bentonitica"/esmec.	1988
		Agnopterus sicki	arg. "bentonitica". abaixo folh. pirobetuminoso	1990
		Paleolodus aff. *P. ambiguus*	arg. "bentonitica." abaixo folh. pirobetuminoso	1990
		Paraphysornis brasiliensis		1982/1993
		Gallinula chloropus		1986
		Ameripodius silvasantosi	folh. pirobetuminoso	1995
		Brasilogyps faustoi		1985
		Penas de aves		1993
	MAMMALIA	*Taubatherium paulacoutoi*	arg. "bentonítica"/esmec.	1989
		Taubatherium major		1989
		Rhynchippus equinus	arg. "bentonítica"/esmec.	1989
		Rhynchippus brasiliensis	arg. "bentonítica"/esmec.	1989
		Notohippidae	arg. "bentonítica"/esmec.	1989
		Astrapotherinae	arg. "bentonítica"/esmec.	1989
		Proterotheriidae	arg. "bentonítica"/esmec.	1989
		Borhyaeninae	arg. "bentonítica"/esmec.	1989
		Paulacoutomys paulista	arg. "bentonítica"/esmec.	1993
		Leontinia gaudryi	arg. "bentonítica"/esmec.	1971
		Dasypodidae	arg. "bentonítica"/esmec.	1991/1993
		Eocoleophorus glyptodontoides	camada + sup.de argila "bentonitica"/esmec.	1997
		Leontinidae		1988
Coprolitos		de Aves, de Terópode, *Pascichnia*		1989,1988a,b,c,1987

Legenda
1982, 1985, 1986, 1988,
1990, 1993, 1995 Alvarenga
1988, 1989 Soria & Alvarenga
1971 Paula-Couto & Mezzalira
1991, 1993 Kischlat
1989 Carvalho & Fernandes
1988a, b, c Castro
1988 Chiappe
1994 Capilla
1993, 1997 Oliveira
1993 Silva-Santos & Santos
1993 Vucetich
1987 Fernandes
1995, 1996a, b, 1997 Malabarba
1986 Silva-Santos
1993 Garcia

Figura 5 – Quadro de Palinologia.
Figure 5 *– Palinology Table.*

	AFINIDADE BOTÂNICA	TAXA
PALINOMORFOS	FUNGOS	*Monoporisporites* sp
		Dicellaesporites sp
		Didymoporisporonites sp
		Dyadosporonites sp
		Multicellaesporites sp
		Pluricellaesporites sp
		Diporicellaesporites sp
		Callimothallus sp
		Phragmothyrites sp
	ALGAS	*Pediastrum* sp1
		Pediastrum sp2
		Ovoidites sp
		Zygnema sp
	PTERIDÓFITAS	*Cyathidites* sp
		Deltoidospora sp
		Leiotriletes sp
		Leiotriletes adriennis
		Leiotriletes microadriennis
		Baculatisporites sp
		Echinatisporis sp
		Cicatricosisporites dorogensis
		Cicatricosisporites baculatus
		Foveotriletes sp
		Hamulatisporis sp
		Matonisporites sp
		Plicatella sp
		Polypodiaceoisporites sp
		Cicatricososporites sp
		Microfoveolatosporis sp
		Verrucatosporites sp
		Perinomonoletes sp
	GIMNOSPERMAS	*Monosaccate* sp
		Podocarpidites marwickii
		Podocarpidites aff. P. rugulosus
		Dacrydiumites florinii
		Ephedripites eocenipites
		Ephedripites tertiarius
		Ephedripites fusiformis
		Cycadopites sp
		Ephedripites lusaticus
	ANGIOSPERMAS	*Liliacidites* sp
		Crototricolpites aff. *C. annemariae*
		Foveotricolpites sp
		Perfotricolpites digitatus
		Striatopollis catatumbus
		Perisyncolporites pokornyi
		Bombacacidites sp
		Myrtaceidites sp
		Psilatricolporites sp
		Rhoipites sp
		Graminidites sp
		Sparganiaceaepollenites sp
		Corsinipollenites undulatus
		Cricotriporites sp
		Malvacipollis spinulosa
		Ulmodeipites krempii
		Catinipollis geiseltalensis
		Scabraperiporites cf. *S. nativensis*
		Quadraplanus sp

Figura 6- Perfil de frente de exploração da Extrativa Santa Fé/ Tremembé em 1997.
Figure 6*- Exploitation front profile from Extrativa Santa Fé/ Tremembé, in 1997.*

BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém, PA, *Anais...*, **VI**:2358-2370.

Castro, A. C. J.; Carvalho, I. S.; Fernandes, A. C. S. 1988c. Um coprólito de terápode na Bacia de Taubaté, SP. *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, **60**(4):493. Resumo de Comunicações.

Chiappe, L. M. 1988. Un nuevo caiman (crocodylia, Alligatoridae) de la Formación Tremembé (Oligoceno), Estado de São Paulo, Brasil, y su significado paleoclimático. *Paula-Coutiana, Museu de Ciências Naturais da Fundação Zoobotânica do Rio Grande do Sul*, n 331/12/88: 49-66.

Duarte, L. & Mandarim de Lacerda, A. F. 1987. Flora cenozóica do Brasil, Formação Tremembé, Bacia de Taubaté; São Paulo. (Nota Preliminar). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, X, 1989, Curitiba, PR. *Anais...*, SBP, 879-884p.

Duartre, L. & Mandarim de Lacerda, A. F. 1989a. Flora cenozóica do Brasil, Formação Tremembé, Bacia de Taubaté; São Paulo. II: *Luechea nervaperta* sp. n. (Tiliaceae). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, **11**, 1989, Curitiba, PR. *Resumos das Comunicações*, SBP, p. 99.

Duarte, L. & Mandarim de Lacerda, A. F. 1989b. Flora cenozóica do Brasil, Formação Tremembé, Bacia de Taubaté; São Paulo. III. Frutos (Phitolacaceae e Leguminosae). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, **11**, 1989, Curitiba, PR. *Resumos das Comunicações*, SBP, **1**:395-410.

Duarte, L. & Ma ndarim de Lacerda, A. F. 1992. Flora cenozóica do Brasil, Formação Tremembé, Bacia de Taubaté; São Paulo. I. Celastraceae, Loganiaceae e Thyphaceae. *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, **62**(2):202-203.

Fernandes, A. C. S.; Polivanov, H.; Carvalho. I. S. 1987. Novos Procedimentos para caracterização de icnofósseis da Bacia de Taubaté, SP. *In*: CONGRESSO BRAS. PALENTOLOGIA, 10, Rio de Janeiro, *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, SBP, **1**: 291-306.

Ferreira, C. S. 1974. Gastrópodes pulmonados de água doce da Formação Tremembé, São Paulo. *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, **46**(3/4):663-666.

Gallego, O. F. & Mesquita, M. V. 1997. Chonchostracos Terciários de la Formación Tremembé (Bacia de Taubaté – São Paulo – Brasil) Y su importancia Paleobiológica. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 15º, São Pedro, SP. *Bol. Resumos*. p. 25.

Garcia, M. J. 1993. Coleção do Projeto. "A Paleontologia da Formação Tremembé", Terciário do Estado de São Paulo. *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, **65**(3): 329.

Kischlat, E. E. 1991. Observações preliminares sobre os quelônios pleurodiras da Formação Tremembé, Bacia de Taubaté, Estado de São Paulo, Brasil. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 12, São Paulo, SP. *Boletim de Resumos*, p. 67.

Kischlat, E. E. 1993. *Quelidas (Chelonii, Pleurodira) da Bacia de Taubaté, Cenozóico do Estado de São Paulo, Brasil.* Rio de Janeiro: Curso de Pós Graduação em Geologia. Dissertação (mestrado em Geologia). Inst. de Geociências-UFRJ. P. 242

Lima, M. R.; Salard-Cheboldaef, M.; Suguio, K. 1985. Etude Palinologique de la Formation Tremembé, tertiaire du Bassin de Taubaté, (Etat de São Paulo, Bresil), D' Apres les Echantillons du Sondage nº42 du CNP. *In*: CONGRESSO

Figura 7 - Frente de exploração na Extrativa Santa Fé, em 1993, São observados os diferentes níveis de folheto pirobetuminoso e argilitos-siltosos, tendo na base a argila esmectícia.

Figure 7 *- Exploitation front of the Extrativa Snta Fé in 1993 Note different layers of pyrobetuminous shale and silty recovering smectitic clays.*

Figura 8- Frente de exploração da Extrativa Santa Fé, em 1996.

Figure 8- *Exploitation front of the Extrativa Santa Fé in 1996.*

BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, VIII, 1983, MME-DNPM, *série Geologia, 27, Paleontologia Estratigráfica*, **2**: 379-393.

Malabarba, M. C. S. L. 1995. *Sistemática e Filogenia dos Caraciformes (Actinopterygii:Teleostei) Fósseis da Bacia de Taubaté, São Paulo*. Tese de Doutorado – Curso de Pós-Graduação em Geociências. UFRGS. 193p.

Malabarba, M. C. S. L. 1996a. *Cyphocharax mosesi* (Travassos & Santos) a fossil Eurimatidade from Tertiary of São Paulo, Brazil. *An. Acad. bras. Ci., Rio* de Janeiro, **68**(2):294. Resumo das Comunicações. IG-SMA/SP.

Malabarba, M. C. S. L. 1996b. Reassessment and relationships of *Curimata mosesi* Travassos & Santos a fossil fish (Teleostei: Characiformes: Curimatidae) from the Tertiary of São Paulo, Brasil. *Comun. Mus. Ci. Tecnol. PUCRS, Ser. Zool.* , **9**:55-63.

Malabarba, M. C. S. L. 1997. A new Genus of Characiform Fossil Fish from Tremembé Formation, Tertiary of São Paulo, Brazil (Ostariophysi: Characidae). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 15, São Pedro, *Boletim de Resumos*... p. 89.

Malabarba, M. C. S. L. 1998. Phylogeny of fossil characiformes and paleobiogeography of the Tremembé Formation, São Paulo, Brazil. In: *Phylogeny and classification of neotropical fishes*. Part 1 – Fossils and Geological Evidence, p. 69-84.

Mandarim de Lacerda, A. F. ; Bernardes de Oliveira, M. E. C. ; Pons, D. 1996. Microscopia eletrônica de varredura de macrofitofósseis da Formação Tremembé, Eoterciário da Bacia de Taubaté, Estado de São Paulo, Brasil. *In*: CONGRESSO NACIONAL DE BOTÂNICA, 47, 1996, Nova Friburgo, Rio de Janeiro, *Resumos*... p. 497-498.

Martins Neto, R. G. 1989a. Sobre a Ocorrência de Coleoptera (Insecta) na Formação Tremembé, Bacia de Taubaté (Oligoceno do Estado de São Paulo). *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro. *Boletim de Resumos*, SBG- SP/RJ, p.13-14.

Martins Neto, R. G. 1997a. A Paleoentomofauna da Formação Tremembé (Bacia de Taubaté), Oligoceno do Estado de São Paulo: Descrição de novos Hemipteros (Inescta). *Revista Universidade Guarulhos- Geociências*, **II**(6):66-69.

Martins Neto, R. G. 1997b. Dipteros (Insecta) da Formação Tremembé, Bacia de Taubaté, Oligoceno do Estado de São Paulo. III Família Tabanidae. *Acta Geologica Leopoldensia*, **44**(XX):51-57.

Martins Neto, R. G. 1998a. A Paleoentomofauna da Formação Tremembé (Bacia de Taubaté) Oligoceno do Estado de São Paulo: novos Hemiptera, Auchenorrhyncha, Hymenoptera, Coleoptera e Lepidoptera (Insecta). *Revista Universidade Guarulhos- Geociências*. **III**(6):58-70.

Martins Neto, R. G. 1998b. Novos aportes ao conhecimento sobre a morfologia de *Bechleja robusta* Martins Neto & Mezzalira 1991, crustáceo carídeo da Formação Tremembé, Oligoceno do Estado de São Paulo. *Revista Universidade Guarulhos-Ciências Exatas e Tecnológicas*, **III**(4):62-65.

Martins Neto, R. G. & Mezzalira, S. 1989b. Revisão dos paleomonídeos terciários brasileiros (Crustacea – Caridae) com descrição de novos taxa. *An. Acad. bras. Ci.* , Rio de Janeiro, **61**(4): 476. Resumo das Comunicações.

Martins Neto, R. G. & Mezzalira, S. 1991. Revisão dos paleomonídeos terciários brasileiros (Crustacea – Caridae) com descrição de novos taxa. *An. Acad. bras. Ci.* , Rio de Janeiro, **63**(4): 361-367.

Martins Neto, R. G.; Fragoso, L. M. C.; SantosS, J. C. K.; Vieira, F. R. N. 1992a. Dipteros (Insecta) da Formação Tremembé, Bacia de Taubaté, Oligoceno do Estado de São Paulo. II-Familias Tepulidae, Empididae e Chirohomidae. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. , 1992, São Paulo, SP. *Boletim de Resumo Expandidos*, Sessões Temáticas, SBG, **2**: 494-496.

Martins Neto, R. G. ; Vieira, F. R. M.; Kucera Santos, J. C.; Fragoso, L. M. C. 1992b. Dípteros (Insecta, Empidoidea) da Formação Tremembé, Bacia de Taubaté, Oligoceno do Estado de São Paulo. I Família Hybotidae. *Acta Geol. Leopoldensia*. São Leopoldo, RS, **15** (36):31-48.

Martins Neto, R. G.; Santos, J. C. K.; Vieira, F. R. N.; Fragoso, L.M.C. 1993. Nova espécie de borboleta (Lepidoptera: Nymphalidae: Satirynae) da Formação Tremembé, Oligoceno do Estado de São Paulo. *Acta Geológica Leopoldensia*, **37**(16):5-16.

Mesquita, M. V. 1997. Aracnídeo da Formação Tremembé (Bacia de Taubaté), Oligoceno do Estado de São Paulo, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 15, São Pedro, *Boletim de Resumos*..., 55p.

Oliveira, E. V.; Ribeiro, A. M.; Bergqvist, L. P. 1993. Sobre um Dasypodidae (Mammalia; Edentata) da Formação Tremembé (Oligoceno), Estado de São Paulo, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 13, São Leopoldo. p. 247.

Oliveira, E. V.; Ribeiro, A. M.; Bergqvist, L. P. 1997. A New Oligocene Cingulate (Mammalia: Xenarthra) from the Taubaté Basin, Brasil. *An. Acad. bras. Ci.*, **69**(4):461-470.

Paula Couto, C. 1956. Une chauve-souris fossile des argiles feuilletées pleistocénes de Tremembé, Etat de São Paulo (Brésil). In: CONGR. INTERN. QUATERN., IV, 1953, Pisa, *Actes*, **1**:343-347.

Paula Couto, C. & Mezzalira, S. 1971. Nova conceituação geocronológica de Tremembé, Estado de São Paulo, Brasil. *An. Acad. bras. Ci.*, **43** (suplemento): 473-488.

Pissis, A. 1842. Mémorie sur la position géologique des terrains de la partie australe du Brésil, et sur les soulèvements que à diverses époques ont changé le relief de cette contrée. *Comptes R end. Acad. Sci. Paris*, **14**:1044-1046.

Riccomini, C. 1989. *O rift continental do Sudeste do Brasil*. São Paulo, 304p. (Tese de Doutorado do Instituto de Geociências da Universidade São Paulo).

Riccomini, C.; Coimbra, A. M.; Seguio, K.; Mihaly, P.; Naturana, E. C. 1991. Nova unidade litoestratigráfica cenozóica da Bacia de Taubaté, SP: Formação Pindamonhangaba. *Bol. IG-USP*, **9**:141-147.

Silva Santos, R. 1970. Nova evidência paleontológica da idade pleistocena dos estratos da Bacia do Paraíba. *Miner. Metalurgia*, **51**(301):10

Silva Santos, R. 1986. Nova conceituação Genérica do *Percichthys Antiquus* Woodward, 1898, dos Folhelhos Betuminosos da Formação Tremembé, São Paulo, *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, **58** (4):606-607.

Silva Santos, R. & SANTOS, H.R. S. 1993. *Tremembichthys pauloensis* (Schaeffer, 1947) (Pisces, Cichlidae) da Formação Tremembé, Estado de São Paulo, Brasil. *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro, **65**(1):41-55.

Soria, M. F. & Alvarenga, H. M. F. 1988 – Un Leontinidae (Notoungulata; Toxodonta) de la Cuenca de Taubaté; Estado de San Pablo, Brasil. In: JORN. ARGENT. PALEONT. VERT., IV, *Resumos*, pp. 23-24. Comodoro Rivadavia, 1987.

Soria, M. F.& Alvarenga, H. M. F. 1989. Nuevos restos de mamíferos de la Cuenca de Taubaté, Estado de São Paulo, Brasil, *An. Acad. bras. Ci.,* **61**(2):157-175.

Ttravassos, H. & Silva Santos, R. (1955). Caracídeos fósseis da Bacia do Paraíba. *An Acad. bras. Ci.,* **27**(3):297-322;

Vucetich, M. G.; Souza Cunha, F. L; Alvarenga, H. M. F. 1993. Un roedor Caviomorpha de la Formación Tremembé (Cuenca de Taubaté), Estado de São Paulo, Brasil, *An. Acad. bras. Ci.,* **65**(3): 247-251.

Yamamoto, I.T. 1995. *Palinologia das bacias tafrogênicas do sudeste (bacias de Taubaté, São Paulo e Resende): Análise bioestratigráfica integrada e interpretação ambiental.* Rio Claro. (Dissertação de Mestrado IGCE-UNESP, Rio Claro), 217p.

[1] Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo (USP)- Caixa Postal 11.348. São Paulo, SP– CEP: 05422-970- Fone (0XX) 11 8184118
maryeliz@usp.br

[2] Laboratório de Geociências – Universidade Guarulhos (UnG). Pça. Tereza Cristina, 1. Centro Guarulhos, SP-CEP:07023-070- Fone: 0XX 11 64641708
geo@ung.br

[3] Instituto de Biologia – Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ)- PHLC. S. 511-A. Rua Francisco Xavier, 524. Maracanã- Rio de Janeiro,RJ CEP: 20559-900
Fone: (0XX) 21 5877655
aflora@rio.com.br

Fonseca, MG

Vegetais fósseis do Terciário brasileiro

SIGEP 86

Claudio Limeira Mello[1]
Lílian Paglarelli Bergqvist[2]
Lucy Gomes Sant'Anna[3]

A bacia de Fonseca, situada na região do Quadrilátero Ferrífero, no estado de Minas Gerais, sudeste do Brasil, constitui um clássico exemplo de sedimentos terciários, tendo despertado o interesse de vários pesquisadores, desde a segunda metade do século passado, por conter depósitos de "canga", linhito e sedimentos fossilíferos. Os litotipos principais constituem os sedimentos arenosos e argilosos, provavelmente eocênicos, da Formação Fonseca. Estes depósitos são recobertos pelos conglomerados ferruginosos ("canga") da Formação Chapada de Canga. O registro fossilífero da Formação Fonseca é caracterizado por uma grande variedade de famílias de Angiospermas, sendo as famílias Melastomataceae e Mimosaceae as mais abundantes. O fóssil mais notável pertence à Família Bombacaea – uma flor, relativamente bem conservada, apresentando a impressão das pétalas e androceu (orgão reprodutor masculino). Esta flor representa o primeiro registro de uma flor fóssil no Cenozóico do Brasil.

Fonseca, State of Minas Gerais - Fossil plants of the Tertiary of Brazil

The Fonseca Basin, located at the Quadrilátero Ferrífero region (State of Minas Gerais, Southeastern Brazil), is a classical example of Brazilian Tertiary sediments. It has called the attention of several researchers since the second half of the 19th century for its deposits of "canga", lignite and fossiliferous sediments. The main lithotypes consist of sandy and clayey sediments of the Fonseca Formation, probably dated as Eocene. The ironstone pebble conglomerates ("canga") of the Chapada de Canga Formation cover them. The Fonseca Formation is a very fossiliferous deposit. A great amount of leaves and branches of Angiospermae, mainly from the families Melastomatacea and Mimosacea, have been recovered. The most spectacular fossil ever recovered in the Fonseca Formation belongs to the Family Bombacacea - an almost complete flower with impressions of the petals and the male reproductive organ. It represents the first record of a flower in the Cenozoic of Brazil.

INTRODUÇÃO

A pequena bacia de Fonseca, situada na região do Quadrilátero Ferrífero, no estado de Minas Gerais, representa um exemplo clássico de sedimentos terciários no Brasil e é aqui reconhecida como importante sítio geológico e paleontológico brasileiro. Desde os primeiros estudos realizados por Gorceix (1876, 1884), a importância desta bacia para o conhecimento da flora eoterciária brasileira vem sendo admitida por diversos pesquisadores.

O interesse geológico e paleontológico pela bacia de Fonseca possui razão tanto de ordem econômica como científica, nos dois casos devido a depósitos de canga e, principalmente, linhíticos. Estes, explorados economicamente de forma ocasional, preservam uma excepcional riqueza de fósseis vegetais, que atesta a presença de uma vegetação luxuriante para a idade de formação dos depósitos (Gorceix, 1884; Lima & Salard-Cheboldaeff, 1981). Além disto, as floras terciárias das regiões tropicais do hemisfério sul são de especial importância no estudo da dispersão florística das angiospermas, e de sua migração para a região setentrional (Duarte, 1956).

LOCALIZAÇÃO

A bacia de Fonseca localiza-se no extremo leste do Quadrilátero Ferrífero, na porção centro-leste do Estado de Minas Gerais, nas proximidades da vila de Fonseca, município de Alvinópolis, situando-se a leste da Serra do Caraça (Figura 1; Figura 2). A bacia de Fonseca, conforme definida por Sant'Anna & Schorscher (1997) situa-se às coordenadas 20º10'S e 43º20'W.

O acesso à área pode ser efetuado a partir da cidade de Santa Bárbara, distante 107 km de Belo Horizonte, pela Rodovia MG-326, não pavimentada, rumo a Catas Altas e Santa Rita Durão. A vila de Fonseca localiza-se cerca de 15 km a sudeste de Catas Altas e 12 km a leste de Santa Rita Durão. A circulação na área se faz somente por estradas secundárias, não pavimentadas, sendo as principais aquelas que ligam Catas Altas a Fonseca e Catas Altas a Santa Rita Durão, ambas situadas, respectivamente, nos limites norte e oeste da área.

HISTÓRICO

A bacia de Fonseca despertou o interesse de vários pesquisadores desde a segunda metade do século XIX, por conter depósitos de "canga", linhito e sedimentos fossilíferos. O primeiro estudo na bacia foi efetuado por Gorceix (1876), que descreveu a "canga", os depósitos sedimentares da bacia e alguns de seus fósseis. Este autor discutiu, ainda, a gênese, as prováveis áreas-fontes e a idade dos sedimentos, que supôs ser quaternária devido à semelhança entre as

Figura 1 - Localização da bacia de Fonseca no contexto geológico regional do Quadrilátero Ferrífero e geologia da região da bacia de Fonseca: 1- Associação TTG, 2- Supergrupo Rio das Velhas, 3- Supergrupo Minas, 4- Supergrupo Espinhaço, 5- Formação Fonseca, 6- Formação Chapada de Canga. Modificado de Sant'Anna & Schorscher (1997).

Figure 1 - *Location of the Fonseca Basin in the Quadrilátero Ferrífero area and geologic setting of the Fonseca Basin region: 1 - TTG Association, 2 - Rio das Velhas Supergroup, 3 - Minas Supergroup, 4 - Espinhaço Supergroup, 5 - Fonseca Formation, 6 - Chapada de Canga Formation. Modified from Sant'Anna & Shorscher (1997)*

folhas fossilizadas por ele encontradas e as existentes na vegetação local. Em trabalho posterior, Gorceix (1884) abordou a litologia e o conteúdo fossilífero das bacias terciárias de água doce de Gandarela e Fonseca, atribuindo a esta última origem lacustre e reconhecendo sua idade como terciária, provavelmente miocênica superior ou pliocênica.

Estudos aprofundados sobre os fósseis da bacia de Fonseca só foram realizados muito tempo depois, quando Berry (1935) descreveu quinze novas espécies vegetais. O restante da paleoflora foi dada a conhecer por Dolianiti (1949, 1950), Curvello (1955), Duarte (1956, 1958, 1974) e Sommer & Lima (1967). Ainda que os fósseis vegetais sejam notavelmente mais abundantes, Gorceix (1876) citou a presença de um peixe indeterminado e Costa-Lima (1944) de insetos da ordem Isoptera. O interesse pelos palinomorfos é bem posterior. Com base nas análises palinológicas que realizaram, Lima & Salard-Cheboldaeff (1981) sugeriram uma idade eocênica para os sedimentos da bacia de Fonseca.

Maxwell (1972) definiu, para esta área, a Formação Fonseca, e descreveu sua seção-tipo próximo à vila homônima. Segundo definição deste autor, esta unidade compreenderia 86 m de espessura de sedimentos argilo-arenosos flúvio-lacustres, recobertos por depósitos rudáceos ferruginos ("canga"), incluídos nesta unidade e interpretados como remanescentes da sedimentação na borda da bacia. O autor apresentou o primeiro mapa geológico da bacia de Fonseca, em escala aproximada 1:100.000, ocupando seus depósitos uma área com cerca de 35 km^2. Em recente revisão estratigráfica da bacia de Fonseca, Sant'Anna (1994) e Sant'Anna & Schorscher (1997) individualizaram duas unidades estratigráficas distintas: a Formação Fonseca e a Formação Chapada de Canga.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Geologia

A bacia de Fonseca está assentada sobre rochas arqueanas do Quadrilátero Ferrífero, pertencentes à Associação TTG (Tonalito-Throndjemito-Granodiorito) do Complexo Regional de Rochas *sensu lato* Graníticas (Schorscher, 1992) e ao Supergrupo Rio das Velhas (Schorscher, 1978) - Figura 1. Unidades metassedimentares proterozóicas, quartzito-itabiríticas do Supergrupo Minas e quartzíticas do Supergrupo Espinhaço (Dorr, 1969; Inda *et al.*, 1984), constituem as serranias que delimitam a área (Schorscher, 1980; Luchesi, 1991; Davies, 1993).

Os litotipos mais importantes do ponto de vista do reconhecimento desta bacia como sítio geológico e paleontológico brasileiro referem-se à Formação Fonseca, conforme recentemente redefinida por Sant'Anna & Schorscher (1997), correspondendo a

Figura 2 - Vista geral da morfologia regional na área da bacia de Fonseca. Avista-se, ao fundo, os contrafortes da Serra do Caraça e, em primeiro plano, o platô da Chapada de Canga.
Figure 2 - *General view of the regional morphology in the area of the Fonseca Basin. Notice, at the background, the Serra do Caraça and, at the foreground, the Chapada de Canga plateau*

sedimentos arenosos, argilo-arenosos, por vezes fossilíferos e papiráceos, e argilosos. A seção colunar mais representativa da Formação Fonseca é apresentada na Figura 3.

Estes depósitos documentam um sistema fluvial meandrante, de idade terciária, desenvolvido sobre o embasamento regional pré-cambriano, durante um intervalo de relativa quietude tectônica, provavelmente sob clima úmido (Sant'Anna & Schorscher, 1997). Neste ambiente de sedimentação, depositaram-se os sedimentos arenosos, argilo-arenosos e argilosos, tendo caráter geral granodecrescente ascendente.

Os sedimentos argilo-arenosos são, por vezes, fossilíferos e papiráceos, tendo se formado em meandros abandonados, onde a baixa taxa de sedimentação permitiu a preservação de macrofósseis. Argilitos laminados, ricos em matéria orgânica, e arenitos com abundantes detritos orgânicos fósseis (fragmentos de caules e folhas) são típicos dos depósitos da Formação Fonseca. A laminação plano-paralela é a estrutura sedimentar predominante nesta formação, estando bem desenvolvida nos sedimentos argilo-arenosos e argilosos. Estruturas de escorregamento (dobras convolutas, atectônicas) e feições de bioturbação são localmente encontradas nos argilitos. Os arenitos exibem estratificações cruzadas tabulares de baixo ângulo quando presentes na parte basal das exposições, tornado-se maciços nas posições intermediárias. A base da unidade não está aflorante, sendo 20m a espessura máxima observada nos afloramentos atuais.

As unidades arqueanas do Quadrilátero Ferrífero foram as principais áreas-fontes dos sedimentos da Formação Fonseca, sendo as rochas *sensu lato* graníticas da Associação TTG as que mais contribuíram para a composição essencialmente quartzosa dos arenitos e caulinítica (caulinitas detríticas) dos argilitos. Subordinadamente, rochas máfica-ultramáficas do Supergrupo Rio das Velhas participaram na formação dos sedimentos.

A atuação da diagênese na Formação Fonseca permitiu a compactação dos sedimentos, especialmente dos folhelhos papiráceos, e a geração de caulinitas neoformadas com textura de "livro" (*face-to-face texture*).

Figura 3 - Seção-tipo da Formação Fonseca. Modificado de Sant'Anna & Schorscher (1997).

Figure 3: *Type section of the Fonseca Formation. Modified from Sant'Anna & Schorscher (1997).*

O intemperismo atual, além de erodir os depósitos da Formação Fonseca e alterar os minerais preexistentes, tem promovido a formação de caulinitas com textura vermiforme (*wormlike texture*).

Apesar de Sommer & Lima (1967), baseados em estudos paleobotânicos, terem considerado a Formação Fonseca como sendo de idade miocênica, Lima & Salard-Cheboldaeff (1981) dataram-na como eocênica, baseando-se em dados palinológicos.

Os depósitos da Formação Fonseca estão atualmente preservados em um pequeno gráben com cerca de 2,2 km^2 de área, encravado em rochas do embasamento e delimitado por falhamentos normais, pós-sedimentares, com direções NE e NW (Sant'Anna *et al.* 1997).

Os sedimentos da Formação Fonseca e as rochas do embasamento pré-cambriano encontram-se recobertos por depósitos conglomeráticos ferruginosos, originalmente denominados de "canga" por Gorceix (1876). Estes depósitos ocorrem como corpos tabulares de espessuras métricas, compostos por ortoconglomerados oligomíticos, de cor marrom a preta, contendo seixos e calhaus subarredondados a angulosos de itabirito, quartzito e quartzo, além de argila ferruginosa intersticial. Sustentam importantes platôs na área da bacia.

Sant'Anna & Schorscher (1997) definiram estes depósitos como Formação Chapada de Canga, dissociando-os da evolução geológica da bacia de Fonseca. Maxwell (1972) havia posicionado tais depósitos no topo da seção-tipo da Formação Fonseca, do que Sant'Anna & Schorscher (1997) divergem, considerando as características litológicas distintas, a presença de um importante hiato sedimentar e o caráter de mapeabilidade. Para estes autores, a Formação Chapada de Canga representa um sistema de leques aluviais associados lateralmente a planícies de rios entrelaçados, sob influência tectônica e condições semi-áridas, tendo como área-fonte as rochas ferríferas e carbonáticas do Grupo Itabira, Supergrupo Minas. De acordo com Sant'Anna *et al.* (1997), a idade da Formação Chapada de Canga ainda é incerta, podendo ser terciária ou quaternária.

Paleontologia

A bacia de Fonseca é bastante rica em fósseis vegetais. Com poucas exceções, os trabalhos sobre a paleoflora da bacia de Fonseca restringiram-se à descrição morfológica do material, com especial ênfase no padrão das nervuras principais e secundárias.

Grande variedade de famílias de Angiospermas já foi registrada na Formação Fonseca: Annonaceae, Bignoniaceae, Bombacaceae, Combretaceae, Euphorbiaceae, Lauraceae, Leguminosae, Malphighiaceae, Melastomataceae, Meliaceae, Menispermaceae, Mimosaceae, Monimiaceae, Myrsinaceae, Myrtaceae, Rutaceae, Sapindaceae, Sapotaceae, Theaceae, Tiliaceae. A Figura 4 exibe exemplares recentemente coletados na bacia de Fonseca. Muitas destas famílias fazem parte da flora atual do estado de Minas Gerais, existente nos arredores do distrito de Fonseca, o que para Dolianiti (1950) é indicativo de que as formas fósseis seriam possíveis precursoras de suas aliadas atuais.

As famílias Melastomataceae e Mimosaceae são as mais abundantes na bacia, mas o fóssil mais notável pertence à Família Bombacaea – uma flor, relativamente bem conservada, apresentando a impressão das pétalas e androceu (orgão reprodutor masculino). Esta flor (Figura 5), com 3,6cm de comprimento e cinco pétalas, representa o primeiro registro de uma flor fóssil no Cenozóico do Brasil (Duarte, 1974).

De acordo com os estudos palinológicos de Lima & Salard-Cheboldaeff (1981), pela presença de *Cicatricosisporites dorogensis*, *Spinizonocolpites*, *Perisyncolporites* e pela ausência de *Verrucatosporites usmensis*, *Jandufouria seamrogiformis*, *Magnastriates* e pólen de compostas, a idade provável dos sedimentos da Formação Fonseca seria eocênica. Ainda segundo estes autores, a ausência completa de dinoflagelados e acritarcas mostra claramente que se tratam de depósitos continentais. A partir destes estudos, os autores propõem que o ambiente deposicional seria lacustre, com regiões pantanosas. Esta interpretação paleoambiental é compatível com o modelo fluvial meandrante proposto por Sant'Anna & Schorscher (1997), onde condições lacustres e pantanosas estariam relacionadas a meandros abandonados (*oxbow lakes*) e áreas alagadas, em planície de inundação. A grande quantidade de esporos de pteridófitas indicaria um clima mais úmido.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O sítio fossilífero de Fonseca, há muito conhecido e citado na literatura especializada, ainda representa um local bastante promissor para pesquisas geológicas e paleontológicas.

Atualmente, a ocorrência dos depósitos da Formação Fonseca encontra-se dentro de uma área voltada para atividades de reflorestamento industrial, e os afloramentos existentes são observados em leitos de córregos e em ravinas.

Figura 4 – (a) Exemplar de *Oxandra emygdiana*, Família Annonaceae, procedente da Formação Fonseca (UFRJ-DG 272 Pb). Foto de Alex Wey; **(b)** Exemplar de *Caesalpinia echinataformis*, Família Leguminosae, procedente da Formação Fonseca (UFRJ-DG 278Pb).

Figure 4 – ***(a)*** Oxandra emygdiana, *Family Annonaceae, from the Fonseca Formation (UFRJ-DG 272 Pb). Photo by Alex Wey;* ***(b)*** Caesalpinia echinataformis, *Family Leguminosae, from the Fonseca Formation (UFRJ-DG 278Pb). Photo by Alex Wey*.

Figura 5 - Flor fóssil procedente da Formação Fonseca - *Eriotheca prima*, Família Bombacaceae (DGM 1436 Pb). **(a)** Impressão; **(b)** Reconstituição ilustrativa. (Duarte, 1974).

Figure 5: *Fossil flower from the Fonseca Formation* - Eriotheca prima, *Family Bombacaceae (DGM 1436 Pb).* ***(a)*** *Imprint;* ***(b)*** *Reconstruction. (after Duarte, 1974).*

Coletas recentes, realizadas por pesquisadores do Departamento de Geologia da UFRJ, a partir de solicitação da Divisão de Meio Ambiente do município de Alvinópolis/MG, reavivaram o interesse paleontológico sobre a Formação Fonseca, com a descoberta da novas formas de macro e microfósseis vegetais (Wey *et al*., 1999). Pode-se afirmar que ainda existe uma grande quantidade de material a ser coletado e pesquisado, sendo muito amplo o horizonte para a realização de estudos geológicos e paleontológicos.

Existe interesse da Prefeitura do Município de Alvinópolis/MG na criação de um Parque Paleontológico/Ecológico voltado à preservação e educação ambiental, e também a estudos científicos. Esta proposta é plenamente justificável, havendo a necessidade, porém, de proteção do local, tais como: a) identificação e delimitação criteriosas da área de interesse; b) desmatamento controlado do acesso aos jazigos fossilíferos selecionados; c) abertura controlada de cavas no leito das drenagens e nas encostas, para estudos geológicos e coleta de material fossilífero.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Berry, E. W. 1935. Tertiary plants from Brazil. *Proc. Amer. Phil., Soc.*, 75 (**7**): 565-590.

Costa Lima, A. 1944. Sobre dois fósseis da bacia terciária de Fonseca (Alvinópolis-Minas Gerais). *An. Acad. bras. Ciênc.*, 16(**4**): 291-292.

Curvello, W. S. 1955. Sobre um vegetal do linhito de Fonseca, Minas Gerais. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 27 (**3**): 293-296.

Davies, H. P. K. 1993. *Petrogênese e evolução crustal precambriana da região de Bateias (Quadrícula 1:25.000 NE da folha topográfica Catas Altas 1:50.000), Quadrilátero Ferrífero - MG*. São Paulo, 265p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

Dolianite, E. 1949. Contribuição à flora pliocênica de Fonseca, Minas Gerais. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 21 (**3**): 239-244.

Dollianiti, E. 1950. Contribuição à flora pliocênica de Fonseca, Minas Gerais II. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 22 (**3**): 303-306.

Dorr, J. N. 1969. Physiographic, strtigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *USGS Prof. Pap.*, 641-A, 110p.

Duarte, L. 1956. Melastomataceae fósseis da bacia terciária de Fonseca, Minas Gerais. D.N.P.M., *Bol. Div. Geol. Miner*, **161**: 7-32.

Duarte, L. 1958. Annonaceae fósseis da bacia terciária de Fonseca, Minas Gerais. D.N.P.M., *Bol. Div. Geol. Miner*., **178**: 7-33.

Duarte, L. 1974. Sobre uma Flor de Bombacaceae, da Bacia Terciária de Fonseca, MG. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 46(**3/4**): 407-411.

Gorceix, H. 1876. Note sur la roche connue vulgairement au Brésil sous le nom de Canga, et sur le bassin d'eau douce de Fonseca (province de Minas Geraës). *Bull. Soc. Geol. France*, **3**(IV): 321-323.

Gorceix, H. 1884. Bacia Terciária d'agua doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarela e Fonseca) Minas Geraes - Brasil. *Anais da Escola de Minas*, 3: 75-92.

Inda, H. A. V.; Schorscher, J. H. D.; Dardenne, M. A.; Schobbenhaus, C.; Haralyi, N. C. E.; Branco, P. C. A.; Ramalho, R. 1984. O cráton do São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuaí. *In:* SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (coords.), *Geologia do Brasil*. DNPM, Div.Geol.Mineral., Brasília, 501p.

Lima, R. L. & Salard-Cheboldaeff, M. 1981. Palynologie des Bassins de Gandarela et Fonseca (Eocene de l'etat de Minas Gerais, Bresil). *Boletim IG, Instituto de Geociências, USP*, v. 12: 33-54.

Luchesi, I. 1991. *Evolução petrogenética e metalogenética da Serra da Boa Vista, Quadrilátero Ferrífero*. São Paulo, 134p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

Maxwell, C. H. 1972. Geology and ore deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brasil. *USGS Prof. Pap.*, 341-J, 72p.

Sant'anna, L. G. 1994. *Mineralogia das argilas e evolução geológica da Bacia de Fonseca, Minas Gerais*. São Paulo, 151p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

Sant'anna, L. G. & Schorsch, H. D. 1997. Estratigrafia e mineralogia dos depósitos cenozóicos da região da Bacia de Fonseca, Estado de Minas Gerais, Brasil. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 69(**2**): 211-226.

Sant'anna, L. G.; Schorsch, H. D.; Riccomini, C. 1997. Cenozoic tectonics of the Fonseca Basin region, Eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(**3/4**): 275-284.

Schorscher, J. H. D. 1978. Komatiitos na estrutura "Greenstone belt", Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Resumos*... Recife, SBG, p.292-293.

Schorscher, J. H. D. 1980. Contribuição à estratigrafia proterozóica do Quadrilátero Ferrífero. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 52: 195.

Schorscher, J. H. D. 1992. *Arcabouço petrográfico e evolução crustal de terrenos précambrianos do sudeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional e Domínios Granito-Gnáissicos adjacentes*. São Paulo, v.1, 274p., v.2, 394p. (Tese de Livre-Docência apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

Sommer, F. W. & Lima, C. D. 1967. Contribuição à paleoflora de Fonseca, Minas Gerais. *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, 39 (**3/4**): 537R-538R.

Wey, A. S.; Barros, M. A.; Dino, R.; Bergqvist, L. P.; Mello, C. L.; Silva. R. C. B. 1999. Resultados preliminares de novos achados na bacia de Fonseca, MG (Paleógeno): macro e microfósseis vegetais. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 16, Crato, 1999. *Boletim de Resumos*..., Crato, SBP, p. 126-127.

[1,2] Departamento de Geologia – IGEO/CCMN/UFRJ. Cidade Universitária, Ilha do Fundão. Rio de Janeiro/RJ, Brasil. 21949-900.

[1] imeira@igeo.ufrj.br;

[2] bergqvis@igeo.ufrj.br

[3] Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental – IGc/USP. Caixa Postal 11.348. São Paulo/SP, Brasil. 05422-970. lsantann@hotmail.com

Mesossauro da Serra do Caiapó (Montividiu), GO

Um vertebrado fóssil típico do Paleozóico Superior, importante na história da Deriva Continental

SIGEP 10

Dina Celeste Araújo-Barberena[1]
Joffre Valmório de Lacerda Filho[2]
Lílian de Lemos Timm[1, 3]

Sítios fossilíferos da Formação Irati afloram em praticamente toda a extensão da Bacia do Paraná. Sua importância deve-se à riqueza da paleoflora e paleofauna, que se acham preservadas em seu interior.

O Sítio Serra do Caiapó, Município de Montividiu, Estado de Goiás destaca-se pelo registro fossilífero de mesossauros, sendo assinalada a presença de *Brazilosaurus sanpauloensis.* O estudo deste sítio, bem como o de outros sítios da Formação Irati, tem permitido detalhar a história da Bacia do Paraná, inferindo importantes interpretações crono e bioestratigráficas e paleogeográficas, possibilitando o aprofundamento de seu conhecimento.

Até o presente, o Sítio Serra do Caiapó não possui atenção especial quanto à preservação e, portanto, recomendam-se medidas que garantam sua conservação como patrimônio mundial.

Mesosaur in the Serra do Caiapó (Montividiu), State of Goiás - A typical vertebrate fossil of the Upper Paleozoic with an important role in the Continental Drift history

Fossiliferous sites of the Irati Formation outcrop practically throughout the Paraná Sedimentary Basin. They are important due to the wealth of paleofauna and paleoflora, especially that preserved in these layers.

The Serra do Caiapó site in the township of Montividiu, state of Goiás is important due the record of mesosaurs represented by Brazilosaurus sanpauloensis. Their study as well as oyher sites of the Irati foration has allowed a detailed view of the history of Paraná Basin, inferring significant chronostratigraphic, stratigraphic and paleogeographic interpretations, and enabling the acquisition of further knowledge regarding the history of that time.

Up to the present, the Serra do Caiapó site has not been submitted to any special preservation measures and, therefore, it is recommended that steps be taken to ensure their conservation as a world heritage site.

INTRODUÇÃO

White (1908) realizou o primeiro estudo sistemático da Bacia do Paraná, amplamente aceito pela comunidade geológica, no estabelecimento da coluna referente às rochas gonduânicas do "Sistema de Santa Catarina". A Formação Irati foi proposta como componente basal do então Grupo Passa Dois, de idade permiana, e desde então tem sido objeto de vários estudos, algumas vezes divergentes e polêmicos, sem no entanto tirar sua importância geológica e paleontológica.

Segundo Milani *et al.* (1994), os sedimentitos Irati representariam o início de um ciclo trans-regressivo completo de 2ª ordem, o terceiro na história evolutiva da Bacia do Paraná. Nesta concepção, a unidade Irati comporia o início da fase regressiva deste ciclo, uma vez que a unidade Palermo, a ela sotoposta, contém a seção condensada e as superfícies de máxima inundação. O "mar Palermo" caracterizava-se por condições de circulação aberta e uma progressiva expansão de área deposicional, enquanto que as condições paleogeográficas nos tempos da unidade Irati (Kazaniano) eram de mares interiores de circulação restrita e com o aumento progressivo de salinidade da base até o topo.

A Formação Irati encontra-se bem documentada em afloramentos e testemunhos de sondagens que vão desde o sul da Bacia do Paraná (Rio Grande do Sul) até a sua parte noroeste (Goiás e Mato Grosso). Neles acham-se preservados, numa extraordinária quantidade, representantes de paleoflora e paleofauna que viveram naquela época. Entre todos, podemos destacar os mesossauros, pequenas formas natantes, como um dos fósseis mais abundantes. Este grupo, juntamente com os sedimentitos que os contêm, representam duas fácies distintas: uma formada por folhelhos pretos depositados em águas rasas e ambiente redutor e outra caracterizada por calcários depositados na borda da bacia, representando águas ainda mais rasas e com maior circulação. Na primeira, acha-se preservada, em sua grande maioria, a espécie denominada *Mesosaurus tenuidens* e, na segunda, *Stereosternum tumidum* e *Brazilosaurus sanpauloensis* (Oelofsen & Araújo, 1983; 1987).

LOCALIZAÇÃO

O sítio paleontológico Serra do Caiapó (Figura 1) situa-se na serra homônima, município de Montividiu, porção sudoeste do estado de Goiás, em um afloramento da formação Irati, na pedreira para extração de calcário denominada Rio Verde. Esse sítio possui as seguintes coordenadas geográficas: 17°15'S e 51°29'W.

HISTÓRICO

O primeiro mesossauro foi encontrado no sul da África e descrito por Paul Gervais, que o denominou de *Mesosaurus tenuidens*, em 1864. O autor recebeu este material sem ter conhecimento de sua procedência estratigráfica e tentou, através de suas características osteológicas, relacioná-lo a grupos aquáticos na época já conhecidos. Baseado na fragilidade do esqueleto e morfologia dos membros, Gervais (1864) constituiu o nome genérico *Mesosaurus* para enfatizar o deslocamento deste animal tanto no meio terrestre quanto aquático. Já o nome específico, *tenuidens*, refere-se à delicadeza da dentição.

Cope (1886, 1887) descreveu mesossauros provenientes de calcários do Estado de São Paulo (Rio Claro, Limeira, Itapetininga e Tietê), sendo o mais completo encontrado no bordo sul do Rio Tietê, durante a construção de uma estrada de Ferro em Sorocaba. Pela análise osteológica, concluiu serem gênero e espécie novos, denominando-os de *Stereosternum tumidum*.

Durante o trabalho de campo efetuado por White (1908), foram coletados exemplares em "xistos pretos", próximos à cidade de Irati, os quais foram enviados para MacGregor (1908) que observou a extrema semelhança com o material africano. Porém, como na época o mundo científico não tinha conhecimento da deriva continental, em sua diagnose específica, apenas diferenciou o material brasileiro, pela distância geográfica, denominando-o, assim, *Mesosaurus brasiliensis*. Cabe ressaltar que a partir da análise de coleções afro-brasileiras, Oelofsen & Araújo (1987) tornaram a espécie de MacGregor (op. cit.) sinonímia com *Mesosaurus tenuidens*.

Após *White* (1908), a ênfase das pesquisas na Bacia do Paraná, até a metade da década de 60, recaía na mera descrição litoestratigráfica.

Shikama & Ozaki (1966) descreveram novo gênero e espécie de mesossauro, cujo material foi achado em camada calcária da Formação Irati, aflorante numa fazenda situada a 16 km à noroeste da cidade de Tatuí (Estado de São Paulo). Os autores compararam o exemplar com as descrições de *Mesosaurus* e *Stereosternum* e concluíram, principalmente através de características anatômicas de crânio, extensão da região cervical e as delgadas costelas, que se tratava de uma nova forma de mesossauro, denominando-o de

Figura 1 - Mapa de localização do sítio Serra do Caiapó (Montividiu), Estado de Goiás.
Figure 1 - *Location map of the site of Serra do Caiapó (Montividiu), State of Goiás.*

Figura 2 - Vista geral da Pedreira Rio Verde.
Figure 2 - *Ceneral view of the Rio Verde quarry.*

Figura 3 - Exemplar de *Brazilosaurus sampauloensis* encontrado na camada de fohelho negro betuminoso na Pedreira Rio Verde (Goiás).
Figure 3 - *Specimen of* Brazilosaururs sanpauloensis *found in the bituminous black shale stratum at Rio Verde quarry (State of Goiás).*

Brazilosaurus sanpauloensis. O exemplar era relativamente bem preservado e constituído de crânio e parte do esqueleto pós-cranial.

A partir do final dos anos 60, vários trabalhos se sucederam, surgindo análises paleoambientais da bacia, às vezes divergentes, como as pesquisas de Northfleet *et al.* (1969), Schneider *et al.* (1974) e Gama Jr. (1979). Por outro lado, as pesquisas paleontológicas tiveram também sua trajetória e houve a confirmação das três espécies de mesossauros na unidade Irati, por Araújo (1976), e interpretações paleoecológicas e paleoambientais foram expressas principalmente nos trabalhos de Oelofsen & Araújo (1983; 1987). Nos anos 90, cabe ressaltar os trabalhos de Lavina (1991) e Lavina *et al.* (1991) que apresentam uma análise sedimentar e paleogeográfica do Neo-Permiano e Eo-Triássico da Bacia do Paraná e interpretam os extensos *hummockys* e as altas taxas de mortalidade dos mesossauros, observadas num afloramento do Rio Grande do Sul, fenômeno este reincidente em outros locais da bacia, como decorrentes de tempestades de inverno durante o Neo-Permiano. Milani (1997) aprofunda o conhecimento sobre a Bacia do Paraná, apresentando uma moderna visão da evolução tectônica e sedimentar, estendendo estes conhecimentos a todo bordo ocidental do Gondwana.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

No Sítio Serra do Caiapó a Formação Irati na região inicia-se com um nível conglomerático passando, em direção ao topo, para uma seqüência de calcários com intercalações de folhelhos negros carbonosos, às vezes betuminosos, interacamadados com calcários cinzas microcristalinos, onde são encontrados uma grande quantidade de restos de fósseis de mesossauros (Figura 2). No nível superior predominam calcários criptocristalinos cinza a preto com lentes de *chert* oolítico.

Na porção média desta seqüência foi coletado, pelo geólogo Joffre Valmório de Lacerda Filho, na Pedreira Rio Verde, durante os trabalhos do Projeto Carvão Energético das Bordas Norte e Oeste da Bacia do Paraná (Marques *et al.*, 1981), um exemplar de mesossauro quase completo e bem preservado (Figura 3), além de grande quantidade de fragmentos ósseos pertencentes a este grupo dentro do nível de folhelho negro betuminoso acima descrito.

Nesta pedreira é explorado o calcário para corretivo de solos e, em decorrência, os exemplares fósseis geralmente se acham fragmentados pelas explosões.

Além deste sítio, são descritas, nesta região, diversas ocorrências fósseis desde o município de Montividiu até Perolândia. Neste último município, Pena *et al.* (1975) descreveram um sítio onde assinalam a ocorrência de mesossauros dentro dos calcários da unidade Irati.

O exemplar de mesossauro coletado na Pedreira Rio Verde mede cerca de 70 cm de comprimento, apresentando um esqueleto alongado e delgado. Pelas características osteológicas a seguir descritas, este fóssil classifica-se na espécie *Brazilosaurus sanpauloensis* (Shikama & Ozaki, 1966). O crânio, cuja medida é de aproximadamente 6,4 cm, em vista lateral, demonstra uma forma triangular decorrente do pequeno comprimento do rostro e a mandíbula apresenta o bordo ventral reto. O pescoço, comparativamente maior, em relação ao crânio, mede aproximadamente 8,5 cm de comprimento. Estas medidas, de acordo com Araújo (1976), recaem na média estatística da proporção crânio e pescoço, assinaladas por Shikama & Ozaki (op. cit.) em comparação a *Mesosaurus tenuidens* e *Stereosternum tumidum*. Quanto à cintura, estão presentes pequenos fragmentos dos ossos que a compõem e em relação ao membro anterior, apenas o úmero direito, sob forma de molde, acha-se preservado. Na região torácico-lombar salienta-se a morfologia das costelas, bastante delgadas, diferentemente do que ocorre em *S. tumidum* e *M. tenuidens*. Conforme Timm (1996), através de estudos histológicos, as três formas apresentam o mesmo fenômeno de compactação óssea (paquiostose), sendo que *M. tenuidens* e *S. tumidum* também demonstram este fenômeno externamente, através do espessamento de suas costelas. Tal característica enfatiza o contorno esqueletal bem mais frágil de *B. sanpauloensis* comparativamente às outras formas. Da cintura pélvica, somente um osso ísquio está presente. Quantos aos membros posteriores, ambos os fêmures estão bem preservados, o mesmo não ocorrendo com os elementos ósseos distais (tíbia e fíbula) que se encontram fragmentados. Apenas duas pequenas porções do metatarso são observadas no lado esquerdo do exemplar. As vértebras caudais, com exceção de três que se acham em forma de moldes, demonstram boa preservação, sendo possível analisar, em nível de detalhe, toda a morfologia típica desta região. Um número razoável de arcos hemais foi preservado, evidenciando o espessamento ósseo característico desta espécie.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A Formação Irati e seu respectivo conteúdo fossilífero receberam especial atenção da comunidade

científica ao longo do século XX, pela sua importância crono-, bio- e paleogeográfica.

Os afloramentos dessa unidade, sem dúvida, contêm informações significativas pela abundância da paleofauna acoplada ao estudo geológico. Dentro deste contexto, os mesossauros destacam-se por seu grande número de exemplares, excelente fossilização, evidenciada em estudos paleohistológicos, e por sua delimitada ocorrência estratigráfica, compondo, claramente, uma zona bioestratigráfica.

A litologia da unidade Irati constitui-se num eficiente marco estratigráfico na bacia e a presença de mesossauros neste intervalo é um elemento adicional muito importante para a comparação entre regiões muito distantes entre si, sendo, inclusive, o melhor referencial para estudos de crono-correlação entre as Bacias do Paraná e Karoo (África do Sul), segundo Lavina (1991).

Pelas razões enumeradas, este sítio fossilífero deveria merecer uma atenção especial quanto à sua preservação. Por tratar-se de uma pedreira, precisaria ter suas atividades exploratórias suspensas ou, pelo menos, ter acompanhamento constante de um técnico especializado na coleta e preservação dos exemplares fossilizados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Araújo, D. C. 1976. Taxonomia e Relações dos Proganosauria da Bacia do Paraná. *Anais Acad. Bras. Cienc.*, Rio de Janeiro, **48** (1): 91-116.

Cope, E. D. 1886. *Stereosternum tumidum*, gen. et sp. nov. *Procedings American Philosophical Society*, **23**: 7-15.

Cope, E. D. 1887. The Carboniferous genus *Stereosternum*. *Amer. Naturalist*, **21**:1109.

Gama Jr., E. 1979. A sedimentação do grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati): um modelo geomórfico. *Ver. Brasil. Geoc.*, **9** (1):1-16.

Gervais, P. 1864. Description du *Mesosaurus tenuidens*, Reptile Fossile de l'Afrique Australe. *Mem. Acad. Mont. Pellier, Sec. Sci*,169-175.

Lavina, E. L. 1991. *Geologia Sedimentar e Paleogeografia do NeoPermiano e EoTriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná.* Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 333p.

Lavina, E. L.; Araújo Barberena, D. C. ; Azevedo, S. A. K. de. 1991. Tempestades de inverno e altas taxas de mortalidade de répteis mesossauros; um exemplo a partir do afloramento Passo Sao Borja, RS. *Pesquisas*, **18** (1): 64-70.

Macgregor, J. H. 1908. *Mesosaurus brasiliensis nov. sp. do Permiano do Brasil.* In: White, I.C. apresentado ao S. Ex. o Sr. Dr. Lauro Severiano Müller, Ministro da Indústria, Viação e Obras Pública. Rio de Janeiro: Imprensa Nacional. **2**: 301-336.

Marques, V. J. ***et al.*** 1981. *Projeto Prospecção de Carvão Energético nas bordas Norte e Oeste da Bacia do Paraná, Áreas I, II e III, Relatório Final.* Goiânia, DNPM/CPRM., **1**: 115p.

Milani, E. J. 1997. *Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gonduana Sul-Ocidental*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutoramento, 255p.

Milani, E. J. ; França, A. B. ; Schneider, R. L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, **8** (1): 69-82.

Northfleet, A. A.; Medeiros, R. A.; Muhlmann, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Téc. Petrobrás*, Rio de Janeiro, **12** (3): 291-346.

Oelofsen, B. W.; Araújo, D. C. 1983. Palaecological implications of the distribution of mesosaurid reptiles in the Permian Irati sea (Parana Basin), South America. *Revista Brasileira de Geociências*, **13** (1):1-6.

Oelofsen, B. W.; Araújo, D. C. 1987. *Mesosaurus tenuidens* and *Stereosternum tumidum* from the Permian Gondwana of both Southern Africa and South America. *South African Journal of Science*, **83** (6):370-372.

Pena, G. S. *et al.* 1975. Projeto Goiânia II, Relatório Final. v.5. Goiânia, DNPM/CPRM.

Schneider, R. L.; Muhlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R. A.; Daemon, R. F.; Nogueira, A .1974. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In: *Congr.Bras. Geol.*, 28, Porto Alegre, **1**:41-65.

Shikama, T.; Ozaki, H. 1966. On a reptilian skeleton from the Palaeozoic formation of San Paulo, Brazil. *Palaeontol. Soc. Jap., Trans. Proc.*, **64**: 351-358.

Timm, L. de L.. 1996. *Estudo Paleohistológico acerca a Paquiostose em Mesossauros.* Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 181p.

White, I. C. 1908. Relatório sobre as *coal measures* e rochas associadas do sul do Brasil. In: *Relatório Final da Comissão de Estudos Minas de Carvão de Pedra do Brasil, parte 1.*, Rio de Janeiro, Imprensa nacional, 300 p.

[1] Curso de Pós-Graduação em Geociências; UFRGS, Porto Alegre
daraujo@if.ufrgs.br

[2] Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Goiânia
geremigo@terra.com.br

[1,3] Instituto Geobiológico La Salle, Canoas
ltimm@lasalle.tche.br

Sitio SIGEP 010: Mesossauro da Serra do Caiapó (Montividiu), GO

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO

★ Ocorrência de Brazilosaurus

VERTICE	POINT_X	POINT_Y	LONGITUDE	LATITUDE
1	-51,63638702900	-17,16516135160	51° 38' 10,993" W	17° 9' 54,581" S
2	-51,59356467530	-17,15476883380	51° 35' 36,833" W	17° 9' 17,168" S
3	-51,55176648250	-17,18878640620	51° 33' 6,359" W	17° 11' 19,631" S
4	-51,54200358660	-17,18881287740	51° 32' 31,213" W	17° 11' 19,726" S
5	-51,51504405020	-17,14776706070	51° 30' 54,159" W	17° 8' 51,961" S
6	-51,50358001350	-17,14782089790	51° 30' 12,888" W	17° 8' 52,155" S
7	-51,49268478730	-17,19812776000	51° 29' 33,665" W	17° 11' 53,260" S
8	-51,39267460550	-17,22466907730	51° 23' 33,629" W	17° 13' 28,809" S
9	-51,39276502980	-17,24948829580	51° 23' 33,954" W	17° 14' 58,158" S
10	-51,50504274570	-17,26281209140	51° 30' 18,154" W	17° 15' 46,124" S
11	-51,65164378670	-17,24367545990	51° 39' 5,918" W	17° 14' 37,232" S
12	-51,65761580760	-17,20694535600	51° 39' 27,417" W	17° 12' 25,003" S

Localização

Clip Geologia

Qpi	Coberturas aluvionares
JKsg	Formação Serra Geral
Pc	Formação Corumbatai
Pir	FormaçãoIrati
Cpa	Grupo Aquidauana

Área do poligono do Sitio

Responsaveis: Joffre Valmório de Lacerda Filho
Dina Celeste Araújo Barberena
Lilian de Lemos Timm

Fazenda Cristal, BA

Estromatólitos mesoproterozóicos

SIGEP 93

Narendra K. Srivastava[1]
Antônio José Dourado Rocha[2]

A Fazenda Cristal, situada no município de Morro do Chapéu, Chapada Diamantina Oriental, estado da Bahia, possui excelentes afloramentos com biohermas e biostromas compostas por estromatólitos estratiformes, colunares, domais e oncólitos. Essas feições ocorrem em carbonatos depositados em ambiente marinho raso com evidências de tempestades, que representam a base da formação Caboclo (grupo Chapada Diamantina) de idade Mesoproterozóica. As biohermas esféricas a dômicas, com diâmetros de até seis metros, são compostas por estromatólitos colunares, bifurcados ou com colunas isoladas, de até 10 centímetros de altura e três centímetros de diâmetro. As biostromas, compostas de estromatólitos estratiformes (biolititos planares), oncólitos e estromatólitos domais, apresentam níveis com pseudomorfos de evaporitos, intercalações milimétricas de pelitos vermelhos, fendas de ressecamento e evidências de dissolução por pressão (estilólitos). Sobre esse intervalo estratigráfico ocorre uma espessa camada de siltitos lenticulares, depositada em ambiente de submaré, por ação de tempestades, onde existem grandes estruturas de colapso, a exemplo do Buraco do Possidonio (a sudoeste da cidade de Morro do Chapéu) e do Buracão (na fazenda Cristal), que constituem atrações turísticas na região.

Fazenda Cristal, State of Bahia - Mesoproterozoic stromatolites

The Cristal Farm, situated in the municipality of Morro do Chapéu, Eastern part of Chapada Diamantina (State of Bahia), contains excellent outcrops of bioherms and biostromes of columnar, stratified, domal and oncolitic stromatolites. These structures occur in shallow marine tempestite carbonate deposits and are at the base of the Caboclo Formation (Chapada Diamantina Group) of Mesoproterozoic age. The spherical and domal carbonate bioherms of about six meters in diameter are composed of non- branching or ramified columnar stromatolites of up to ten centimeters in height and three centimeters in diameter. The carbonate biostromes composed of stratified stromatolites (planar biolithites), oncolites and domal stromatolites, show thin layers of evaporite-pseudomorphs, milimetric intercalations of red pelites, desiccation cracks and evidences of pressure and dissolution features (stylolites). Above this stratigraphic interval occurs a thick bed of lenticular siltites deposited in subtidal regime through the action of tempestites , in which are found large collapse structures represented by the "Hole of Possidonio "(SW of the town of Morro do Chapéu) and the "Hole of Buracão "(at the Cristal Farm), which are tourist attractions of the region.

INTRODUÇÃO

O sítio da fazenda Cristal abriga uma das mais expressivas exposições de biohermas e biostromas de estromatólitos colunares, estratiformes, domais e oncólitos, constituindo um belo exemplo de associação de estromatólitos carbonáticos com estruturas sedimentares de tempestades. A natureza desses afloramentos, aliada à presença de cavernas e de estrutura de colapso, numa região de fácil acesso e baixa densidade demográfica, juntamente com a sua importância para a geologia e para a paleontologia do Mesoproterozóico do Brasil, justificam que sejam adotadas medidas para a sua preservação.

LOCALIZAÇÃO

O domínio selecionado para caracterização do sítio da Fazenda Cristal, abrange uma área de aproximadamente 3,25km^2, delimitada pelos meridianos de 41^0 19' 57" e 41^0 18' 07" de Longitude Oeste e pelos paralelos 11^0 18' 05" e 11^0 19' 47" de Latitude Sul, situada no município de Morro do Chapéu, na Chapada Diamantina Oriental, na região central do estado da Bahia (Figura 1).

A partir de Salvador o acesso à região pode ser efetuado por estradas asfaltadas, inicialmente pela BR-324 até Feira de Santana (108 km); depois, pela BR-052 até Morro do Chapéu (290km). Em seguida pela rodovia BA-046 até o povoado de Catuaba. O sitio Fazenda Cristal, está situado quatro quilômetros a norte desse povoado, com acesso por estradas não-pavimentadas (Figura 1).

O deslocamento para o sitio não apresenta dificuldade, apesar da área ser pobremente povoada. Os principais afloramentos estão localizados numa escarpa, com aproximadamente 2km de extensão, cercada com arame farpado. No trecho de interesse para essa descrição, a estrada não-pavimentada de acesso ao sítio é paralela com a escarpa, da qual dista apenas algumas dezenas de metros. As entradas para o sitio ficam na sede da fazenda homônima, de propriedade do Sr. José Carlos Ferraz.

HISTÓRICO

O primeiro trabalho de mapeamento geológico dessa região foi desenvolvido por Pedreira *et al.* (1975), através do Projeto Bahia, executado pelo Convênio DNPM/CPRM, na escala 1:250.000. Esse trabalho registrou a ocorrência da formação Caboclo, constituída por metassiltitos, metarenitos e metargilitos. Em 1988 a área foi mapeada, na escala 1:50.000, por Maia &

Figura 1 - Mapa de localização da área do sítio fazenda Cristal.
Figure 1 *- Localization map of the area of Cristal Farm site.*

Pena Filho, durante o Curso de Aperfeiçoamento em Terrenos Sedimentares, ministrado no Centro Integrado de Estudos Geológico (CIEG), de Morro do Chapéu, como parte do programa de treinamento da equipe técnica da CPRM. Esse trabalho apresentou as primeiras descrições das rochas carbonáticas dessa região. Em 1989, Srivastava desenvolveu um estudo dos estromatólitos de biohermas e biostromas desse sítio, descrevendo quatro grupos principais: estromatólitos colunares, estromatólitos nodulares, estromatólitos colunares/estratiformes e estromatólitos colunares ramificados. As unidades carbonáticas e os estromatólitos da formação Caboclo foram tratados por Rocha et al. (1990). Posteriormente, Souza & Souza Jr. (1992) realizaram uma abordagem quantitativa em estudos taxonômicos dos estromatólitos, através de estudo de perfis laminares. Rocha (1997) apresentou os resultados do mapeamento geológico da folha Morro do Chapéu, na escala 1:100.000. Em 1998 esse autor apresentou a estratigrafia dos grupos Chapada Diamantina e Una, no relatório relativo a folha Jacobina, na escala 1:250.000. Em ambos os casos, os trabalhos desenvolvidos descreveram a associação de litofácies correspondente a esse intervalo estratigráfico.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Geologia Regional

Na região do sítio da fazenda Cristal afloram os sedimentos da Formação Caboclo do Grupo Chapada Diamantina que integra o supergrupo Espinhaço (Mesoproterzóico). A Formação Caboclo, que nessa região possui uma espessura de aproximadamente de 400 metros, segundo Rocha (1998) é composta pelas seguintes associações de litofácies:

			TOPO
a)	Laminito Algal-Estromatólito Colunar	supra a submaré	
b)	Lamito-Arenito	marinho profundo	
c)	Laminito Algal-Calcarenito Oolítico	supra a intermaré	
d)	Arenito Conglomerático	fluvial *braided*	
e)	Lamito-Arenito	marinho profundo	
g)	Laminito Algal-Calcarenito Oolítico	supra a intermaré	
h)	Arenito Conglomerático	fluvial *braided*	
i)	Lamito-Arenito	marinho profundo	
j)	Siltito Lenticular Amalgamado	submaré (Figura 2)	
l)	Laminito Algal-Calcarenito-Estromatólito Colunar.	Supra a Submaré	**BASE**

Os afloramentos de estromatólitos que motivaram a sugestão para criação do sítio geológico e paleontológico da fazenda Cristal, pertencem à associação de litofácies Laminito Algal-Calcarenito-Estromatólito Colunar, que representa a base da formação Caboclo correspondendo ao intervalo estratigráfico denominado por Branner (1910) de Jacuípe *Flints*, na região da escarpa da serra do Tombador. No sítio da fazenda Cristal essa associação de litofácies é constituída pelas litofácies estromatólito colunar, calcarenito intraclástico, laminito algal, calcilutito e silexito.

Estromatólitos

Na Fazenda Cristal existem quatro tipos principais de estromatólitos associados às biohermas e biostromas: estromatólitos estratiformes, estromatólitos colunares, estromatólitos domais e oncólitos.

(1) *Estromatólitos Estratiformes*: este tipo de estrutura bio-sedimentar microbiana forma biostromas que possuem intercalações de estromatólitos colunares, estromatólitos domais e oncólitos, calcarenitos bioclásticos intraclásticos com estratificações cruzadas (Figura 3), alem de siltitos e argilitos avermelhados (Figura 4a e b). Os estromatólitos estratiformes são compostos de laminações milimétricas, irregulares ou crenuladas, micríticas, escuras (ricas em matéria orgânica) e claras (constituídas de material carbonático trapeado ou precipitado). É comum a presença de pseudomorfos de minerais evaporíticos e nódulos de sílica com espessura de alguns centímetros e vários metros de extensão acompanhando A estratificação da rocha (Figura 5). O ressecamento dos estromatólitos estratiformes provocou o rompimento de lâminas com a formação de níveis de brechas bioclásticas. As camadas de estromatólitos estratiformes raramente ultrapassam espessura de 1,5m. Conforme as feições externas e texturas internas, Srivastava (1989) reconheceu as formas *Stratifera* Korolyuk e *Irregularia* Korolyuk. Não foram encontrados microfósseis construtores destes estromatólitos.

(2) *Estromatólitos Colunares*: esses tipo de estrutura bio-sedimentar é encontrada em dois níveis com espessura de 0,7m e 1,5m, na parte ocidental do sítio, enquanto na parte oriental formam biohermas (Foto 6) e biostromas de ocorrências dômicas a tabulares, podendo ser interdigitadas com a associação de litofácies Siltito Lenticular Amalgamado, depositada sob influência de processos de tempestades.

Os estromatólitos colunares são cilíndricos a subcilíndricos, ramificados ou não, bifurcados, podendo ser coalescentes no topo, variando em

Figura 2 – **(a)** Vista geral de um domínio do afloramento da fazenda Cristal, mostrando a associação de litofácies Laminito Algal–Calcarenito–Estromatólito Colunar (inter a submaré), na parte inferior da área central da foto, e a associação de litofácies Siltito Lenticular Amalgamado (submaré), sobrejacente; **(b)** – Detalhe da foto anterior, evidenciando o contato brusco entre as duas associações de litofácies;

Figure 2- (a) *General view of a part of the outcrop in Cristal Farm showing the association of algal laminite - calcarenite - columnar stromatolite lithofacies (inter through subtidal), in the lower sector of the central area of the photo, and the overlying Amalgamated Lenticular Siltstone facies association (subtidal);* ***(b)*** *- Details of the previous photo evidencing a sharp contact between two association of lithofacies;*

Figura 3 – Camadas de calcarenito-intraclástico-oncolítico com estratificações cruzadas e marcas onduladas, alem de concentração de fragmentos na base dos estratos por ação de tempestades.

Figure 3 *-Beds of intraclastic - oncolitic calcarenite with cross-stratifications and ripple marks, besides a concentration of clasts at the base of the bed due to action of tempestites.*

Figura 4 – **(a)** Vista geral de um outro domínio do afloramento da fazenda Cristal, com espessura aflorante de 50m; **(b)** - Perfil gráfico-sedimentar da associação de litofácies Laminito Algal –Calcarenito–Estromatólito Colunar.

Figure 4 *– **(a)** General view of an another part of the coutcrop with a thickness of 50 meters at the Cristal Farm;* ***(b)*** *- Lithological profile of algal laminite - calcarenite - columnar stromatolite facies.*

Figura 5 – Presença de níveis irregulares/nódulos de quartzo acompanhando a estratificação dos laminitos algais, por substituição de antigos níveis evaporíticos.
Figure 5 *- Irregular layers and nodules of quartz parallel to the stratification of algal laminmites resulted by the substitution of previous layers of evaporites.*
Figura 6 – Bioherma de estromatólitos colunares (submaré).
Figure 6 *-Bioherm of columnar stromatolites (intertidal).*
Figura 7 – Estromatólitos domais (Figura 4b).
Figure 7 *-Domal stromatolites (Figure 4b).*
Figura 8 – Dolina Buracão. Feição geomorfológica desenvolvida em siltitos, devido a dissolução dos níveis carbonáticos subjacentes.
Figure 8 *-Buracao Doline. A geomorphological feature developed in the siltites due to the dissolution of asasociated carbonates layers.*
Figura 9 – Mapa da gruta Cristal I.
Figure 9 *- Map of the Cristal I cave.*

tamanho de até 10 cm em altura e 3 cm em diâmetro. As características externas e internas sugerem afinidades com as Formas *Collumnacollenia*, *Planoconophyton* e *Pseudokussiella* (Srivastava, 1989).

(3) *Estromatólitos Não-Colunares*: intercalados com os estromatólitos estratiformes e colunares são encontradas algumas formas de estromatólitos cumulativas, nodulares, domais e colunares-estratiformes de pequeno porte, com laminações internas irregulares e crenuladas (Figura 7). Algumas dessas ocorrências foram agrupadas em Formas *Planicollebnia*, *Cryptozoon* e *"Collenia"*.

(4) *Oncólitos*: concreções esféricas, ovais e assimétricas, com laminações milimétricas compostas de lâminas escuras (ricas em matéria orgânica) e claras (pobres em matéria orgânica) de tamanhos variando entre 0,7mm a 60mm, mal selecionadas, são encontradas junto com as camadas pouco espessas (6cm) de calcarenitos biogênicos compostos de intraclastos de esteiras microbianas (Figura 4b). A associação microfaciológica destes oncólitos sugere um ambiente de águas marinhas rasas, de relativamente alta energia, provavelmente em zonas de canais de maré. Na base de sua morfologia, esses oncólitos podem ser agrupados como Tipo C da classificação de Radwanski & Szulczewski (1966) ou como estromatólitos Tipo SS de Logan et al. (1964). Também são semelhante às formas paleozóicas *Osagia* de Maslov (1960) devido a presença de laminações internas bem distintas. A importância bioestratigráfica destes oncólitos ainda é um ponto sob discussão, pois os poucos trabalhos realizados no Pré-Cambriano, por exemplo na Rússia (Zhuravleva, 1979), não são suficientes para realizar comparações, classificá-los e proporcionar conclusões acerca de seu posicionamento bioestratigráfico no Proterozóico da Chapada Diamantina Oriental.

ESPELEOLOGIA

Berbert-Born & Horta (1995) descreveram no sítio da fazenda Cristal quatro cavidades: as grutas Cristal I, Cristal II e do Pé de Manga, além da dolina Buracão. A ocorrência mais importante é a gruta Cristal I (Figura 4), que é praticamente desprovida de espeleotemas e tem como principal característica um padrão de desenvolvimento espacial do tipo labiríntico reticulado (vide Figura 9). Devido a sua complexidade, essa gruta ainda não foi totalmente explorada, mas seu comportamento físico e genético sugerem um grande potencial no que se refere ao desenvolvimento de galerias intercomunicantes. Existem quatro entradas e a visitação praticamente é restrita aos moradores da região. Por ser uma caverna seca é dependente dos morcegos, que funcionam como "importadores de energia", sendo seus excrementos e cadáveres base da cadeia alimentar dos animais que habitam o seu interior. Desmatamentos e visitação intensa são os principais agentes que afugentam os morcegos, fato que promove desequilíbrios e mesmo extinção da vida cavernícola. A grande espessura de sedimentos existentes nesse local pode representar um potencial fossilífero, o que constitui um dos aspectos de maior relevância para essa caverna.

Ainda segundo esses autores, a feição geomorfológica denominada Buracão constitui uma dolina cilíndrica (de colapso) de contorno elipsoidal, com diâmetro variável entre 70m e 120m e profundidade variável entre 25m e 50m (Figura 8). O seu contorno é sempre conformado por paredões abruptos, onde existem árvores e arbustos. A dolina é tomada por caatinga arbórea, desenvolvida por entre blocos de rocha, e contornada por caatinga e áreas de pasto.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O sítio geológico-paleontológico da fazenda Cristal é um conjunto de afloramentos de estromatólitos carbonáticos, de diversas morfologias, que representam a base da formação Caboclo (grupo Chapada Diamantina), de idade Mesoproterozóica. Os estromatólitos ocorrem associados aos depósitos siliciclásticos de tempestades, com variadas associações faciológicas e estruturas sedimentares, que apresentam excelentes exposições, com boa preservação de biohermas e biostromas, ainda pouco estudadas, embora apresentem grande importância para a bioestratigrafia proterozóica. Portanto, faz-se necessário que este sítio seja preservado, não somente para pesquisas científicas, mas também como um patrimônio natural e turístico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Berbert-Born, M.; Horta, L.S. 1995. Espeleologia. In: Rocha, A.J.D., Costa, I.V.G.da. Projeto Mapas Municipais de Morro do Chapéu, (BA). Informações Básicas para o Planejamento e Administração do Meio Físico. Salvador; CPRM. 3v. 213p.il.

Branner, J.C. 1910 The Tombador Escarpment in the State of Bahia, Brasil. Amer. Jour. Sci., New Haven, v.30, n.179;335-343.

Logan, B.W.; Rezak, R.; Ginsburg, R. N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *J. Geology*,72/1: 68-83.

Maia, R.G.N., Pena Filho, J.I. 1989. Curso de Especialização em Terrenos Serdimentares; Relatório de Mapeamento Geológico, folhas parciais*:* SC.24-Y-C-V-3, Bonito, SC.24-Y-C -VI, Lagoa Nova. Morro do Chapéu: CPRM-CIEG-MC. Relatório interno.

Maslov, V. Pedreira, *et al*. 1960. S*tromatolites.* Moscow, Acad. Cien. USSR., 188p.

Pedreira A. J.; Arcanjo. J. B.; Pedrosa, C. J.; Oliveira, J. E.; Silva, B. C. E. 1975. *Projeto Bahia : Geologia da Chapada Diamantina.* Salvador, DNPM/CPRM, 2 vol. (relatório inédito).

Radwanski, A.; Szulczewski, M. 1966. Jurassic stromatolites of the Villany Mountains (Southern Hungary). *Anais Uni. Sci. Budapest, Sec. Geol*., 9**:** 87-107**.**

Rocha, A.J.D.; Perreira, C. da P.; Srivastava, N.K. 1990. Seqüências carbonáticas da formação Caboclo na Folha Morro do Chapéu (Bahia). In: SBG. Cong. Bras. Geol. 36. Natal. *Anais.. 1: 49 - 65.*

Rocha, A. J. D. 1997. *Morro do Chapéu.* Estado da Bahia. Geologia e Metalogênese. *Folha SC.24-Y-C-V.* Brasília, CPRM / MME, 148 p 1997. (Série Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).

Rocha, A.J.D. 1998. Geologia dos grupos Chapada Diamantina e Una. In: Sampaio, A R., Santos, R.A., Rocha, A.J.D. Jacobina. Estado da Bahia. Geologia e Metalogênese. Folha SC.24-Y-C.Brasília, CPRM/MME, 116p. 1998. (Série Programa Levantamentos Geológicos Básicos).

Sales,J.C.S.; Dominguez, J.M.L. 1992. Estruturas geradas por tempestades: exemplos da formação Caboclo, grupo Chapada Diamantina. In: Simpósio Regional de Geologia Bahia/ Sergipe, 1, Salvador, Anais... Salvador: SBG-Núcleo BA/ SE, 1992. 159p.il. p.83-86

Sales, J.C.S. de; Dominguez, J.M.L.; Leão, Z.M. 1992. Transições Carbonatos - Siliciclastos da formação Caboclo: Uma Revisão na Aplicação de Modelos Atualistas na Interpretação de Carbonatos Precambrianos Dominados por Estromatólitos. REM-R. Esc. de Minas, Ouro Preto, Anais do 6 Simpósio de Geologia de Minas Gerais, v. 45, n 1/2, p.99-100.

Souza, N. B.; Souza Jr., O. G. 1992. Uma abordagem quantitativa em estudos taxonômicos de estromatólitos através de perfis laminares. In: SBG/ Núcleo Bahia-Sergipe, Simpósio Regional de Geologia da Bahia-Sergipe,1. *Resumos Expandidos : 79 - 82.*

Srivastava, N. K. 1989. Relatório Preliminar sobre os Estromatólitos da formação Caboclo na Região de Morro do Chapéu (Bahia). Rel. Interno CPRM/SUREG/ SA.

Zhuravleva, Z. A. 1979. The Importance of Oncolites for the Precambrian Stratigraphy. In:2 nd. International Symposium on Fossil Algae, Paris. *Bull. Cent. Rech. Explor.- Prod. Elf-Aquitaine,* Pau,3: 881-885.

[1] Departamento de Geologia (UFRN)
Natal (RN), Brasil
narendra@geologia.ufrn.br

[2] CPRM- Serviço Geológico do Brasil
Salvador (BA), Brasil
dourado@cprmba.com.br

SIGEP 93 - FAZENDA CRISTAL

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO

(Imagem de fundo: Google earth, Digital Globe 2008)

Área = 1,904 km²

Geossítio

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Lugarejo
- Fazenda
- Estrada
- Caminho

N

Escala 1:9.000

90 0 90 m

Projeção: UTM / Datum: WGS84

VÉRTICES	LATITUDE	LONGITUDE	UTM_N	UTM_E
1	-11⁰49'10,63"	-41⁰18'55,04"	8692348.00 m	247730.00 m
2	-11⁰49'11,06"	-41⁰18'02,21"	8692348.00 m	249330.00 m
3	-11⁰49'49,77"	-41⁰18'02,53"	8691158.00 m	249330.00 m
4	-11⁰49'49,34"	-41⁰18'55,37"	8691158.00 m	247730.00 m

Área de proteção proposta por: Narendra K. Srivastava
Antônio José Dourado Rocha

Colaboradora: Ivanara Pereira Lopes dos Santos

Fazenda Arrecife, BA

Estromatólitos Neoproterozóicos

SIGEP 61

Narendra K. Srivastava[1]
Antônio José Dourado Rocha[2]

A Fazenda Arrecife, situada no município de Várzea Nova, na Chapada Diamantina Oriental (Bahia), abriga belas exposições de bioermas, compostas por estromatólitos colunares dos supergrupos *Kussiellida* e *Conophytonida* (*Kussiella, Columnacollenia e Colonella),* que ocorrem na formação Salitre, do grupo Una, de idade Neoproterozóica, associadas a sedimentos carbonáticos, com evidências da ação de tempestades. As bioermas subesféricas a dômicas, com diâmetros de até cinco metros, são compostas de estromatólitos colunares, bifurcados ou com colunas isoladas, de até 80cm de altura e de 15cm de diâmetro. Localmente esses estromatólitos colunares, não fosfáticos, são encontrados associados aos estromatólitos colunares fosfáticos, de até 6cm de altura e 2cm de diâmetro (*Gymnosolen, Jurusania e Boxonia),* indicando provável controle microbiano na formação de dois diferentes grupos de estromatólitos: a) os maiores, não-fosfáticos (supergrupo *Kussiellida* e *Conophytonida*); e b) os menores, fosfáticos (supergrupos *Gymnosolenida* e *Kussiellida*). Freqüentemente são observados pseudomorfos de minerais evaporíticos dispersos, tanto em bioermas como também em estromatólitos colunares, sugerindo claramente controles paleoambiental e diagenético. As ocorrências dessas estruturas bio-sedimentares, em planta e em corte, estão espalhadas numa área plana, desértica, pobre em fauna e flora (caatinga), relativamente longe das concentrações urbanas, embora freqüentemente utilizada para a pecuária. De modo geral, o sítio da fazenda Arrecife encontra-se relativamente abandonado, o que aparentemente caracteriza um baixo grau de risco para a conservação dos afloramentos. Entretanto, as atividades relacionadas à agropecuária, aliadas à possível explotação de minérios (fosfato, calcário, etc.), podem, no futuro, representar grandes riscos para a preservação desse impressionante sítio geológico-paleontológico.

Fazenda Arrecife, State of Bahia - Neoproterozoic stromatolites

The Arrecife Ranch, occupying an area of about 7.5 square kilometer, in the municipality of Várzea Nova, eastern part of Chapada Diamantina (State of Bahia), contains excellent exposures of bioherms composed of columnar stromatolites pertaining to the Supergroups Kussiellida and Conophytonidas (Kussiella, Columnacollenia and Colonella) of Neoproterozoic age (Salitre Formation of Una Group).These bioherms are associated with carbonate sediments of tempestites or storm deposits. The bioherms of three to five meter in diameter are normally subspherical to dome shaped and contain non- branching or ramified, columnar stromatolites of upto eighty centimeter in height and fifteen centimenter in diameter. They are generally non phosphatic or poorly phosphatic and predominate in the area. Locally, smaller, upto six centimenters in hight and two centimenter in diameter, phosphatic stromatolites belonging to the Supergroups Gymnosolenida and Kussiellida (Gymnosolen, Jurussania and Boxonia) also occur dispersed in bioherms of larger stromatolites. This selective phosphatization of stromatolites is probably due to the microbial control. Neverthless, these smaller columnar stromatolites do not form biological constructions and are rare in the locality. Pseudomorphs of evaporite minerals are frequent in certain bioherms and within the columnar stromatolites indicating paleoenvironmental setting and diagenetic processes. The outcrops are exposed in a large, low lying, poorly habitated area, relatively far away from urban concentrations, however, the locality is frequently used for agriculture and cattle production. These activities along with the mineral exploration in the future can destroy or even obliterate this impressive geological and paleontological site.

INTRODUÇÃO

O sítio fazenda Arrecife ou Recife, abrange uma área de cerca de 5,0 km^2, delimitada pelos meridianos de 41° 01' 26'' e 41° 02' 40'' de longitude oeste e pelos paralelos de 11° 05' 50'' e 11° 06' 50'' de latitude sul (Figura 1), situada no município de Várzea Nova, na Chapada Diamantina Oriental, na região central do estado da Bahia. Esse local abriga uma das mais impressionantes exposições de bioermas de estromatólitos colunares, associados a tempestitos, constituindo um notável exemplo de preservação de estromatólitos e de estruturas sedimentares. A natureza e a beleza desses afloramentos, que ocorrem numa área pouco povoada e de fácil acesso, aliadas a sua importância para a geologia e para a paleontologia do Neoproterozóico do Brasil, justificam a adoção de medidas para a sua preservação.

Os estromatólitos são estruturas biosedimentares formadas através de atividades microbianas (cianobactérias, algas, fungos) nos ambientes aquáticos. Eles são considerados como sendo as mais antigas evidências da vida macroscópica na Terra (~3,5 Ga-Grupo Warrawoona, Austrália), sendo encontrados em todos os continentes, em rochas sedimentares de todas as idades geológicas, principalmente em rochas pré-cambrianas, onde atingiram o máximo de diversidade e desenvolvimento. Atualmente eles são observados, em forma de crescimento, em diversos lagos salinos alcalinos e em lagunas hipersalinas (Shark Bay, Austrália; Lagoa Salgada, Brasil; Salt Lake, EUA; Bahamas e Bermudas).

Devido a sua excelente preservação, os estromatólitos da Fazenda Arrecife possuem grande importância para diversos estudos geológicos na região, como por exemplo: (1) identificação de paleoambientes deposicionais (salinidade, paleocorrentes, profundidade); (2) datação das seqüências carbonáticas hospedeiras, através da associação de estromatólitos e sua eventual correlação bioestratigráfica com outras regiões; (3) reconstrução de condições paleogeográficas da região; (4) determinação de ritmo astronômico e a interpretação dos regimes de marés; (5) computação de taxas de sedimentação, e (6) prospecção de microfósseis construtores de estromatólitos do sítio.

LOCALIZAÇÃO

A fazenda Arrecife está situada na região central do estado da Bahia, na Chapada Diamantina Oriental, ao norte da cidade de Morro do Chapéu (Figura 1).

Figura 1: Mapa de localização da Fazenda Arrecife
Figure 1: *Location map of Fazenda Arrecife*

A partir de Salvador, o acesso à região pode ser efetuado por estradas asfaltadas, inicialmente pela BR-324 até Feira de Santana (108km), existindo então as seguintes opções:

a) pela BA-052 até Morro do Chapéu (290km), em seguida pela BA-426 até 14,2km após a cidade de Várzea Nova (58,2km) e finalmente, para oeste, pela estrada, não-pavimentada, para o povoado de Tábua, até o local da ocorrência (18,2km);

b) pela BR-324 até Lajes do Batata, passando por Jacobina (252 km), em seguida pela BR-426 em direção a Várzea Nova (15km) e finalmente, para oeste, pela estrada não pavimentada, para o povoado de Tábua, até o local da ocorrência (18,2km).

O deslocamento para o sítio não apresenta grande dificuldade. A área é pobremente povoada e as principais ocorrências estão localizadas nos dois lados da estrada não-pavimentada. As entradas para o sítio ficam no local da sede da fazenda, onde existem três casas velhas.

HISTÓRICO

A primeira referência na literatura sobre os estromatólitos desse sítio, pertence a Cassedanne (1964). Nesse trabalho o autor, visando realizar pesquisa sobre as mineralizações de chumbo e zinco, descreveu as bioermas de *Collenia*, e apresentou dados sobre a composição química das rochas encaixantes. Com base nos estromatólitos, ele sugeriu uma idade do Pré-Cambriano Superior ou Cambriano Inferior para estas

ocorrências carbonáticas. Posteriormente, Srivastava (1990) realizou um levantamento dos estromatólitos proterozóicos da região, abrangendo as formações Caboclo (Mesoproterozóico) e Salitre (Neoproterozóico), visando investigar taxonômia, bioestratigrafia, paleoambientes e a geoquímica. Entretanto, não existe um trabalho sistemático e específico sobre as bioermas de estromatólitos da Fazenda Arrecife e sua importância para a geologia da região.

GEOLOGIA REGIONAL

Na região do sítio da fazenda Arrecife afloram o grupo Chapada Diamantina, que integra o supergrupo Espinhaço (Mesoproterozóico) e o grupo Una, que integra o supergrupo São Francisco (Neoproterozóico).

O grupo Una, ao qual pertencem as rochas carbonáticas que motivaram a criação do sítio da fazenda Arrecife, possui as seguintes unidades: 1) a formação Bebedouro, que ocorre na base, constituída por argilitos, siltitos, arenitos e diamictitos, com seixos de composição variada e estruturas *dropstones*, considerada de origem glacial; 2) a formação Salitre, que ocorre no topo, constituída por rochas carbonáticas (calcilutitos, calcissiltitos, calcarenitos, laminitos algais e margas), ricas em bioermas e biostromas de estromatólitos de diversas natureza e tamanho.

Os trabalhos de Bomfim et al. (1985) e Pedreira et al. (1987), complementados pelos trabalhos de Monteiro et al. (1987) e Souza et al. (1993), dividiram as rochas carbonáticas da formação Salitre em diversas unidades litofacilógicas, denominadas Nova América, Jussara, Gabriel e Irecê. Os estromatólitos colunares ocorrem preferencialmente na Unidade Nova América.

ESTROMATÓLITOS

Na fazenda Arrecife existem dois "tipos" principais de estromatólitos carbonáticos pertencentes a dois grupos "taxonômicos":

(1) no primeiro tipo, os estromatolitos são maiores e formam bioermas (litoermas) dômicas a subesféricas isoladas, próximas uma da outra (a distância entre as bioermas varia de 1 a 2m), com até 5m de diâmetro (Figuras 2, 3, 4), associadas a calcirruditos intraclásticos (Figura 5), depositados sob influência de ondas de tempestades (*hummocky cross stratification).* Os estromatólitos são colunares, cilíndricos a subcilíndricos, ramificados ou não, bifurcados, podendo ser coalescente no topo (Figura 6). A natureza da ramificação é normalmente passiva ou paralela, tipo alfa (onde a largura de ramificação fica constante), mas pode ocorrer também ramificação tipo beta (ligeiro aumento de largura da coluna principal antes da ramificação). As formas em planta (contorno transversal perpendicular ao eixo principal de crescimento) são geralmente lobadas a elipsoidais (Figura 7). A altura das colunas, em média, é de 80cm, podendo chegar até 1m, enquanto a largura pode atingir 15cm. Portanto, na base da relação altura/largura os estromatólitos são considerados finos e em função de suas atitudes (relação de eixo de coluna em relação ao substrato) são eretos. Na borda das bioermas, em contato com os sedimentos de tempestades (calcirruditos e calcarenitos interrecifais), as colunas são geralmente inclinadas a recumbentes, sugerindo direção de paleocorrentes (NE-SW). No tocante à variabilidade de diâmetro ao longo do eixo das colunas, os estromatólitos deste grupo são considerados uniformes, podendo ser decrescente. As laminações internas lisas são geralmente pouco a moderadamente convexas, podendo ser suavemente retangulares. O relevo sinóptico das lâminas é normalmente baixo, e o grau de herança de natureza da laminação é alto. Lateralmente têm continuidade curvando-se para baixo, sem formar a parede externa ou entrando em sedimentos intercolunares. A ritmicidade da laminação é bastante desenvolvida, devido a acreção paralela e alternância marcante da cor, da espessura e composição das lâminas. Baseado em características externas e internas de estruturas colunares, estes estromatólitos são agrupados nos supergrupos *Kussielida* e *Conophytonida* (segundo a classificação de Raaben, 1969) representando *Kussiella, Columnacollenia* e *Colonella,* ou como estromatólitos tipo SH (hemisferóides empilhados) segundo a classificação de Logan et al. (1964).

(2) no segundo tipo, os estromatólitos colunares encontrados são menores (altura de 6cm e diâmetro de 2cm) e não formam bioermas ou biostromas, mas são encontrados, esparsamente dispersos, em bioermas dos estromatólitos maiores, anteriormente citados. Os estromatólitos individuais são cilíndricos, retos, ramificados ativamente (tipo beta paralela), bifurcados, às vezes, coalescidos e geralmente uniformes em seus

Figura 2 - Bioerma de estromatólitos colunares em rochas carbonáticas.
Figure 2 - *Bioherm of columnar stromatolites in carbonate rocks.*

Figura 3 - Estromatólitos colunares ramificados (vista em corte)
Figure 3 - *Columnar ramified stromatolites (view of vertical sections).*

diâmetros. As lâminas internas são lisas, pouco convexas. O relevo sinóptico das lâminas é baixo e o grau de herança de laminação é alto. Lateralmente tem continuidade, curvando-se para baixo, formando uma parede externa lisa. A ritimicidade laminar é bastante desenvolvida. As características externas e internas destes estromatólitos sugerem afinidade com os supergrupos *Gymnosolenida* e *Kussielllida* representando *Gymnosolen, Jurussania e Boxonia* ou como estromatólitos *tipo SH* da classificação de Logan et al. (1964).

As análises químicas destes dois grupos de estromatólitos colunares demonstraram que aqueles do supergrupo G*ymnosolenida* (os menores) são altamente fosfáticos (>30,5% P_2O_5) ao contrario daqueles maiores, do supergrupo *Kussiellida*, que não apresentam ou que são pobremente fosfáticos (<3,5% P_2O_5). Isto poderia significar que a associação de microorganismos responsáveis pela formação de estromatólitos fosfáticos era seletiva. As microfacies carbonáticas e estruturas sedimentares associadas às construções biosedimentares sugerem um ambiente de *patch-reefs*, em submaré rasa, com oscilações em profundidades sob influência de tempestades.

Figura 4: Vista geral de bioerma de estromatólitos, lateralmente em contato com rochas depositadas sob ação de tempestades.
Figure 4: *General view of bioherm, in contact with carbonate rocks deposited under action of storms.*

Figura 5: Detalhe dos tempestitos, mostrando truncamentos das laminações (vista em corte)
Figure 5: *Details of tempestites, showing the truncated laminatioms (vertical section).*

Figura 6: Estromatólitos colunares com ramificações passivas e laminações internas (vista em corte).
Figure 6: *Columnar stromatolites with passive ramifications and internal laminations (vertical section).*

Figura 7: Estromatólitos colunares mostrando ramificações (vista em planta).
Figure 7: *Columnar stromatolites showing ramifications (plan-view)*

Figura 8: Bioerma dômica de estromatólitos (vista em planta).
Figure 8: *Dome-shaped bioherm of stromatolites (plan-view).*

Figura 9: Bioermas de estromatólitos alongados tipo manchas, com canais indicativos de paleocorrentes.
Figure 9: *Stromatolite bioherm, patch-reef type, with canals indicative of the direction of paleocurrents.*

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O sítio geológico-paleontológico da fazenda Arrecife (Recife), ocupa uma área de cerca 7,5 km^2 , dentro dos domínios de uma propriedade privada, de nome homônimo. Essa propriedade é cercada e cortada pela estrada com cascalho, que faz a ligação BA-426 para o povoado Tábua. Os afloramentos de estromatólitos estão situados nos dois lados da estrada, onde fica a sede principal da fazenda, composta de três casas mal conservadas e desabitadas.

O acesso aos afloramentos é feito através de portões de madeiras e por trilhas entre a vegetação de caatinga, após uma caminhada de algumas dezenas de metros. Na maioria das vezes, as exposições das bioermas estromatolíticas são cobertas por detritos vegetais (folhas e galhos secos) e cascalheiras. O afloramento situado num tanque natural de água para o gado, no lado esquerdo, quando vindo da BA-426, apresenta excelentes exposições de bioermas interdigitadas com sedimentos de tempestades, com presença de estromatólitos colunares ramificados, que mostram laminardes internas. Este afloramento tem uma cerca de pedra, formada por blocos de estromatólitos, que foi construída pelo proprietário da fazenda para proteger o "tanque natural de água". Existem informações verbais sobre a presença de restos de vertebrados fossilizados, de idade cenozóica, nessa área. No lado direto, vindo da BA-426, o acesso aos afloramentos é feito através de uma cancela (colchete) mal preservada. Neste lado existem, em planta, significativas exposições de bioermas ovais a alongadas, de alguns metros de diâmetro (Figuras 8, 9).

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O sítio geológico-paleontológico da fazenda Arrecife, é um importante afloramento de construções biosedimentares da Formação Salitre (Grupo Una), de idade Neoproterozóica, ainda pouco estudado, que apresenta valiosas exposições, sem paralelo em sua beleza, de bioermas estromatolíticas. Portanto, é necessário que este sítio seja preservado, não somente para pesquisas científicas, mas também como um patrimônio natural e turístico do Brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bomfim, L.F.C., Rocha, A .J. D., Pedreira, A. J., Morais Filho, J. C. de, Guimarães, J. T., Tesch, N. A .*Projeto Bacia de Irecê: relatório final.* Salvador:CPRM (Convênio CPRM - SME).

Cassedanne, J. 1964. Biostrome'a *Collenia* dans le calcaire Bambui. *Anais Acad. Brasileira Ciênc.*,36 (1): 49-58.

Logan, B.W., Rezak, R., Ginsburg, R. N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal Geology*, 72: 68-83.

Monteiro, M.D., Silva, A. B. da, Carvalho, M. P. de, Frós, R.J.B., Souza, S.L. 1987. *Projeto Irecê-Lapão*. Salvador, CBPM (Convênio SME-CBPM)

Pedreira, A . J., Rocha, A. J. D., Costa, I . V. G. da, Morais Filho, J. C. 1987 *Projeto Bacia de Irecê II: relatório final*. Salvador. CPRM.

Raaben, M.E. 196. Columnar Stromatolites and Late Precambrian Stratigraphy. *Am. J. Geology*, 13: 1-18.

Souza, S.L. de, Brito, P.C.R., Silva, R.W.S. 199. *Estratigrafia, sedimentologia e recursos minerais da Formação Salitre na Bacia de Irecê, Bahia*. Salvador. CBPM, 24 p (Série Arquivos Abertos 2).

Srivastava, N.K. 1990. *Estromatólitos Proterozóicos das Formações Caboclo e Salitre na Chapada Diamantina Oriental (Bahia): Investigações Taxonômicas,Bioestratigráficas, Paleoambientais e Geoquímicas.* Relatório Técnico, CNPq , 40p.

[1] Departamento de Geologia (UFRN)
Natal (RN), Brasil
narendra@geologia. ufrn.br

[2] CPRM - Serviço Geológico do Brasil
Salvador (BA), Brasil
dourado@cprmba.gov.br

SIGEP 61 - FAZENDA ARRECIFE

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO

(Imagem de fundo: Google earth, Digital Globe 2012)

Área = 2,5 km²

Afloramento

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Fazenda
- Estrada
- Caminho

N

Escala 1:11.000

110 0 110 m

VÉRTICES	LATITUDE	LONGITUDE	UTM_N	UTM_E
1	-11°05'50,30"	-41°02'13,20"	8772500.00 m	277500.00 m
2	-11°05'50,74"	-41°01'07,31"	8772500.00 m	279500.00 m
3	-11°06'31,41"	-41°01'07,59"	8771250.00 m	279500.00 m
4	-11°06'30,97"	-41°02'13,48"	8771250.00 m	277500.00 m

Área de proteção proposta por: Narendra K. Srivastava
Antônio José Dourado Rocha

Colaboradora: Ivanara Pereira Lopes dos Santos

Icnofósseis da Bacia do Rio do Peixe, PB

O mais marcante registro de pegadas de dinossauros do Brasil

SIGEP 26

Giuseppe Leonardi[1]
Ismar de Souza Carvalho[2]

Sousa e Uiraúna-Brejo das Freiras são duas bacias cretáceas da região do Rio do Peixe que possuem uma grande quantidade de pegadas de dinossauros. Estas bacias estão localizadas no oeste do Estado da Paraíba, Nordeste do Brasil, e suas origens relacionam-se aos movimentos de falhas transcorrentes ao longo de lineamentos pré-existentes do embasamento, durante a abertura do Oceano Atlântico.

A principal icnofauna de tetrápodes compõe-se de pegadas isoladas e pistas de grandes e pequenos terópodes, além de ornitópodes. Também há icnofósseis de invertebrados tais como pistas e escavações produzidas por artrópodes e anelídeos. Os fósseis são palinomorfos, fragmentos de plantas, ostracodes, conchostráceos, escamas de peixes e ossos de crocodilomorfos. Estes fósseis estão preservados em depósitos de leques aluviais, rios anastomosados, meandrantes e lagos rasos de idade neocomiana - Berriasiano a Barremiano inferior. A relevância paleontológica-geológica das bacias de Sousa e Uiraúna é a abundância em icnofaunas dinossaurianas. Já foram identificados e mapeados 22 sítios icnofossilíferos, e reconhecidas 296 pistas de grandes terópodes; 29 de pequenos terópodes; 42 de saurópodes; 2 de ornitísquios quadrúpedes; 28 de ornitópodes graviportais; um conjunto de pegadas batracopódidas; uma impressão lacertóide; um grande número de pegadas não classificáveis e muitas pistas de semi-natação atribuídas a quelônios. Ao todo já foram classificados um número superior a 395 indivíduos dinossaurianos.

A área mais importante de distribuição de pegadas fósseis, localizada em Passagem das Pedras (Fazenda Ilha) no município de Sousa é atualmente um parque natural - Monumento Natural Vale dos Dinossauros. O parque com 40 hectares de área é presentemente um dos sítios paleontológicos melhor preservados no Brasil. Possui infra-estrutura turística e guias treinados para o turismo ecológico e para proteção do sítio icnofossilífero.

Icnofossils of the Rio do Peixe Basin, State of Paraíba - The most remarkable record of dinosaur tracks of Brazil

Sousa and Uiraúna-Brejo das Freiras are two Cretaceous basins from the Rio do Peixe region that present a great amount of dinosaur footprins. These basins are located on the west of Paraíba State, Northeast Brazil, and their origin are related to fault movements along preexisting structural trends of the basement during South Atlantic Ocean opening. The main tetrapod ichnofauna comprises isolate footprints and trackways of large and small theropods, besides ornithopods. There are also invertebrate ichnofossils such as trails and burrows produced by arthropods and annelids. The fossils are palynomorphs, plant fragments, ostracods, conchostraceans, fish scales and crocodilomorph bone fragments. These were preserved in alluvial fans, anastomosing, meandering rivers and shallow lakes deposits of Neocomian age - Berriasian to lower Barremian.

The paleontological-geological relevance of Sousa and Uiuraúna Basins is the abundance of dinosaurian ichnofaunas. It have alread been identified, as well as mapped 22 ichnofossiliferous sites, and recognized 296 large theropod tracks; 29 smaller theropods; 42 sauropods; 2 quadrupedal ornithischians; 2 small ornithopods; 28 graviportal ornithopods; a set of batrachopodid prints; a lacertoid print; a large number of unclassifiable dinosaurian tracks and a large number of small chelonian half-swimming tracks. Altogether the classified dinosaurian individuals number is more than 395. The main distribution area of dinosaur footprints at Passagem das Pedras (Ilha Farm), in Sousa County is nowadays a natural park - The Dinosaur Valley Natural Monument. The park, with 40 ha of area, is presently one of the best preserved paleontological sites in Brazil. This area is now a tourist complex and offers an entire tourism infrastructure, besides a trained staff to guide tourists and to protect the paleontological site.

INTRODUÇÃO

As bacias do rio do Peixe são quatro bacias sedimentares denominadas como Sousa, Uiraúna-Brejo das Freiras, Pombal e Vertentes. Localizam-se no oeste do estado da Paraíba nos municípios de Sousa, Uiraúna, Poço, Brejo das Freiras, Triunfo, Santa Helena e Pombal (Figura 1). As duas primeiras bacias - Sousa e Uiraúna-Brejo das Freiras - contém uma abundante icnofauna de tetrápodes, consistindo de pegadas e pistas de carnossauros, e ornitópodes. Icnofósseis de invertebrados tais como pistas e escavações produzidas por artrópodes e anelídeos também são comuns (Fernandes & Carvalho, 1997). Apesar da forte cor avermelhada, típica de ambientes subaéreos, há alguns níveis de folhelhos esverdeados, argilitos e siltitos, onde os fósseis estão presentes. São ostracodes, conchostráceos, fragmentos de vegetais, palinomorfos, escamas de peixes e fragmentos ósseos de crocodilomorfos.

Sousa e Uiraúna-Brejo das Freiras são bacias intracratônicas do Nordeste do Brasil, que se desenvolveram ao longo de lineamentos estruturais pré-existentes do embasamento, durante a abertura do Oceano Atlântico. A idade destes depósitos, baseada em material polínico, é característica dos andares locais Rio da Serra (Berriasiano ao Hauteriviano) e Aratu (Barremiano inferior) segundo dados de Lima & Coelho (1987) e Regali (1990).

A sedimentação nestas bacias foi controlada pelos processos tectônicos regionais (Lima Filho, 1991; Lima Filho *et al.*, 1999). Durante o tempo Dom João (andar Purbeckiano), devido ao estiramento crustal, bacias sigmoidais desenvolveram-se na inflexão das falhas noroeste-sudoeste e este-oeste. Durante o tempo Rio da Serra (Berriasiano ao Hauteriviano), sob o mesmo regime tectônico, as áreas bacinais aumentaram e suas formas passaram a romboidais. No último estágio, provavelmente no final do tempo Aratu (andar Barremiano inferior), houve uma mudança no padrão tectônico e a acumulação de sedimentos entrou em declínio. Os depósitos aí encontrados refletem um controle direto da sedimentação pela atividade tectônica. Ao longo das bordas falhadas das bacias, a deposição consistia de leques aluviais, modificando-se distalmente para sistemas fluviais entrelaçados. Na região central destas bacias, estabeleceu-se um sistema fluvial meandrante com uma ampla planície de inundação, onde ocorriam lagos perenes e temporários (Carvalho 2000a). A relevância paleontológica e geológica das bacias de Sousa e Uiraúna-Brejo das Freiras está na abundância de icnofaunas dinossaurianas que representam parte de um amplo *megatracksite* do início do Cretáceo (Viana *et al.*, 1993; Carvalho 2000a) estabelecido durante os estágios iniciais da abertura do Atlântico Sul. Nesta região foram encontrados 22 sítios icnofossilíferos com mais de 395 indivíduos dinossaurianos.

HISTÓRICO

Há cerca de 80 anos, no início da década de 20, Luciano Jacques de Moraes, um engenheiro de minas brasileiro, trabalhava para o Departamento Nacional de Obras contra as Seccas (DNOCS) na região Nordeste do Brasil, até então muito pouco conhecida geologicamente. No oeste do estado da Paraíba, Moraes descobriu duas pistas em rochas do leito do rio do Peixe, na localidade de fazenda Ilha. Tratavam-se de duas pistas de diferentes dimensões que se intercruzavam e possuíam distintos produtores.

Aparentemente Moraes enviou uma laje com uma pegada original escavada da pista codificada como SOPP2 e um molde de uma pegada da pista SOPP1 para os Estados Unidos para ser estudada por paleontólogos norte-americanos. Jamais recebeu qualquer resposta sobre o material enviado. Apesar das tentativas feitas por Giuseppe Leonardi, durante o ano de 1985 em reencontrar este material (o qual acreditava-se estar no American Museum of Natural History), nada foi localizado. Em seu livro, Moraes(1924) classificou a maior pista (SOPP1) como de um Stegosauria ou secundariamente como Ceratopsia; evidentemente ele a interpretou como pertencente a um quadrúpede. Atribuiu a pista SOPP2 como de um dinossauro bípede, sem definir entre os Theropoda ou os Ornithopoda. Moraes descreveu as pistas em detalhe, com desenhos e fotografias. Também extrapolou as dimensões dos presumíveis produtores das pegadas. Um trabalho meticuloso para a época; contudo Moraes não era nem um icnológo, nem um paleontólogo e seus desenhos mostram algumas incorreções.

Luciano Jacques de Moraes enviou fotografias para F. von Huene da Universidade de Tübingen (Alemanha), o qual publicou em seu livro de 1931 os desenhos de Moraes. Huene (1931) descreveu a primeira pista (SOPP1) como a de um quadrúpede com total sobreposição dos pés, e a segunda pista, como a de um bípede (SOPP2). Ele atribuiu a pista SOPP1 aos ceratópsidos ou preferencialmente aos nodosaurídeos e SOPP2 aos ornitópodes

Figura 1 – Mapa de localização das bacias de Souza e Uiraúna-Brejo das Freiras, Nordeste do Brasil e distribuição das principais ocorrências icnofossilíferas

Figure 1 *– Location map of Sousa and Uiraúna-Brejo das Freiras Basin, Northeasth Brazil and distribuition of the main ichnofossiliferous sites.*

tracodontídeos ou kalodontídeos. A classificação de Huene baseou-se nos desenhos de Moraes. Huene trabalhou no Brasil nos anos 20, mas nunca visitou a Paraíba.

As pistas descritas por Moraes em Sousa foram novamente analisadas em 1969 por Llewellyn I. Price (1961) com Diógenes de Almeida Campos do Departamento Nacional de Produção Mineral.

Em 1975 Giuseppe Leonardi visitou Sousa e encontrou as pistas que até então encontravam-se esquecidas. Posteriormente uma lenda local surgiu: aquela que as pistas haviam sido descobertas por um fazendeiro da região, Anísio Fausto Silva. O centenário desta descoberta foi celebrado em Sousa em 1997. Provavelmente as principais pistas tenham sido obsevadas por muitos fazendeiros, e antes deles mesmo por índios, devido ao fato de serem muito evidentes. Contudo, a descoberta, com um caráter científico, deve ser seguramente atribuída a Moraes. Localmente as pegadas são conhecidas como "pistas de boi" (SOPP1) e "pistas de ema" (SOPP2). Em 1975-1976 Leonardi escavou estas duas pistas a partir de dois metros de areia acumulada pelo rio do Peixe e através da margem do canal, descobrindo cinco novas pistas (Leonardi, 1979a). Em 1977 Leonardi descobriu novas pistas na fazenda Ilha e algumas outras localidades (Leonardi,1980c,1994): Poço do Motor, Pedregulho, Piedade e Juazeirinho na Formação Sousa; Serrote do Letreiro na Formação Antenor Navarro, considerada até então como uma unidade paleozóica. Uma pegada incomum (em realidade duas pegadas sobrepostas de *Grallator* mas erroneamente interpretadas por Leonardi como *Isochirotherium* sp.) sugeriram uma idade (incorreta) triássica para este nível (Leonardi, 1979b, 1980b). Contudo, foi posteriormente percebido que todo o Grupo Rio do Peixe pertencia ao Cretáceo Inferior e que o contato entre suas unidades era transicional (Carvalho & Leonardi, 1992). Outras expedições de Giuseppe Leonardi se seguiram (28 ao todo, conforme Leonardi, 1994, p. 169), compreendendo quase que um ano ao todo de trabalhos de campo, apoiadas pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq).

Na expedição de 1979, Leonardi (1984b, 1994) descobriu os sítios de Piau-Caiçara e Matadouro (Formação Sousa); Serrote do Letreiro (Formação Antenor Navarro), Mãe d'Água e Curral Velho (Formação Piranhas). Em 1980 e 1981 ele trabalhou no sítio Piau-Caiçara, enfatizando o comportamento dos dinossauros produtores das pegadas (Godoy & Leonardi, 1985). Durante o ano de 1981 descobriu, junto com Geraldo da Costa Barros Muniz, pistas

dinossaurianas relacionadas às bacias de Lima Campos, Iguatu e Palestina (Leonardi & Muniz, 1985; Leonardi & Spezzamonte, 1994). Realizou a expedição Ligabue de 1983, que representou uma ação conjunta dos paleontólogos Giancarlo Ligabue (Veneza - Itália), Philippe Taquet (Museu de História Natural de Paris - França), Díógenes de Almeida Campos (Departamento Nacional de Produção Mineral - Brasil), e outros (Leonardi, 1984a). Posteriormente as pegadas receberam as visitas de inúmeros paleontólogos, bem como de turistas. Em 1984, Leonardi descobriu os sítios do Zoador, Barragem do Domício, Poço da Volta e Engenho Novo na Formação Sousa; Aroeira e Cabra Assada na Formação Antenor Navarro (Leonardi, 1985, 1994). A partir de 1994, Leonardi associou-se ao trabalho de campo com Maria de Fátima C.F. dos Santos e Claude L. de A. Santos do Museu Câmara Cascudo de Natal (Rio Grande do Norte, Brasil), frequentemente com Ismar de Souza Carvalho (Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil) (1989, 1992, 1994) e Luís Carlos Godoy (Ponta Grossa, Paraná). Em 1985 W.V. Barbosa descobriu o sítio Várzea dos Ramos. Em 1987 Ismar de Souza Carvalho com Leonardi descobriram o sítio Pocinhos na bacia de Brejo das Freiras (Carvalho, 1989, 1996a).

Durante todos esses anos, um longo e muitas vezes infrutífero esforço foi feito para obter a proteção destes sítios em todos os níveis administrativos dos governos municipal, estadual e federal para o estabelecimento do Parque Natural Vale dos Dinossauros. Em 1984, Leonardi com João Carlos M. Rodrigues do Museu Emílio Goeldi de Belém (Pará) iniciaram a construção de réplicas dos principais tipos de dinossauros encontrados em Sousa. Em 1988 foram descobertos os sítios de Saguim e Piau II por Leonardi, juntamente com Anna Alessandrello do Museo Civico di Storia Naturale de Milan (Itália). Leonardi e Alessandrello exploraram a bacia de Pombal sem nenhum resultado positivo. O sítio Paraíso foi descoberto em 1992 por Sérgio Alex Kugland de Azevedo (Universidade Federal do Rio de Janeiro, Museu Nacional; 1993). Após Leonardi ter deixado o Brasil em 1989, o trabalho icnológico de vertebrados vem sendo sistematicamente realizado por Ismar de Souza Carvalho (Carvalho *et al.*, 1994, 1995; Carvalho, 1996a; 2000a, b), o qual vem descobrindo novas localidades icnofossilíferas em parceria com pesquisadores (Maria Somália Sales Viana, Mário Lima Filho e Narendra Kumar Srivastava) de instituições universitárias localizadas no Nordeste do Brasil (Universidade Federal de Pernambuco e Universidade Federal do Rio Grande do Norte).

Figura 2 – Reconstrução paleoambiental da bacia de Souza (ilustração de Ariel Milani Martine)
Figure 2 *– Paleoenvireonmental reconstruction of Sousa Basin (Illustration by Ariel Milani Martine).*

CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO DAS PEGADAS

As icnofaunas dinossaurianas destas bacias estão inseridas num mesmo contexto estratigráfico-temporal-paleogeográfico, e representam partes de um amplo megatracksite. As similaridades das litofácies dentre os depósitos onde ocorrem as pegadas denotam os mesmos processos tectônicos, climáticos e sedimentares. Os ambientes de sedimentação eram então influenciados pelo desenvolvimento inicial da região Atlântica equatorial, com uma biota endêmica vivendo nas proximidades de rios efêmeros e lagos rasos em condições climáticas quentes (Carvalho, 2000a).

Durante o Cretáceo Inferior, predominava um clima quente, havendo provavelmente uma ampla variação das condições de umidade (Petri, 1998). De acordo com Petri (1983) e Lima (1983) no início do Cretáceo, as condições climáticas eram mais úmidas nas regiões localizadas à sul do domínio tropical (bacias de Recôncavo-Tucano-Jatobá). Apesar de um clima mais quente e seco em direção à norte, a interpretação dos ambientes deposicionais e os fósseis sugerem a existência de alguns lagos, nos quais durante o Neocomiano, as regiões adjacentes mostravam-se mais úmidas. Durante este tempo, a América do Sul ainda encontrava-se conectada à África, e o Oceano Altântico estava em sua fase inicial de desenvolvimento. Na atual região Nordeste do Brasil, numa área de centenas de quilômetros, rios efêmeros e lagos rasos foram importantes ecossistemas.

A bacia de Sousa compreende uma área de 1.250 km^2. Já Uiraúna-Brejo das Freiras é uma bacia menor com 480 km^2. Estão localizadas no oeste do estado da Paraíba, nos municípios de Sousa, Uiraúna, Poço, Brejo das Freiras, Triunfo e Santa Helena. O embasamento destas bacias é composto por rochas metamórficas pré-cambrianas altamente metamorfizadas, alinhadas estruturalmente nas direções noroeste-sudoeste ou este-oeste. As rochas mais frequentes são migmatitos, granitos, gabros e anfibolitos.

A subdivisão litoestratigráfica formal dos depósitos cretácicos das bacias de Sousa e Uiraúna-Brejo das Freiras foi proposta por Mabesoone (1972) e Mabesoone & Campanha (1974). Estes autores designaram o Grupo Rio do Peixe, com espessura total de 2.870 metros, subdividindo-o nas formações Antenor Navarro, Sousa e Piranhas. As formações Antenor Navarro e Piranhas, são compostas por sedimentos imaturos, incluindo brechas e conglomerados com seixos de rochas magmáticas e metamórficas em uma matriz grossa arcoseana. Estes tipos litológicos são encontrados próximos aos bordos falhados das bacias. Em direção ao depocentro, os conglomerados e arenitos finos podem estar intercalados com siltitos e folhelhos. Estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, estratificações cruzadas cavalgantes e marcas de onda são as principais estruturas sedimentares. A Formação Sousa é composta por arenitos avermelhados, siltitos, argilitos e nódulos carbonáticos; margas também podem ocorrer sob a forma de delgados estratos. As principais estruturas sedimentares são gretas de ressecamento, estruturas convolutas, marcas de onda, estratificações cruzadas cavalgantes, marcas de gotas de chuva e bioturbações.

Nas formações Antenor Navarro e Piranhas as pegadas são menos frequentes, quando comparadas com a abundância em que ocorrem na Formação Sousa. As litologias destas duas primeiras unidades são conglomerados, arenitos grossos e arenitos intercalados com siltitos. As litofácies, estruturas sedimentares e geometria das camadas indicam uma sedimentação em fan-deltas, leques aluviais e ambientes fluviais entrelaçados. As pegadas estão preservadas em sedimentos mais finos das barras arenosas subaéreas dos leques aluviais e rios entrelaçados (Figura 2). Tais depósitos localizam-se próximo das bordas das bacias e sua acumulação foi controlada diretamente pela atividade tectônica regional (Carvalho 2000a).

Na Formação Sousa as litologias são arenitos, folhelhos e argilitos, cuja granulação fina foi mais susceptível para a preservação de pegadas. Trata-se de uma sucessão essencialmente microclástica que indica ambientes lacustres, pantanosos e de rios meandrantes. Através do estudo das conchostracofaunas, Carvalho & Carvalho (1990) e Carvalho (1993, 1996b) inferiram as condições físicas e químicas dos lagos em cujas bordas a dinoturbação foi significativa. Tratavam-se de lagos pequenos e temporários, quentes e rasos, nos quais o quimismo da água caracterizavam-nos com um caráter alcalino (pH entre 7 e 9). Devido as dimensões que alcançavam alguns conchostráceos (cerca de 3,5 cm de comprimento), deveriam ter existido nestes lagos optimum ecológicos, com águas ricas em nutrientes e íons abundantes tais como o cálcio e fósforo.

A ICNOFAUNA

Formação Sousa

O conjunto de 13 sítios da Formação Sousa (Barragem do Domício, Engenho Novo, Juazeirinho, Matadouro, Pedregulho, Piau-Caiçara, Piedade, A

Camada do Rio do Peixe entre Passagem das Pedras e Poço do Motor, Piau II, Poço da Volta, Sítio Saguim, Várzea dos Ramos e Zoador) em pelo menos 60 níveis incluem aproximadamente a seguinte icnofauna: 220 grandes terópodes; 29 pequenos terópodes classicamente considerados como Coelurosauria; 11 saurópodes; 15 ornitópodes graviportais; 1 pequeno ornitísquio quadrúpede; um número de pistas de dinossauros não-classificáveis ou incertas; 1 conjunto batracopódido; um grande número de pegadas de pequenos quelônios. Ao todo o número de indivíduos dinossaurianos é superior a 276 (Santos & Santos, 1987a).

Formação Antenor Navarro

Os 5 sítios da Formação Antenor Navarro (Aroeira, Pocinhos, Riacho do Cazê, Serrote do Letreiro e Serrote do Pimenta) em pelo menos 12 níveis incluem aproximadamente: 53 grandes terópodes; 31 saurópodes; 5 ornitópodes graviportais, sendo um deles quadrúpede; 1 ornitísquio quadrúpede, provavelmente um anquilossauro; uma pegada lacertóide; um número de pistas não-classificáveis ou incertas. O número de indivíduos dinossaurianos é superior a 90 (Figuras 3 e 4).

Formação Piranhas

Os 4 sítios da Formação Piranhas (Cabra Assada, Curral Velho, Mãe d'Água e Fazenda Paraíso) incluem cerca de 6 níveis com a seguinte icnofauna: 23 grandes terópodes; 2 pequenos ornitópodes; 8 ornitópodes graviportais, um dos quais quadrúpede; um número de pistas não-classificáveis ou incertas. Os indivíduos dinossaurianos excedem em 33 (Leonardi, 1987, 1989; Santos & Santos, 1987b).

A ICNOFAUNA DINOSSAURIANA DAS BACIA DO RIO DO PEIXE E OS PRODUTORES DE PEGADAS

Os vinte e dois sítios e setenta e oito níveis das bacias do Rio do Peixe contêm a seguinte icnofauna de tetrápodes: 296 grandes terópodes; 29 pequenos terópodes têm o terceiro dedo substancialmente maior que os outros dois, o que era classicamente considerado como assignável aos Coelurosauria; 42 saurópodes; 2 ornitísquios quadrúpedes, provavelmente anquilossauros; 2 pequenos ornitópodes; 28 ornitópodes graviportais (um quadrúpede); um conjunto de impressões batracopodídeas; uma impressão lacertóide; um grande número de pegadas dinossaurianas não classificadas e muitas impressões de semi-natação atribuídas aos quelônios. Ao todo os indivíduos dinossaurianos classificados totalizam mais que 395. A relação de pegadas herbívoro/carnívoro nesta icnofauna é cerca de 1/4,6; a relação de pistas individuais quadrúpede / bípede é de cerca de 1/8,6. Somente 34 pistas de dinossauros estão associadas em quatro grupos gregários (Leonardi *et al*., 1987a, 1987b, 1987c).

Não é fácil atribuir uma pegada a um produtor. Contudo as pegadas descritas acima podem ser consideradas com alguma probabilidade de pertencerem aos seguintes grupos: as pistas de grandes terópodes são possivelmente de uma família cretácica sul-americana de grandes predadores conhecida como Abelisauridae Bonaparte & Novas, 1985 e consequentemente Ceratosauria. As pequenas pistas de terópodes com o dígito III substancialmente maior que o II e IV, que foram normalmente atribuídas aos Coelurosauria, podem ser referidas à algumas famílias teropodomorfas sul-americanas que se presume tenham ocupado neste continente o nicho ecológico dos Coelurosauria na Laurásia (e.g. Noasauridae Bonaparte & Powell, 1980). Os saurópodes foram talvez grupos assemelhados aos Dicraeosauridae, Rebbachisauridae, ou mais provavelmente os primeiros titanossauros (Bonaparte, 1986).

A pequena pista quadrúpede do Serrote do Pimenta pode ser a de um anquilossauro, mais provavelmente um nodosaurídeo, a semelhança com o pequeno Minmi Molnar, 1980 de Queensland. Uma pista quadrúpede (sub-icnito) de Passagem das Pedras também poderia pertencer a este grupo. Pistas de anquilossauros são conhecidas da Bolívia (Leonardi, 1984a) e mais recentemente (1988) identificadas por Christian Meyer, Martin Lockley e Leonardi (material ainda não publicado). As pistas de grandes bípedes ou quadrúpedes com três cascos arredondados são atribuídas a ornitópodes graviportais, similares à *Ouranosaurus* Taquet, 1976; algumas pistas raras de ornitópodes podem pertencer a iguanodontídeos jovens ou a alguma forma de pequeno ornitópode, talvez driossaurídeos, já conhecidos na América do Sul (Coria & Salgado, 1996).

O conjunto batracopodídeo de Piau é pobremente preservado, contudo pode ser atribuído a Crocodylia. As inúmeras pegadas pequenas de semi-natação do sítio Piau foram provavelmente produzidas por quelônios; a família Araripemydae é a mais provável.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A principal área de distribuição das pegadas de dinossauros localizada em Passagem das Pedras (fazenda Ilha) no município de Sousa, é atualmente um parque natural. Em 20 de dezembro de 1992 através de um Decreto-Lei estadual (Decreto nº 14.833, de 20 de dezembro de 1992, Diário Oficial do Estado da Paraíba) esta localidade icnofossilífera foi tombada como Monumento Natural e designada como "Monumento Natural Vale dos Dinossauros" (Figuras 5 e 6).

Em 1996 foi assinado um convênio entre o Ministério do Meio Ambiente, Estado da Paraíba/ Superintendência de Administração do Meio Ambiente e Prefeitura Municipal de Sousa (Convênio MMA/ PNMA/PED nº 96 CV00030/96) visando a consolidação do "Monumento Natural Vale dos Dinossauros". Inicialmente com base no Decreto nº 14.833 desapropriou-se o sítio de Passagem das Pedras, com 40 hectares de área. Posteriormente foi concebido um canal de alívio da vazão do rio do Peixe, numa extensão de 621 metros que permitirá, sem alterar as características originais do rio do Peixe e ecossistemas associados, a proteção das pegadas contra a ação erosiva deste rio e represamento d'água sobre o sítio paleontológico (Sônia Matos Falcão - Coordenadora de Projetos de Execução Descentralizada - PED/ SUDEMA, informação pessoal).

Figura 3 - Pegada de um terópode associada a um petroglifo indígena. Serrote do Letreiro, bacia de Sousa.
Figure 3 - *Theropod footprint associated with ancient indian rock engraving. Serrote do Letreiro, Sousa Basin.*

Figura 4 - Pegada de um terópode. Serrote do Letreiro, bacia de Sousa
Figure 4 *- Theropod footprint. Serrote do Letreiro, Sousa basin.*

Figura 5 - Monumento Natural Vale dos Dinossauros. Parque natural com 40 hectares de Área protegida pelo governo do estado da Paraíba e Prefeitura Municipal de Sousa
Figure 5 *- Dinosaur Valley Natural Monument, a natural park with 40 hectares of protect area established by the Paraíba State Government and Sousa Municipal City Hall.*

Os investimentos já realizados neste sítio paleontológico são de aproximadamente US$ 800,000.00 (oitocentos mil dólares americanos). Ainda de acordo com as informações de Sônia Matos Falcão (Governo do Estado da Paraíba) a proteção deste jazigo fossilífero compreendeu:

- Modificação do curso principal do rio do Peixe objetivando a proteção dos níveis estratigráficos com pegadas fósseis, os quais vinham sendo erodidos durante os períodos de inundações. Foi construído um canal secundário (artificial) e pontes sobre este e sobre o canal do rio.
- Plantio de vegetação nativa nas bordas do canal e áreas adjacentes ao rio do Peixe.
- Estrada de acesso ao Monumento Natural Vale dos Dinossauros a partir da rodovia federal BR-391.
- Pontes de estrutura concreto-aço sobre as pegadas, evitando o contato direto dos visitantes com a superfície rochosa onde estão dispostas.
- Centro de Recepção com 222 m^2 de área. Abrange exposição com dioramas e painéis temáticos, fósseis, sala de vídeo, centro de documentação, biblioteca, loja de lembranças, lanchonete, sanitários e administração (Figuras 7 e 8).

Podemos considerar que após um esforço de mais de 20 anos, este é atualmente o melhor sítio paleontológico preservado no Brasil. A região é agora um complexo turístico - Vale dos Dinossauros - e oferece uma completa infra-estrutura turística, bem como pessoal treinado para o turismo ecológico e para a proteção do sítio paleontológico.

AGRADECIMENTOS

Ao Sr. Tim Halley do Departamento de Zoologia da Universidade de Queensland Brisbane (Austrália) e Dr. José E. Bonaparte do Museu Argentino de Ciências Naturais Bernardino Rivadavia (Buenos Aires) pela revisão crítica. Sônia Matos Falcão (Superintendência de Administração do Meio Ambiente - SUDEMA - Governo do Estado da Paraíba) pelo auxílio com os dados de investimentos financeiros e técnicos realizados no Monumento Natural Vale dos Dinossauros.

Este estudo contou com o suporte financeiro das agências de fomento Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) e Fundação Universitária José Bonifácio (FUJB-UFRJ).

Figura 6 (esquerda)- Pista de Dinossauro Ornitópode no Monumento Natural Vale dos Dinossauros. Passagem das Pedras (fazenda Ilha), município de Sousa.

Figure 6 *(on left)- Dinosaur track at the Dinosaur Valley Natural Monument. Passagem das Pedras (Ilha farm), Sousa county.*

Figura 7 - Réplicas dos dinossauros que habitaram a região da bacia de Sousa. Arte de João Carlos M. Rodrigues.

Figure 7 *- Replicas of the dinosaurs that lived in the Sousa basin. Art of João Carlos M. Rodrigues.*

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bonaparte, J. F. 1986. History of the terrestrial Cretaceous Vertebrates of Gondwana. In: Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 4. Mendoza, Argentina, vol. 2: 63-95.

Bonaparte, J. F.; Novas,F.E. 1985. *Abelisaurus camahuensis* n.g., n.sp., Carnosauria del Cretácico Tardio de Patagonia. Ameghiniana, 21(2-4): 259-265, 2 figs. Buenos Aires, Argentina.

Bonaparte, J. F.; Powell,J.E. 1980. A continental assemblage of tetrapods from the Upper Cretaceous beds of El Brete, NW Argentina (Sauropoda Coelurosauria Carnosauria Aves). Mémoires de la Société Géologique de France, N.S., Paris,(1980), 139: 19-28, 9 figs.

Carvalho, I. S. 1989. Icnocenoses continentais: bacias de Sousa, Uiraúna-Brejo das Freiras e Mangabeira. (Universidade Federal do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Geologia). Dissertação de Mestrado, 167p. (inédita), Rio de Janeiro.

Carvalho, I. S. 1993. Os conchostráceos fósseis das bacias interiores do Nordeste do Brasil. (Universidade Federal do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Geologia). Tese de Doutorado, 2 v., 319 p. (texto) (inédita), Rio de Janeiro.

Carvalho, I. S. 1996a. As pegadas de dinossauros da bacia de Uiraúna-Brejo das Freiras (Cretáceo Inferior, estado da Paraíba). In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4, Rio Claro, São Paulo, Brasil. Boletim:115-121

Carvalho, I. S. 1996b. Paleogeographic distribution of esthereliidean conchostraceans on the Cretaceous rift interior basins of Northeastern Brazil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador-BA, 1996, SBG. Anais, 7: 387-389.

Carvalho, I. S. 2000a. Geological environments of dinosaur footprints in the intracratonic basins from Northeast Brazil during the South Atlantic opening (Early Cretaceous). *Cretaceous Research*, *pre-print*.

Carvalho, I. S. 2000b. Huellas de saurópodos de la Formación Antenor Navarro (Cretácico Temprano de la Cuenca de Sousa), Serrote do Letreiro, Paraíba, Brasil. *Ameghiniana*, *pre-print*, Argentina.

Carvalho, I. S.; Carvalho,M.G.P. 1990. O significado paleoambiental dos conchostráceos da Bacia de Sousa. In: Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste, 1, Crato-PE, 1990, SBP. Anais: 329-333.

Carvalho, I. S.; Leonardi,G. 1992. Geologia das bacias de Pombal, Sousa, Uiraúna-Brejo das Freiras e Vertentes (Nordeste do Brasil). Anais da Academia Brasileira de Ciências(1992), Rio de Janeiro, 64(3): 231-252.

Carvalho, I. S.; Viana,M.S.S.; Lima Filho,M.F. 1994. Dinossauros do Siluriano: um anacronismo crono-geológico nas bacias interiores do Nordeste? In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú-SC,1994, SBG. Boletim de Resumos Expandidos,3: 213-214.

Carvalho, I. S.; ; Viana, M.S.S.; Lima Filho, M.F. 1995. Bacia de Cedro: a icnofauna cretácica de vertebrados. Anais da Academia Brasileira de Ciências(1995), Rio de Janeiro, 67(1): 25-31.

Coria, R. A.; Salgado,L. 1996. A basal iguanodontian (Ornithischia: Ornithopoda) from the Late Cretaceous of South America. Journal of Vertebrate Paleontology (1996), 16(3): 445-457.

Fernandes, A. C. S.; Carvalho, I. S. 1997. Icnofósseis de invertebrados da bacia de Sousa (estado da Paraíba, Brasil): a localidade de Serrote do Letreiro. In: Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste, 2, Crato-PE, 1997. Resumo das Comunicações:29.

Godoy, L. C.; Leonardi, G. 1985. Direções e comportamento dos dinossauros da localidade de Piau, Sousa, Paraéba (Brasil), Formação Sousa (Cretáceo Inferior). In: Brasil, DNPM. Coletânea de Trabalhos Paleontológicos. Série "Geologia", 27 (Seção Paleontologia e Estratigrafia, 2): 65-73, 4 figs., col. stratigraph.. Brasília.

Huene, F. 1931. Verschiedene mesozoische Wierbeltierreste aus Südamerika. Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, Paläontologie, Beil-Bd. 66(B): 181-198, 21 figs., Alemanha.

Leonardi, G. 1979a. Nota Preliminar Sobre Seis Pistas de Dinossauros Ornithischia da Bacia do Rio do Peixe (Cretáceo Inferior) em Sousa, Paraíba, Brasil. Anais da Academia Brasileira de Ciências(1979), Rio de Janeiro, 51(3): 501-516, 19 figs.

Leonardi, G. 1979b. New Archosaurian trackways from the Rio do Peixe Basin, Paraíba, Brazil. Annali dell'Universitat di Ferrara, N.S., S.IX, 5(14): 239-249, 18 figs., 2 tabs. Ferrara.

Leonardi, G. 1980a. Vertebrate ichnology in Brazil and Italy. *Ichnology Newsletter*,Menlo Park, California, USA (1980), 11:10.

Leonardi, G. 1980b. *Isochirotherium* sp.: Pista de um gigantesco Tecodonte na Formação Antenor Navarro (Triássico), Sousa, Paraíba, Brasil. Revista Brasileira de Geociências(1980), 10(4): 186-190.

Leonardi, G. 1980c. Dez novas pistas de Dinossauros (Theropoda Marsh, 1881) na Bacia do Rio do Peixe, Paraíba, Brasil. In: Congreso Latinoamericano de Paleontología, 1er, Buenos Aires, 1978. Actas1: 243-248, 1 pl., 1 tab.

Leonardi, G. 1984a. Le impronte fossili di dinosauri. In: Bonaparte, J.F. et al., Sulle orme dei dinosauri. Venezia-Mestre, Erizzo, 1984. (Esplorazioni e ricerche, IX), 335 p.: 161-186, 27 pls., 13 figs., Itália.

Leonardi, G. 1984b. Rastros de um mundo perdido. Ciência Hoje (1984), 2(15): 48-60, 16 figs, 4 boxes, 1 tab., cover.

Leonardi, G. 1985. Mais pegadas de dinossauros na Paraíba. Ciência Hoje(1985), 3(16): 94, 1 fig.

Leonardi, G. 1987. Pegadas de dinossauros (Carnosauria, Coelurosauria, Iguanodontidae) na Formação Piranhas da Bacia do Rio do Peixe, Sousa, Paraíba, Brasil. In: Moura, J. A. & H. M. N. Gilson (coord.)., Congresso Brasileiro de Paleontologia, 10, Rio de Janeiro, 19-25 jul 1987, Sociedade Brasileira de Paleontologia. Anais, 2 vol., 1: 337-351, 3 pl., 1 tab., Brasil.

Leonardi, G. 1989. Inventory and Statistics of the South American Dinosaurian Ichnofauna and its Paleobiological Interpretation. In: Gillette, D.D. & M.G. Lockley (eds). *Dinosaur Tracks and Traces*. Cambridge, Cambridge University Press, 1989. 454 p., illustr.: 165-178, 4 pls., Brasil.

Leonardi, G. 1994. Annotated Atlas of South America Tetrapod Footprints (Devonian to Holocene) with an appendix on Mexico and Central America. Brasília, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 1994. 248 p., 35 pls., 27 figs., tabs., Brasil.

Leonardi, G.; Muniz,G.C.B. 1995. Observações icnológicas (Invertebrados e Vertebrados) no Cretáceo Continental do Ceará (Brasil), com menção a moluscos dulçaquícolas. IX Congresso Brasileiro de Paleontologia. Fortaleza, 01-07.09.1985. Resumo das Comunicações: 45 (abstract), Brasil.

Leonardi, G.; Spezzamonte,M. 1994b. New tracksites (Dinosauria: Theropoda and Ornithopoda) from the Lower Cretaceous of the CearÁ, Brasil. *Studi Trentini di Scienze Naturali - Acta Geologica*, *69* (1992): 61-70, 5 figs., 2 tabs. Trento.

Leonardi, G.; Lima,C.V.; Lima,F.H.O. 1987c. Os dados numéricos relativos às pistas (e suas pegadas) das Icnofaunas dinossaurianas do Cretáceo inferior da Paraíba, e sua interpretação estatística. III - Estudo estatístico. In: Moura,

J.A. & H.M.N. Gilson (coord.) Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia. Rio de Janeiro, 19-25 jul 1987. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Paleontologia, 1987. 2 vol., 1: 419-444, 7 pls., Brasil.

Leonardi, G.; Lima,L.C.; Lima,C.V.; Lima,F.H.O. 1987a. Os dados numéricos relativos às pistas (e suas pegadas) das Icnofaunas dinossaurianas do Cretáceo inferior da Paraíba, e sua interpretação estatística. I - Parâmetros das pistas. In: Moura, J.A. & H.M.N. Gilson (coord.) Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia, Rio de Janeiro, 19-25 jul 1987. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Paleontologia, 1987. 2 vol., 1: 377-394, 1 fig., 14 tabs., Brasil.

Leonardi, G.; Lima, L.C.; Lima, C.V.; Lima, F.H. O. 1987b. Os dados numéricos relativos às pistas (e suas pegadas) das Icnofaunas dinossaurianas do Cretáceo inferior da Paraíba, e sua interpretação estatística. II - Parâmetros das pegadas. In: Moura, J.A. & H.M.N. Gilson (coord.) Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia. Rio de Janeiro, 19-25 jul 1987. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Paleontologia, 1987. 2 vol., 1: 395-417, 1 fig., 13 tabs., Brasil.

Lima Filho, M. F. 1991. Evolução tectono-sedimentar da Bacia do Rio do Peixe - PB. (Universidade Federal de Pernambuco). Dissertação de Mestrado, 99 p. (inédita).

Lima Filho, M. F.; Mabesoone,J.M.; Viana,M.S.S. 1999. Late Mesozoic History of Sedimentary Basins in NE Brazilian Borborema Province before the final separation of South America and Africa 1: Tectonic-Sedimentary Evolution. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5. Boletim... Rio Claro, 1999, p. 605-611, Brasil.

Lima, M. R. 1983. Paleoclimatic reconstruction of the Brazilian Cretaceous basins on palynological data. Revista Brasileira de Geociências, 13(4): 223-228, Brasil.

Lima, M. R.; Coelho,M.P.C.A. 1987. Estudo palinológico da sondagem estratigráfica da Lagoa do Forno, Bacia do Rio do Peixe, Cretáceo do Nordeste do Brasil. Boletim do Instituto de Geociências - USP, Série Científica 18, p. 67-83, Brasil.

Mabesoone, J. M. 1972. Sedimentos do Grupo Rio do Peixe (Paraíba). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, 1972, Sociedade Brasileira de Geologia. Boletim,1: 236.

Mabesoone, J. M.; Campanha,V. 1974. Caracterização estratigráfica dos grupos Rio do Peixe e Iguatu. Estudos Sedimentológicos, Natal, 3/4, p. 21-41.

Moraes, L. J. 1924. *Serras e montanhas do Nordeste*. Brasil, Inspetoria Obras contra Seccas. Publicação Série I. D. 58, 2 vol. xi+122p; 122 p. Rio de Janeiro.

Petri, S. 1983. Brazilian Cretaceous paleoclimates: evidence from clay-minerals, sedimentary structures and palynomorphs. Revista Brasileira de Geociências, 13(4): 215-222, Brasil.

Petri, S. 1998. Paleoclimas da era Mesozóica no Brasil - evidências paleontológicas e sedimentológicas. Revista Universidade Guarulhos, 6, p. 22-38, Brasil.

Price, L. I. 1961. Sobre os dinossáurios do Brasil. Anais da Academia brasileira de Ciências, 33(3-4): xxviii-xxix (abstract). Rio de Janeiro.

Regali, M. S. P. 1990. Biocronoestratigrafia e paleoambiente do Cretáceo das bacias do Araripe (CE) e Rio do Peixe (PB), Nordeste do Brasil. In: Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste, 1, Crato, 1990. Anais... Crato, SBP, p. 163-172, Brasil.

Santos, M. F. C. S.; Santos, C. L. A. 1987a. Sobre a ocorrência de pegadas e pistas de dinossauros na localidade de Engenho Novo, Antenor Navarro, Paraíba (Grupo Rio do Peixe, Cretáceo Inferior). In: Moura, J. A. & H. M. N. Gilson (coord.) Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia. Rio de Janeiro, 19-25 jul 1987. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Paleontologia, 1987. 2 vol., 1: 353-366, 8 figs., 1 tab., Brasil.

Santos, M. F. C. S.; Santos, C. L. A. 1987b. Novas pegadas de dinossauros retiradas de uma cerca de pedras no sítio Cabra Assada , Antenor Navarro, Paraíba (Grupo Rio do Peixe, Cretáceo Inferior). In: Moura, J. A. & H. M. N. Gilson (coord.) Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia. Rio de Janeiro, 19-25 jul 1987. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Paleontologia, 1987. 2 vol., 1: 367-376, 13 figs., 1 tab., Brasil.

Viana, M. S. S.; Lima Filho,M.F.; Carvalho,I.S. 1993. Borborema *megatracksite*: uma base para correlação dos arenitos inferiores das bacias interiores do Nordeste do Brasil. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 15, SBG/Núcleo Nordeste. Boletim,13:23-25.

[1] Via A. Modigliani, Monterusciello
80070 Pozzuoli - Na - Italia
g.leonardi@iol.it

[2] Universidade Federal do Rio de Janeiro
Instituto de Geociências – CCMN - Departamento de Geologia 21949-900
Cidade Universitária - Ilha do Fundação Rio de Janeiro-RJ – Brasil
ismar@igeo.ufrj.br

Membro Crato da Formação Santana, Chapada do Araripe, CE

Riquíssimo registro de fauna e flora do Cretáceo

SIGEP 5

Maria Somália Sales Viana[1]
Virgínio Henrique Lopes Neumann[2]

O Membro Crato da Formação Santana constitui um importante sítio geológico e paleontológico do País, situado no interior da região Nordeste. Esta unidade é parte integrante da bacia sedimentar do Araripe, aflorando principalmente no seu flanco nordeste.

Litologicamente, compõe-se de estratos horizontalizados de calcários, intercalados a folhelhos, siltitos e arenitos, depositados durante o Cretáceo Inferior (cerca de 120 milhões de anos) e é uma importante jazida de calcário, atualmente explotado para a indústria de cimento e de rochas ornamentais. Seus estratos são ricamente fossilíferos, incluindo registros de fauna e flora diversificados e abundantes, além de muito bem preservados. A entomofauna e a flora representam, especialmente, um registro muito significativo para o conhecimento da evolução das angiospermas.

A atividade mineira nos calcários vem proporcionando, além da destruição do patrimônio fossilífero, degradação da paisagem local, através do assoreamento de riachos e do aumento de zonas de erosão. Esse fato suscita certa urgência em medidas de preservação como a criação de parques temáticos, incrementando a economia regional com atividades eco-turísticas.

The Crato Member of the Santana Formation, Chapada do Araripe, State of Ceara - Very rich record of Cretaceous fauna and flora.

The Crato Member of the Santana Formation is an important geologic and paleontologic site in Brazil, located at the interior of Northeastern region. This unit is part of the Sedimentary Araripe Basin where the main outcrops are in the Northeast flank. Litologically, it is composed by horizontal calcareous beds, interfingered to shales, siltstones and sandstones, deposited during the Lower Cretaceous (about 120 m. y.). These calcareous rocks are exploited by the cement and ornamental rocks industries, forming an important mining activity in the country. These rocks are also very rich in fossils, including an abundant and diversified fauna and flora, well preserved. The entomofauna and the flora represent a significant record to the knowledge of the angiosperm development.

The mining activities cause partial fossil and local nature fisiography destruction. An urgent preservation program as the creation of parks and eco-turistic activities is most necessary.

Figura 1 – Painel estratigráfico simplificado para o sistema lacustre Aptiano-Albiano da Sub-bacia E do Araripe.

Figure 1 *– Simplified stratigraphic scheme for the Aptian-Albian lacustrine system of the E Araripe Sub-basin.*

INTRODUÇÃO

O Membro Crato da Formação Santana compõe-se basicamente de estratos horizontalizados de rocha calcária (Figura 1), e, junto com o Membro Romualdo, constituem um dos mais importantes sítios paleontológicos do País – a Formação Santana da bacia sedimentar do Araripe, além de também representar igualmente notável sítio geológico.

A deposição desta unidade ocorreu durante o Cretáceo Inferior (cerca de 120 milhões de anos) e os fósseis contidos são relativamente abundantes e diversificados, incluindo invertebrados (ostracodes, conchostráceos, insetos, aracnídeos, biválvios e gastrópodes), vertebrados (actinopterígios, celacantos, pterossauros, quelônios, crocodilianos, lagartos, aves e anuros) e vegetais (algas, gimnospermas e angiospermas), além de icnofósseis (coprólitos, pistas de invertebrados e estramatólitos) e palinomorfos.

Esses fósseis apresentam bom estado de preservação, normalmente por processos de piritização, limonitização ou carbonização, e, os mais abundantes são os insetos, peixes (principalmente o gênero *Dastilbe*) e vegetais. A entomofauna e a flora representam, especialmente, um registro muito significativo para o conhecimento da evolução das angiospermas.

As áreas aflorantes deste sítio bordejam a chapada do Araripe e pertencem principalmente aos municípios de Porteiras, Barbalha, Crato, Nova Olinda e Santana do Cariri, no Estado do Ceará (Figuras 2 e 3). Podem ser observadas formando cachoeiras nos riachos ou suaves colinas abaixo das escarpas da chapada.

O clima neste setor nordeste da bacia é tropical úmido, correspondente à classificação Aw de Köppen, com regime pluviométrico de 700 a 1.000 mm/ano. A temperatura média anual é de cerca de 27ºC.

HISTÓRICO

A história das pesquisas paleontológicas na Bacia do Araripe inicia-se em 1823 com a vinda dos estudiosos Spix e Martius ao Brasil, chefiando uma missão científica, determinada pelo rei da Baviera Maximiliano José I, para estudar as riquezas naturais da América do Sul. Esses autores notificaram o primeiro registro fossilífero da região do Araripe, salientando a ocorrência de peixes em concreções (do Membro Romualdo da Formação Santana) e em calcários (do Membro Crato da dita unidade).

Até 1923, ou seja, no primeiro século dessa história, deram-se as primeiras incursões que visitaram

Figura 2 – Mapa de localização da área de estudo e geológico simplificado.
Figure 2 *– Location area and geologic map.*

Figura 3 – Mapa de localização dos principais afloramentos do Membro Crato (ritmitos argila-carbonato e calcários laminados) na Sub-bacia E do Araripe. O esquema foi rotacionado para se obter uma melhor visualização das localidades.
Figure 3 – *Location map of the main outcrops of the Crato Member (clay-carbonate rhythmites and laminated limestones) at the E Araripe Sub-basin. The draw was rotationed to obtain a better view of the site localizations.*

o local, destacando-se entre estas, a viagem de Gardner (1836-1840). Ao final foram feitos os primeiros estudos sobre as coleções de fósseis do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil.

Somente depois disso, pesquisadores brasileiros começaram a estudar os fósseis da região. Em 1947, Rubens da Silva Santos descreveu (Santos, 1947) o peixe do gênero Dastilbe (Figura 4) e inferiu ambiente de água doce para a deposição dos calcários laminados do Membro Crato.

Na década de 60 e início dos anos 70, o professor Karl Beurlen da Escola de Geologia do Recife realizou uma série de trabalhos no Mesozóico da região Nordeste e definiu, em 1971 (Beurlen,1971), uma coluna estratigráfica para a Formação Santana, subdividindo-a em três membros: Crato (inferior), Ipubi (intermediário) e Romualdo (superior), com as primeiras sugestões sobre ambiente deposicional e paleoecologia. Alguns autores propõem elevar o Membro Crato à categoria de formação (Beurlen, 1963; Martill, 1993; Neumann & Cabrera, 1999).

Os insetos são muito diversificados e até hoje já foram descritas cerca de 200 espécies. Contribuíram para essa classificação os seguintes pesquisadores: A. Costa Lima, I. D. Pinto, I. Purper, R.G. Martins Neto e D. A. Grimaldi.

Os vegetais permanecem pouco estudados, sabe-se, no entanto, da enorme abundância e diversidade desse grupo fóssil, incluindo registros de caules, folhas, sementes, flores e frutos, em bom estado de preservação.

LOCALIZAÇÃO

A Bacia Sedimentar do Araripe localiza-se no interior do Nordeste do Brasil, na Província Estrutural Borborema (Brito Neves, 1990), e ocupa parte dos Estados do Piauí, Pernambuco e Ceará. Está situada entre os meridianos 38^0 30' e $40^0$50' de longitude W de Greenwich e os paralelos $7^0$05' e $7^0$50' de latitude S. Esta bacia foi dividida por Rand e Manso (1984) em duas sub-bacias, oeste (W) e leste (E) (Figura 2).

O Membro Crato da Formação Santana, sítio paleontológico e geológico aqui estudado, aflora apenas nas escarpas da Sub-bacia E do Araripe. Esta sub-bacia limita-se a oeste pelo meridiano $39^0$45' (perto da cidade de Santana do Cariri) e a leste pelo meridiano $38^0$30'(perto da cidade de Bonito de Santa Fé). Seu limite ao norte é com o paralelo $7^0$05'(perto da cidade de Nova Olinda) e ao sul com o paralelo $7^0$40' (perto da cidade de Jati), totalizando uma área de aproximadamente 5.500 km^2.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O Membro Crato da Formação Santana representa uma seqüência lacustre, predominantemente carbonatada, que foi originalmente denominada por Small (1913) como "calcários de Sant'ana". Nesse membro, as associações de facies lacustres carbonatadas estão compostas principalmente por seis pacotes carbonáticos (C1 a C6, Figura 1), constituídos de calcários micríticos laminados e ritmitos argila-carbonato, apresentando cores que variam do bege ao marrom e do cinza claro ao cinza azulado, que se alternam com folhelhos e arenitos finos. Os ritmitos de argila-carbonato ocorrem sempre nas bases dos pacotes carbonáticos, sendo recobertos pelos calcários laminados. Nos pacotes de calcários laminados estão presentes pseudomorfos de sal (halita) e diversos tipos de fósseis bem preservados, como peixes, principalmente *Dastilbe* (Figura 4), insetos e plantas (Figura 5).

Os seis pacotes carbonáticos do Membro Crato distribuem-se em uma série de afloramentos que se localizam na escarpa nordeste da Chapada do Araripe, desde a cidade de Santana do Cariri até às proximidades da cidade de Porteiras (Figuras 2 e 3), estendendo-se por debaixo da chapada. Uma grande parte destes afloramentos de calcários estão cobertos por depósitos coluviais, erodidos dos sedimentos suprajacentes (principalmente da Formação Exu).

Geralmente, os afloramentos dos calcários laminados estão localizados em pedreiras ou nas margens dos rios que cortam a escarpa. As principais

Figura 4 – *Dastilbe elongatus* Santos.
Figure 4 – Dastilbe elongatus *Santos.*

localidades nas quais os calcários estão bem expostos, são: a) As pedreiras que se localizam entre as cidades de Nova Olinda e Santana do Cariri, b) As pedreiras que estão nas margens do Rio Batateiras, na cidade do Crato, c) As pedreiras de Santa Rita e Caldas, próximas à cidade de Barbalha, d) Os afloramentos da escarpa E da Serra do Mãozinha e e) Os afloramentos dos rios próximos à cidade de Porteiras (Figuras 2 e 3).

Três localidades, dentre as mencionadas, são destacadas, tanto pelas suas áreas de exposição e espessura dos pacotes de calcários laminados, quanto pela sua intensificada exploração: a) As pedreiras que se localizam entre as cidades de Nova Olinda e Santana do Cariri e b) As pedreiras que estão na margem do Rio Batateiras e as c) As Pedreiras de Santa Rita e Caldas (Figura 6).

A seguir serão descritos os afloramentos das principais localidades, nas quais os pacotes carbonáticos (ritmito argila-carbonato e calcários laminados) estão mais bem expostos:

a) As pedreiras da região entre Nova Olinda – Santana do Cariri

Nas margens esquerda e direita da rodovia estadual CE-255, que liga a cidade de Nova Olinda a Santana do Cariri, na altura dos km 4 e 5 (Figura 6), afloram os calcários laminados, que são explotados de forma artesanal (Figura 7), devido à sua facil retirada em forma de placas, para serem comercializados na construção civil, quer como base e muro de casas, ou como rocha ornamental de revestimento ou para mesas e balcões.

Nesta área os afloramentos dos calcários apresentam espessuras que variam entre 5 e 10 m, formando um único corpo tabular (que representa o pacote carbonatado C6, ver Figura 1) que se estende lateralmente e corresponde à maior ocorrência fossilífera desta unidade. Este corpo tabular está limitado tanto na base como no topo, por níveis de folhelhos.

b) As pedreiras das margens do Rio Batateiras

As pedreiras do Rio Batateiras localizam-se principalmente na margem direita do rio, na localidade conhecida como “Cachoeira”, no Bairro do Lameiro, na cidade do Crato (Figura 6). O calcário laminado que é retirado para a comercialização pertence ao pacote carbonatado C4 (Figura 1), que apresenta espessuras entre 3 e 6 m, nesta área.

c) As pedreiras de Santa Rita e Caldas

As pedreiras de Santa Rita e Caldas (Figura 6) pertencem à indústria IBACIP – Barbalha, que retira os pacotes carbonáticos C3, C4 e C5 (Figuras 1 e 8) para a fabricação de cimento.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

As rochas do Membro Crato constituem uma importante jazida de calcário e são, atualmente, explotadas, para a indústria de cimento e de rochas

Figura 5 – Vegetais e plantas do Membro Crato da Formação Santana. A. Gimnosperma (*Brachyphyllum* Brongniart); B. Angiosperma (flor indeterminada); C. Angiosperma (flor indeterminada); D. Zigoptera; E. Ephemeroptera; F. Blattodea. Esses espécimes pertencem à coleção de fósseis da Universidade Federal de Pernambuco. As barras em cada foto correspondem a 1 cm.
Figure 5 *– Plants and insects of the Crato Member of the Santana Formation: A. Gimnospermae (*Brachyphyllum *Brongniart); B. Angiospermae (undetermined flower); C. Angiosperma (undetermined flower); D. Zigoptera; E. Ephemeroptera; F. Blattodea. These specimens belong to the fossil colection of the Federal University of Pernambuco. The bars in each foto correspond to 1 cm.*

Figura 6 – Mapa de detalhe da localização dos três principais sítios paleontológicos e geológicos na Sub-bacia E do Araripe.

Figure 6 *– Detailled map of location of the three main paleontological and geological sites at the E Araripe Sub-basin*

Figura 7 – Exploração artesanal dos calcários laminados (unidade carbonatada C6, Figura1) do Membro Crato da Formação Santana. Afloramento na altura do km 4-5, da rodovia C-255, entre as cidades de Nova Olinda e Santana do Cariri. Na foto, observa-se os entulhos deixados após a seleção das melhores placas, que são comercializadas.

Figure 7 *– Craft exploitation of laminated limestones (carbonated unit C6, Figure 1) of the Crato Member of the Santana Formation. This outcrop is located in km 4-5 of the road CE-255, between Nova Olinda and Santana do Cariri Towns. The photo shows the rejected material, after sorting the best one.*

Figura 8 – Foto da Pedreira Caldas, mostrando a frente de lavra SW-NE, da qual o Membro Crato da Formação Santana (representado pelas unidades carbonatadas C3, C4 e C5, Figura 1) é explotado para a fabricação de cimento.

Figure 8 *– Photo of Caldas quarry, showing the exploitation front SW-NE. The Crato Member of the Santana Formation (represented by the cabonated units C3, C4 and C5, Figure 1) is exploited by the cement industry.*

ornamentais (Figuras 7 e 8). Por isso, seu rico conteúdo fossilífero vem sendo perdido com essa atividade, que também tem promovido, em grande escala, o assoreamento dos riachos e aumentado zonas de erosão, agredindo, conseqüentemente, a paisagem local (Figura 7).

Também o comércio de fósseis, tem favorecido a explotação ilegal desse patrimônio cultural da humanidade, exercida principalmente nas minas para extração de rochas ornamentais.

Dessa forma, são urgentes medidas de preservação deste importante sítio paleontológico. A criação de parques, por exemplo, ajudaria sobremaneira a preservação de algumas áreas, visto que a região possui uma vocação natural para isso, sendo abrigo de um importante parque ecológico (a primeira floresta tombada do País, com 38.262 hectares e criada em 1946 pelo Decreto Lei 9226) em um ecossistema de serra úmida, denominado Floresta Nacional do Araripe-FLONA, sob a administração do IBAMA.

A região da Chapada do Araripe é extremamente privilegiada pela paisagem exibida nas formas do relevo, pelas fontes de água mineral, pela vegetação e por um clima serrano relativamente ameno. Lá também existem dois museus de fósseis nas cidades de Crato e Santana do Cariri. Além disso, a área do vale do Cariri (incluindo as cidades de Barbalha, Crato e Juazeiro do Norte) já possui estratégias bem desenvolvidas voltadas para o turismo, como comércio de artesanatos, festas religiosas, clubes recreativos, boa rede hoteleira, etc.. Tais aspectos contribuem para que atividades eco-turísticas sejam facilmente incrementadas na economia regional.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Beurlen, K. 1963. Geologia e estratigrafia da chapada do Araripe. In: Congresso Brasileiro de Geologia,17, Rio de Janeiro, 1963. SBG, *Anais*: 1-47.

Beurlen, K. 1971. As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana, na chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **43** (suplemento): 411-415 .

Brito Neves, B. B. 1990. A Bacia do Araripe no contexto geotectônico regional. I Simpósio Sobre a Bacia do Araripe e Bacia Interiores do Nordeste. Crato, Ceará. DNPM, p. 21-33.

Gardner, G. 1941. *Geological notes made during a journey from the coast into to the interior of the Province of Ceará, in the North of Brazil*. Edin. New Phil. Journ., **30**:75-82...

Martill, D. M. 1993. *Fossil of the Santana and Crato formations, Brazil*. Paleontological Association, Field Guide to Fossils, n. 5, 159 p.

Neumann,V. H.; Cabrera,L. 1999. Una nueva propuesta estratigráfica para la tectonosecuencia post-rifte de la cuenca de Araripe, noreste de Brasil. In: Simpósio Cretáceo Brasileiro, 5, Serra negra, 1999. UNESP, Boletim de Resumos: 279-285.

Rand, H. M. e Manso, V. A. V. 1984. Levantamento gravimétrico e magnetométrico da Bacia do Araripe. *In*: Cong. Bras. Geol., 33. Rio de Janeiro. *Anais*..., SBG, **4**:2011-2016.

Santos, R. S. 1947. *Uma redescrição de Dastilbe elongatus, com algumas considerações sobre o gênero Dastilbe*. Rio de Janeiro, Divisão de Geologia e Mineralogia, *Boletim* 42, 7 p.

Small, H. 1913. *Geologia e suprimento de água subterrânea no Ceará e parte do Piauhy*. Inspetoria de Obras Contra Secas. 180 p. (Série Geologia, Vol.25)

[1,2] Universidade Federal de Pernambuco - Centro de Ciências e Tecnologia - Departamento de Geologia - Rua Acadêmico Hélio Ramos, s/n, Cidade Universitária - CEP: 50.740-530 Recife-PE.

[1] somalia@npd.ufpe.br

[2] neumann@npd.ufpe.br

Membro Romualdo da Formação Santana, Chapada do Araripe, CE

Um dos mais importantes depósitos fossíliferos do Cretáceo brasileiro

SIGEP 6

Alexander Wilhelm Armin Kellner[1]

As rochas sedimentares do Membro Romualdo (Formação Santana, Aptiano-Albiano) da Bacia do Araripe (nordeste do Brasil) constituem um dos principais depósitos fossilíferos do país. São encontrados uma grande quantidade e diversidade de peixes (tubarões, raias, etc...), répteis (quelônios, crocodilomorfos, dinossauros, pterossauros), além de invertebrados (moluscos, crustáceos) e plantas (troncos, folhas e frutificações). Os exemplares se destacam pela preservação excepcional, reunindo, em alguns casos, restos de tecido mole. Conhecido deste o século XIX, este depósito fossilífero tem sido afetado pela exploração desordenada de material paleontológico, sobretudo nas últimas três décadas. Esta exploração é realizada por alguns elementos da população local, que comercializam o material, apesar das restrições de ordem legal. Entre as diversas soluções para procurar amenizar este problema estão a criação de parques e o desenvolvimento da indústria turística na região, levando uma melhoria econômica para a população. No entanto, estas medidas que possuem mérito por si só, não necessariamente irão solucionar o problema da exploração desordenada deste depósito fossilífero se não forem acompanhadas de ações educativas (mais do que as punitivas), visando a conscientização da população local sobre a importância e os benefícios que o patrimônio paleontológico pode fornecer à esta região. Neste sentido, o Centro de Pesquisas Paleontológicas da Chapada do Araripe do DNPM (situado em Crato) e o Museu de Paleontologia de Santana do Cariri, este último administrado pela Universidade Regional do Cariri, possuem uma importância fundamental, podendo desempenhar de forma eficaz esta tarefa educacional.

Romualdo Member of Santana Formation (Chapada do Araripe), State of Ceará - One of the most important Brazilian fossil deposit

The Romualdo Member (Santana Formation, Aptian-Albian) of the Araripe Basin (Northeastern Brazil) comprises one of the most important fossil deposit of the country. This deposit has furnished a large quantity and diversified fauna of fishes (sharks, rays, etc...), reptiles (turtles, crocodylomorphs, dinosaurs and pterosaurs), invertebrates (molluscs, crustaceans), and plants (steams, leaves, fructifications). The specimens tend to be exceptionally well preserved, some including fossilized soft tissue. Known since the 19th century, this fossil deposit has been affected by a disordered exploitation of the paleontological resources, particularly during the last three decades. This exploitation is done by some locals, who collect fossil specimens despite the legal restrictions. The installations of parks and the development of the tourist industry in this region are two of several solutions that could ease this situation. Despite having merits on their own, these measurements alone will not be sufficient to solve the chaotic exploitation of this fossil deposit if they are not followed by educative (rather than punitive) actions, that aim to make the local population aware of the importance and the benefits that the paleontological resources could provide to the community. The Paleontological Research Center of the Chapada do Araripe of the DNPM (situated at Crato) and the Paleontological Museum of Santana do Cariri (situated at Santana do Cariri), the latter managed by the Regional University of Cariri (URCA), can play a fundamental role in this process by carrying out these educational activities.

INTRODUÇÃO

Um dos mais famosos e importantes depósitos paleontológicos brasileiros é formado pelas rochas sedimentares do Membro Romualdo, unidade estratigráfica superior da Formação Santana da Bacia do Araripe, situada no nordeste do país. Tendo sido depositadas durante o Aptiano-Albiano (Cretáceo Inferior), estas camadas contêm nódulos calcários que preservam uma grande quantidade de fósseis pertencentes a diversos grupos de organismos, tais como plantas (folhas, troncos, pinhas com sementes), invertebrados (moluscos, caranguejos, gastrópodos, ostracodes) e, sobretudo, vertebrados (peixes e répteis) (Figura 1a). Esta preservação é, na maioria dos casos, excepcional, o que tornou o material paleontológico conhecido a nível nacional e internacional (veja Maisey, 1991 para uma revisão).

A quantidade e qualidade destes exemplares criaram um problema: a exploração desordenada de fósseis. Conhecido há aproximadamente 170 anos, houve um gradativo aumento na coleta ilegal neste depósito fossilífero, sobretudo nas três últimas décadas e, apesar de algumas medidas legais terem sido tomadas (p. ex., apreensões, aumento da fiscalização) esta atividade encontra-se em expansão nos dias de hoje.

Neste capítulo será apresentado, de maneira resumida, a importância do sítio fossilífero do Membro Romualdo e uma análise de algumas das medidas que poderiam, de uma forma geral, amenizar o impacto da depredação deste importante jazigo paleontológico brasileiro.

HISTÓRICO

A história da descoberta do depósito fossilífero formado pelas rochas do Membro Romualdo se mistura com a própria descoberta da Bacia do Araripe e, de certa forma, com a história do Brasil. No início do século XIX, a Arquiduquesa Maria Josefa Carolina Leopoldina, filha do Imperador Francisco I da Áustria veio ao Rio de Janeiro, a fim de unir-se em matrimônio ao Príncipe D. Pedro de Bragança e Bourbon. Esta cidade tinha sido recém-elevada à condição de Corte do Reino-Unido Brasil-Portugal e estava ganhando cada vez mais destaque a nível nacional. Em sua comitiva, a então futura princesa Leopoldina trouxe diversos pintores e pesquisadores, entre os quais dois naturalistas alemães - Johann Baptist von Spix e Carl Friedrich Philipp von Martius. Ambos eram oriundos de Munique e, por ordem do rei da Baviera, Maximiliano José, realizaram diversas viagens pelo interior deste "novo mundo" entre 1817 e 1820. No livro "Viagem pelo Brasil" ("Reise in Brasilien"), publicado entre 1823 e 1831, eles mencionam a existência no Ceará, mais especificamente na vila de Bom Jardim, de uma extensa formação de margas calcárias com inúmeros fósseis de peixes. Estes autores, inclusive, figuram um peixe fóssil desta região (juntamente com alguns ossos de mamíferos pleistocênicos), que constitui o primeiro registro paleontológico do Brasil a ser ilustrado (Kellner, 1990). Pela ilustração pode-se constatar que este exemplar estava preservado em um nódulo calcário típico do Membro Romualdo (Figura 1b). Interessante salientar que Spix e Martius nunca estiveram propriamente nesta região, tendo obtido esta informação (e o material fóssil) do então Governador Geral da Província do Ceará, Manuel Inácio de Sampaio, aparentemente em 1819.

Ainda no século XIX os fósseis do Membro Romualdo, sobretudo os peixes, despertaram interesse de diversos outros pesquisadores tais como o botânico inglês George Gardner e o suíço naturalizado americano Jean Louis Rodolphe Agassiz. No início do século XX, este material ainda era estudado por pesquisadores estrangeiros, como John C. Branner e David S. Jordan. Mais recentemente trabalhos importantes foram feitos por Rubens da Silva Santos, Silvie Wenz, John Maisey, Paulo Brito e Valéria Gallo da Silva. No caso dos répteis fósseis, as pesquisas foram iniciadas apenas no século XX, com os trabalhos de Llewellyn Ivor Price, Diógenes de Almeida Campos, Giuseppe Leonardi, Guido Borgomanero e Peter Wellnhofer para mencionar alguns (veja Kellner, 1998, para uma revisão). Também são encontrados nestes nódulos calcários restos de invertebrados (p. ex., Beurlen, 1966; Mabesoone & Tinoco, 1973) e plantas (Duarte, 1985), a maior parte ainda não estudada em detalhe.

Em termos de geologia, os estudos pioneiros foram desenvolvidos por Small (1913), que dividiu as rochas sedimentares da Bacia do Araripe em 4 unidades principais, da base para o topo: um conglomerado basal, seguido de um arenito mais ou menos grosseiro, um pacote de camadas calcárias (que receberam o nome de Calcário Sant´Anna) e, no topo, um arenito. Esta primeira divisão foi refinada ao longo dos anos, sendo que atualmente são reconhecidas oito formações para esta bacia (Ponte & Appi, 1990).

LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO ARARIPE

A Bacia do Araripe formava uma extensa área sedimentar na região nordeste do Brasil. Atualmente, a expressão geomorfológica que mais se destaca desta outrora extensa área deposicional é a Chapada do Araripe. Trata-se de um extenso planalto situado entre os estados do Ceará, Pernambuco e Piauí (Figura 2), com 160 km de comprimento no seu eixo principal (leste-oeste) e aproximadamente 50 km de largura na direção norte-sul.

De uma maneira geral, a Bacia do Araripe foi formada a partir dos eventos tectônicos causadores da fragmentação do Gondwana, em particular, e esta particularmente associada com a abertura do Oceano Atlântico Sul. O rifteamento causado pela separação das placas continentais da América do Sul e da África influenciaram a sedimentação e a evolução desta bacia a exemplo do que foi verificado em outras bacias do nordeste brasileiro. Com relação à coluna estratigráfica, um dos aspectos mais controvertidos é a idade das rochas sedimentares basais desta bacia, que recebem o nome de Formação Mauriti (ou Tacaratu). Baseando-se em correlações estratigráficas e semelhanças litológicas, alguns autores sugeriram que estas rochas basais tivessem sido depositadas ainda no Paleozóico (Braun, 1966), o que tem sido acompanhado pela maioria dos pesquisadores (p. ex., Ponte & Appi, 1990).

Figura 1a: Peixe fóssil (*Calamopleurus sp.*) encontrado em nódulo calcário do Membro Romualdo (Formação Santana) da Bacia do Araripe.

Figure 1a: *Fossil fish (*Calamopleurus sp.*) found in a typical nodule from the Romualdo Member (Santana Formation) at the Araripe Basin*

Figura 1b: Peixe fóssil do Membro Romualdo (Formação Santana) da Bacia do Araripe, que foi ilustrado por Spix & Martius (1823-1831) no século XIX.

Figure 1b: *The fossil fish of the Romualdo Member (Santana Formation, Araripe Basin) which was illustrated by Spix & Martius (1823-1831) in the 19th century.*

Figura 2: Posição geográfica da Chapada do Araripe, situada na região nordeste do Brasil.
Figure 2: *Geographic position of the Araripe Basin, Northeastern Brazil.*

Outros, por outro lado, acreditam que estas rochas tenham se formado já no Mesozóico, mais precisamente durante o Cretáceo (Berthou, 1990). Esta questão ainda continua aberta já que, até a presente data, não foram encontrados fósseis que pudessem favorecer uma destas interpretações; as pegadas de dinossauros supostamente encontrados nestas rochas sedimentares (Carvalho *et al.*, 1995) ainda precisam ser confirmadas (Kellner & Campos, 2000).

A evolução tectônica da Bacia do Araripe foi resumida por Ponte & Ponte (1996), que reconheceu três estágios tectônicos nesta bacia (pré-, sin- e pós-rifte). As formações Brejo Santo e Missão Velha são tidas como tendo sido formadas no estágio pré-rifte, durante o Neojurássico. Devido ao estiramento crustal houve a formação de uma extensa e rasa bacia interior chamada Depressão Afro-Brasileira. Em seguida houve a deposição das rochas sedimentares da Formação Abaiara, que caracteriza o estágio sin-rifte (não bem documentado na bacia), onde houve acentuada subsidência. Posteriormente pode ser evidenciado um estágio erosional, bem definido pela discordância pré-aptiana, que teria sido ocasionado devido a algum evento tectônico que abortou o rifteamento e resultou num soerguimento crustral. Todas as demais formações seriam pós-rifte, evidenciando um ciclo sedimentar transgressivo/regressivo. Na base, a Formação Rio da Batateira representa o assoreamento fluvio-lacustre de depressões formadas no estágio rifte, acompanhado da formação de um extenso lago ou lagos que deram origem as rochas carbonáticas-argilosas do Membro Crato da Formação Santana. Em seguida houve uma ingressão marinha que originou as fácies evaporíticas do Membro Ipubi (Formação Santana), as litofácies argilo-carbonáticas de um ambiente marinho-raso (e restrito) do Membro Romualdo (Formação Santana), e as litofácies terrígenas formadas em um ambiente transicional litorâneo da Formação Arajara. Posteriormente, já no final do Albiano, iniciou-se o ciclo regressivo, com a deposição das rochas da Formação Exu em um ambiente fluvial.

De todas as unidades estratigráficas desta bacia, a Formação Santana é a mais importante sob o ponto de vista paleontológico. A divisão básica desta unidade em três membros, proposta por Beurlen (1971), ainda é a mais utilizada, apesar de interpretações alternativas terem sido apresentadas, que consistem basicamente na elevação da categoria estratigráfica de algum destes membros (p. ex., Silva, 1983; Martill, 1993). Podem ser reconhecidos na Formação Santana dois depósitos com alta concentração de fósseis (= *Lagerstätte sensu* Seilacher, 1990) bem distintos, constituídos, respectivamente pelas rochas dos membros Crato e Romualdo. O membro Crato se caracteriza litologicamente por calcários finamente laminados, depositados durante o Aptiano (Pons *et al*. 1990), bastante rico em plantas, insetos, crustáceos, aracnídeos, peixes (grande quantidade mas pouca diversidade), anuros, quelônios, lagartos (alguns com tecido mole), pterossauros, crocodilomorfos e penas, que são tratados a parte neste livro (vide capítulo "MEMBRO CRATO DA FORMAÇÃO SANTANA, CHAPADA DO ARARIPE, CE"; para complementação bibliográfica do conteúdo fossilífero desta unidade veja Maisey, 1991; Kellner, 1998; Kellner & Campos, 2000). Já o Membro Romualdo é caracterizado por folhelhos e margas contendo nódulos com fósseis que foram depositados durante o Aptiano-Albiano (Pons *et al*. 1990), também muito rico em fósseis, tratado em seguida. Convém ressaltar que as rochas do Membro Ipubi (predominantemente de gipsita e folhelhos, com, ocasionalmente, nódulos calcários), que constitui a unidade intermediária da Formação Santana, também contêm restos de organismos mas, até a presente data, não constitui um depósito paleontológico expressivo.

DESCRIÇÃO E CONTEÚDO PALEONTOLÓGICO DO SÍTIO

Os afloramentos do Membro Romualdo são encontrados nas encostas da Chapada do Araripe, logo abaixo das camadas arenosas das formações Arajara

e, sobretudo, da Formação Exu. De uma forma geral, as rochas predominantes são folhelhos e margas, contendo nódulos calcários. Localmente, sobretudo abaixo dos níveis com nódulos, existem sedimentos mais grosseiros, como arenitos finos a médios. Cabe lembrar que fósseis são encontrados não apenas nos nódulos, mas também nos folhelhos e margas que envolvem o nódulo (p. ex., peixes, restos de plantas, invertebrados, coprólitos). Estes, no entanto, tendem a ser mais frágeis e difíceis de serem coletados. Na parte superior do Membro Romualdo existe uma concentração maior de moluscos, ocasionalmente com restos de equinóides (Beurlen, 1966).

Os fósseis encontrados nos nódulos do Membro Romualdo são, na maioria dos casos, muito bem preservados. Ossos tendem a estar preservados tridimensionalmente sem exibirem sinais de compactação. Até mesmo o material mais frágil, como os esqueletos dos pterossauros, está extremamente bem preservado (Wellnhofer, 1985, 1991; Campos & Kellner, 1985; Kellner & Tomida, 2000). Desde a descoberta de fibras estruturais em uma membrana alar de pterossauro (Campos *et al*., 1984), tecido mole preservado em três dimensões foi encontrado em peixes (Martill, 1988) e em outros tetrápodes, que incluem parte da pele (dermes e epiderme), músculos e vasos sanguíneos em pterossauros (Martill & Unwin, 1989; Kellner, 1990; 1996b), dinossauros (Kellner, 1996a), e crocodilianos (Kellner & Campos, 1997).

Devido a sua extensão horizontal, afloramentos do Membro Romualdo são encontrados nos três estados pelos quais se estende a Chapada do Araripe. Geralmente os afloramentos estão cobertos por uma extensa vegetação e são de difícil acesso. O solo originado a partir da decomposição das rochas do Membro Romualdo tem sido utilizado para a agricultura nesta região, sendo bastante comum o encontro de nódulos calcários dentro de plantações (Figura 3).

Os melhores afloramentos contendo fósseis deste depósito estão situados nas áreas das minas de gesso. Para alcançar as camadas com evaporitos do Membro Ipubi, as mineradoras realizam o descapeamento, que envolve a remoção de extensas partes das rochas do Membro Romualdo. Como resultado direto desta atividade, que está mais concentrada no Estado de Pernambuco onde a espessura das camadas de evaporitos do Membro Ipubi é maior, ocorre a exposição das porções mais fossilíferas, contendo centenas de nódulos calcários (Figuras 4-6). No entanto, a maior parte dos fósseis da Formação Santana são coletados no Ceará (Figura 7), onde a atividade de coleta ilegal é mais intensa. No Piauí, onde não existe atividade mineradora, os nódulos calcários são encontrados em menor quantidade.

Um dos pontos de discussão com relação ao conteúdo fossilífero do Membro Romualdo é se existem concentrações em alguns níveis específicos nesta seqüência sedimentar. Até a presente data não se pode responder esta pergunta de forma adequada, devido à carência de escavações com controle contínuo. Mesmo assim pode-se observar que na região de Santana do Cariri (Ceará), existem áreas onde cada concreção contém uma grande quantidade de peixes (situados posição mais basal da seqüência sedimentar contendo, geralmente, representantes do gênero *Tharrhias*), enquanto que em outras áreas os nódulos tendem a preservar apenas um ou dois exemplares. Se estes níveis são fenômenos locais ou são distribuídos regionalmente não pode ser definido no presente momento.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A proteção dos depósitos fossilíferos é uma preocupação cada vez maior a nível mundial. Em diversos países já existem leis que, de uma maneira ou de outra, procuram controlar a extração de material fóssil, sendo que o êxito varia bastante em função do estado ou país onde estes dispositivos legais são aplicados.

Além das condições ambientais, duas atividades, ambas extrativas, podem influenciar a preservação de um depósito fossilífero: a mineração e a coleta sistemática para a comercialização de exemplares. No caso específico das rochas do Membro Romualdo, ambas estão presentes e serão rapidamente discutidas abaixo.

Até pelos processos que levam a formação dos fósseis, muitos destes depósitos se constituem em importantes jazidas de interesse econômico. Entre as rochas comumente exploradas para estes fins estão os calcários, utilizados na industria de cimento e os evaporitos, utilizados na fabricação de gesso e na indústria química em geral. No caso das rochas do Membro Romualdo, as mesmas não são mineradas extensivamente, mas situam-se sobre os evaporitos (do Membro Ipubi), que são explorados nos estados do Ceará e, sobretudo, de Pernambuco. Assim, toda vez que se procede no desmonte em uma mina, as rochas fossilíferas do Membro Romualdo são expostas. Existe uma grande dificuldade em se restringir a atividade mineradora pelos benefícios sociais e econômicos que

a mesma geralmente traz nas regiões onde se situa. Nesta áreas, a solução mais adequada parece ser o contado das instituições de pesquisa com os responsáveis pelas minas, procurando celebrar acordos que permitam com que os paleontólogos possam ter acesso a região após os desmontes, visando coletar exemplares antes que os mesmos sejam destruídos ou soterrados nos rejeitos das minas. Um excelente exemplo desta cooperação pode ser exemplificado através dos acordos realizados entre o Departamento Nacional de Produção Mineral e a mineradora Cimento Mauá, que atuava na Bacia de São José de Itaboraí no Rio de Janeiro (atualmente abandonada). A cada desmonte os pesquisadores e técnicos do DNPM eram avisados e puderam coletar centenas de espécimes, demonstrando a viabilidade deste tipo de iniciativa. Experiências semelhantes foram feitas, em caráter pontual, em algumas minerações de evaporitos em Pernambuco (Bacia de Pernambuco-Paraíba; Luciana Carvalho, com. pessoal) e na própria região de Santana do Cariri (Diógenes Campos, com. pessoal). Certamente estas iniciativas poderiam ser incentivadas pelo potencial de retorno que as mesmas apresentam.

A segunda atividade que pode ter efeito nocivos não apenas aos depósitos fossilíferos mas também à pesquisa paleontológica, é a coleta de exemplares para fins comerciais. Neste aspecto, um dos pontos fundamentais a ser lembrado é o fato de que em muitos países o comércio de fósseis é uma atividade legal (p. ex. Estados Unidos, Canadá, Inglaterra, Alemanha, França, Itália, Japão). Esta atividade é vista com mais ou menos reservas pelas comunidades paleontológicas destes países, com alguns casos isolados sendo discutidos, inclusive, na imprensa (p. ex., o tiranossauro "Sue" dos Estados Unidos; o exemplar de *Archaeopteryx* da coleção Maxberg, Alemanha; a falsificação do exemplar "*Archaeoraptor*" procedente da China). As soluções adotadas para lidar com esta situação são bastante variadas, não apenas entre os países, mas, em determinados casos, também entre os estados de um mesmo país. Um bom exemplo ocorre na Alemanha, onde o estado de Baden-Württemberg estabelece normas para a comercialização de fósseis que, de forma simplificada, exercem um controle sobre o que pode ou não ser comercializado (inclusive com uma indenização para o coletor que tenha um exemplar retido no museu); já na Baviera e em muitos outros estados deste país, o fóssil pertence ao proprietário do

Figura 3: Exposição das rochas fossilíferas do Membro Romualdo em área de agricultura na região de Jardim, Ceará.
Figure 3: *Outcrop of the fossiliferous nodules of the Romualdo Member in a farm situated at the town of Jardim, Ceará State.*

Figura 4: Mineração na região de Araripina, Pernambuco. As camadas de evaporitos do Membro Ipubi (brancas) são cobertas pelas camadas do Membro Romualdo, que são expostas durante o desmonte da mina.
Figure 4: *Mine in the Araripina region, Pernambuco State. The evaporitic layers of the Ipubi Member (white are overlain by the layers of the Romualdo Member that were exposed during the mining activities).*

Figura 5: Rejeito resultante da atividade de mineração na região de Araripina, Pernambuco, contendo centenas de nódulos calcários do Membro Romualdo.
Figure 5: *Waste rock generated during the mining process at a mine located in the Araripina region, Pernambuco State, with hundreds of calcareous nodules from the Romualdo Member.*

Figura 6: Restos das camadas do Membro Romualdo após a atividade de mineração, situada na região de Araripina, Pernambuco.
Figure 6: *Remains of the layers from the Romualdo Member after mining activities in the Araripina region.*

Figura 7: Escavação típica da região de Santana do Cariri (Ceará), realizada por moradores locais.
Figure 7: *Typical excavation done by residents of Santana do Cariri, at the Ceará State.*

Figura 8: Museu de Paleontologia situado na cidade de Santana do Cariri, Ceará. Atualmente este museu é administrado pela Universidade Regional do Cariri, e tem contribuído para a conscientização da população local sobre a importância dos depósitos fossilíferos desta região.
Figure 8: *The Paleontological Museum of Santana do Cariri (Museu de Paleontologia de Santana do Cariri - MPSC) situated in the Ceará State. Presently the museum is administrated by Universidade Regional do Cariri (URCA) and has contributed to make the local population aware about the importance of the fossil deposits located in this region.*

terreno onde o mesmo é encontrado, que possui o direito de dispor deste material da forma que julgar conveniente, mesmo que este represente um exemplar raríssimo como, por exemplo, uma ave fóssil (Wild, 1994). Em outros países, as leis são bastante restritivas (p. ex., Austrália, China), procurando, inclusive, impedir a saída de fósseis não apenas do país mas também do estado ou província onde os mesmos são encontrados (p. ex. Argentina).

No Brasil esta situação ainda é bastante complexa e indefinida. Apesar de existirem claras restrições legais quanto a coleta de exemplares fósseis (praticamente nada existindo quanto ao seu comércio), os resultados obtidos através da aplicação destas medidas estão bem abaixo do esperado. Toda esta situação se reflete no depósito paleontológico formado pelas rochas sedimentares do Membro Romualdo, que é geralmente o primeiro no qual se pensa quando este tema é discutido. A presença de exemplares deste depósito fossilífero é bastante comum nas feiras de minerais e fósseis em todo mundo. Apesar de não existirem estatísticas sobre o assunto, acredita-se que a maior parte destes terminem em coleções particulares, onde

geralmente o acesso é restrito. Uma parcela acaba sendo depositada em museus do exterior, ali chegando por compra direta ou por doações. Quando isto acontece, o exemplar está, pelo menos em tese, seguramente armazenado e a disposição da Ciência. No entanto, sob o ponto de vista da Paleontologia do Brasil, esta solução não é a mais satisfatória, uma vez que seria preferível que o material viesse a ser depositado em alguma instituição no país.

O anseio de ter os exemplares fósseis mais importantes mantidos no país é comum a todos os povos. Não se trata de se pretender a exclusividade de estudo (p. ex., fósseis da China estudados apenas por pesquisadores chineses ou algo parecido), mas sim o de procurar promover a paleontologia no próprio país, fortificando as instituições existentes e até mesmo criando novas. Neste sentido, nunca é demais relembrar que talvez o ponto mais significativo e comum a todos os museus de destaque é o seu acervo. De maneira bastante simplificada, pode ser verificado o seguinte: quanto melhor o acervo de uma instituição, maiores as chances para que esta traga para os seus quadros profissionais de expressão e com um melhor desempenho cientifico; quanto maior a capacidade destes profissionais, maiores as chances de serem produzidos trabalhos de destaque, gerando maior interesse e reconhecimento por parte da sociedade, criando, para a instituição, melhores oportunidades de captação financeira; quanto mais bem-sucedida for esta captação, maiores as chances de desenvolvimento da pesquisa, inclusive a coleta de novos exemplares, que aumentam as chances de serem realizados novos trabalhos científicos de qualidade. Por último, estes museus de grande porte procuram retribuir à sociedade parte dos investimentos recebidos (particulares ou governamentais) não apenas com uma produção científica, mas também com exposições, cuja qualidade é diretamente relacionada ao acervo. Cabe lembrar que estas exposições são muito utilizadas em muitos países para a complementação das aulas de ciências nos diferentes níveis do ensino. Claramente, esta é um resumo muito simples de um processo complexo, que é o do financiamento de instituições científicas como museus, mas dificilmente alguém questionará as vantagens e a importância de se manter um bom acervo nestes estabelecimentos.

Algumas das soluções comumente propostas para tentar resolver ou amenizar o problema da depredação dos depósitos fossilíferos, são interessantes mas complexas de serem realizadas, inclusive para o Membro Romualdo. Uma das mais defendidas é o de aumentar a fiscalização, que naturalmente sempre deve ser uma meta. No entanto, apenas esta medida certamente não irá solucionar este problema, sobretudo em uma área onde a situação sócio-econômica é carente. Se apenas fiscalização e punição fossem suficientes, não haveria razão para que houvesse a preocupação com este e outros depósitos fossilíferos em nosso país.

A sugestão da criação de um parque que abrangesse grandes exposições do Membro Romualdo (possivelmente na região de Jardim, onde existem ainda muitas áreas intocadas) é uma idéia que também tem sido comumente apresentada. Porém, é preciso refletir bastante em como administrar um parque ou área de proteção desta natureza, sobretudo no que se refere a extração de fósseis, mesmo que esta seja limitada para pesquisadores: a atividade de coleta de fósseis sempre implica na remoção de terra, deixando suas marcas; por outro lado, a proibição completa de coleta representaria um impacto negativo no desenvolvimento da pesquisa paleontológica.

A criação ou fortificação de uma estrutura turística é bastante importante por diversos motivos que vão bem além do interesse paleontológico. Mas, no que se refere ao comércio de fósseis propriamente dito, tal atividade pode gerar alguns problemas: em uma região onde existe pobreza a oferta estaria sempre presente, e os turistas dificilmente se furtariam em adquirir exemplares. Eventualmente, um trabalhos prévio de conscientização destes turistas poderiam minimizar este aspecto negativo.

Baseando-se na experiência de outros países, a medida mais eficaz para a proteção dos depósitos fossilíferos ainda parece ser a educação. No caso específico dos depósitos do Membro Romualdo, pode-se verificar uma mudança grande na postura da população local com a instalação do Centro de Pesquisas Paleontológicas da Chapada do Araripe (DNPM) em Crato e, sobretudo, o Museu de Paleontologia de Santana do Cariri, atualmente administrado pela Universidade Regional do Cariri (URCA). Este último se deve aos trabalhos exaustivos de Plácido Cidade Nuvens, antigo prefeito de Santana do Cariri, que, apoiado pelo DNPM, principalmente por intermédio de Diógenes de Almeida Campos, foi fundado em 1985 e oficialmente iniciou as suas atividades em 1988. Até a presente data, este museu tem realizado cursos e palestras, que incluem apresentações de pesquisadores de outras partes do Brasil, procurando conscientizar a população local da importância dos fósseis (Figura 8). Este trabalho é

certamente lendo e árduo, mas hoje em dia, esta instituição já conta com uma das mais importantes coleções de fósseis da Bacia do Araripe, muitos tendo sido doados pelos habitantes locais. Apesar de não ter resolvido o problema do comércio de fósseis, as atividades deste museu se fazem perceptíveis na sociedade local, tendo atraído autoridades governamentais do Ceará e incentivado a atividade turística na região.

Devido a problemática envolvida está bastante claro que não existe uma solução única ou fácil para lidar com este problema. Desta forma, seria interessante que fossem promovidas discussões mais amplas sobre este assunto, com representações da comunidade acadêmica, organismos governamentais e outras áreas da sociedade que se interessam ou estão envolvidos com este tema. Destas discussões poderiam nascer novas soluções ou pelo menos, serem estabelecidos ações comuns que, se não eliminarem este problema, poderão diminuir os seus efeitos negativos. No caso específico do depósito paleontológico do Membro Romualdo, esta discussão poderia ser fomentada pela própria URCA, uma vez que a mesma se encontra na região e está mais próxima do sítio em questão.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece o convite dos editores para a elaboração deste texto e aos pesquisadores Diógenes de Almeida Campos (DNPM), Sergio Alex K. de Azevedo (Museu Nacional/UFRJ), Deise D. R. Henriques (Museu Nacional/UFRJ) e Luciana Carvalho (Museu Nacional/UFRJ) pelas sugestões formuladas. Os desenhos da figura 1b e 2 foram elaborados por Maurílio S. de Oliveira (Museu Nacional/UFRJ). As fotos foram realizadas pelo autor.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Berthou, P. 1990. Le bassin d´Araripe et les petits bassins intracontinentaux voisins (N.E. du Brésil): formation et evolution dans le cadre de l´ouverture de l´Atlantique Equatorial. Comparasion avec les bassins ouest-Africains situés dans le même context. *In*: SIMPÓSIO SOBRE A BACIA DO ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE, 1., Crato, 1990. *Atas*.... Crato. p. 113-134.

Beurlen, K. 1966. Novos equinóides no Cretáceo do Nordeste do Brasil. An. Acad. Brasil. Ci., 38 (3/4): 455-464.

Beurlen, K. 1971. As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana na Chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). An. Acad. Brasil. Ci. (supl.), Rio de Janeiro, 43: 411-415.

Braun, O. P. G. 1966. Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da região Nordeste do Brasil (bacia de Tucano-Jatoba, Mirandiba e Araripe). Boletim do Dept Nac Prod Min, Div Geol Min, 236: 1-69.

Campos, D. A. & Kellner, A. W. A. 1985. Panorama of the Flying Reptiles Study in Brazil and South America. An. Acad. Brasil. Ciênc., 57(4): 453-466.

Campos, D. A., Ligabue, G. & Taque, P. 1984. Wing membrane and wing supporting fibers of a flying reptile from the Lower Cretaceous of the Chapada do Araripe (Aptian, Ceará State, Brazil). Third Symp. Mesoz. Terrestr. Ecosystems, Short Papers: 37-39.

Carvalho I. S, Viana, M. S. S. & Lima Filho M. F. 1995. Os icnofósseis de dinossauros da Bacia do Araripe (Cretáceo Inferior, Ceará-Brasil). An Acad Bras. Ci, 67(4): 433-442.

Duarte, L., 1985. Vegetais fósseis da Chapada do Araripe. In: D. A. Campos *et al*. (eds.), Coletânea de Trabalhos Paleontológicos, Série Geologia, Brasilia, p. 557-563.

Kellner, A. W. A. 1990. Bacia do Araripe - Uma Viagem ao Passado. In: Monografias Vencedoras Concurso Planeta Terra, O Mundo Deu Muitas Voltas. IBM do Brasil, p. 35-51.

Kellner A. W. A. 1996a. Fossilized theropod soft tissue. Nature, 379: 32.

Kellner, A. W. A. 1996b. Reinterpretation of a remarkably well preserved pterosaur soft tissue from the Early Cretaceous of Brazil. Journal of Vertebrate Paleontology, 16(4): 718-722.

Kellner, A. W. A. 1998. Panorama e perspectiva do estudo de répteis fósseis no Brasil. An Acad Bras Ci, 70(3): 647-676.

Kellner, A. W. A. & Campos, D. A. 1998. Archosaur soft tissue from the Cretaceous of the Araripe Basin, Northeastern Brazil. Boletim do Museu Nacional, Geologia, 42: 1-22.

Kellner, A. W. A. & Campos, D. A. 1999. Vertebrate paleontology in Brazil - a review. Episodes, 22(3): 238-251.

Kellner, A. W. A. & Campos, D. A. 2000. Brief review of dinosaur studies and perspectives in Brazil. An. Acad. Brasil. Ci., 72(4): 509-538.

Kellner, A. W. A. & Tomida, Y. 2000. Description of a new species of Anhangueridae (Pterodactyloidea) with comments on the pterosaur fauna from the Santana Formation (Aptian-Albian), Northeastern Brazil. National Science Museum Monographs, 17: 1-135.

Mabesoone, J. M. & Tinoco, I. M. 1973. Paleoecology of the Aptian Santana Formation (Northeastern Brazil). Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 14(2):

Maisey J. G. (ed.)1991. Santana fossils: an illustrated atlas. Neptune: T. F. H. 459 p.

Martill, D. M., 1988. Preservation of fish in the Cretaceous of Brazil. Paleontology, 31: 1-18.

Martill, D. M., 1993. Fossil of the Santana and Crato formations, Brazil. Paleontological Association, Field Guide to Fossils, n. 5, 159p.

Martill, D. M., and Unwin, D. 1989, Exceptionally well preserved pterosaur wing membrane from the Cretaceous of Brazil. Nature, 340: 138-140.

Pons, D., Berthou, P. Y., and Campos, D. A. 1990. Quelques observations sur la palynologie de l'Aptien Supérieur el de l'Albien du bassin d'Araripe (N.E. du Brésil): 1st Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste, Crato, 1988, Atas, pp. 241-252.

Ponte, F. C. & Appi, C. J. 1990. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, vol 1, p. 211-226.

Ponte, F. C. & Ponte, F. C. 1996. Evolução tectônica e classificação da Bacia do Araripe. 4 Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, boletim, p. 123-133.

Seilacher, A. 1990. Taphonomy of Fossil-Lagerstätten, Overview. In: Briggs, D.E.G. & CROWTHER, P.R. (eds.),

Palaeobiology, a synthesis. Blackwell Science Ltd., p. 266-270.
Silva, M. A. 1983. The Araripe Basin, Northeastern Brazil: regional geology and facies analysis of a Lower Cretaceous evaporitic depositional complex. Ph.D. Thesis, Columbia University, New York: 1-290 (unpublished).
Small, H. 1913. Geologia e suprimento de água subterrânea no Ceará e parte do Piauhy. Inspetoria de Obras Contra Secas, Ser. Geol., 25: 1-180.
Spix, J. B. & Martius, C. F. P. 1823-1831. Reise in Brasilien. 3 vol. + atlas, München.
Wellnhofer, P. 1985. Neue Pterosaurier aus der Santana Formation (Apt) der Chapada do Araripe, Brasilien. Palaeontographica, ser. A, 187: 105-182.
Wellnhofer, P. 1991. Weitere Pterosaurierfunde aus der Santana Formation (Apt) der Chapada do Araripe, Brasilien, Palaeontographica, ser. A, 215: 43-101.
Wild, R. 1994. Der paläontologische Denkmalschutz in den Ländern der Bundesrepublik Deutschland. Fossilien, 3: 179-182.

[1] Museu Nacional/UFRJ - Departamento de Geologia e Paleontologia
Quinta da Boa Vista s/nº
São Cristóvão, Rio de Janeiro, RJ
Brasil - CEP: 20940-040

Toca da Janela da Barra do Antonião, São Raimundo Nonato, PI

Rica fauna pleistocênica e registro da Pré-história brasileira

SIGEP 69

Claude Guerin[1]
Martine Faure[2]
Paulo R. Simões[3]
Marguerite Hugueney[1]
Cécile Mourer-Chauvire[1]

No sudeste do Piauí, uma área cárstica de dimensões reduzidas abriga uma centena de cavidades com vestígios arqueológicos, paleontológicos e indicadores paleoclimáticos. Estas cavidades, localizadas no entorno do Parque Nacional Serra da Capivara, mantêm uma relação direta com os demais sítios arqueológicos da região. Deve ser destacada a Toca da Janela da Barra do Antonião, o principal sítio do domínio cárstico, onde escavações evidenciaram uma rica fauna pleistocênica, sepultamento humano, pinturas rupestres e material lítico associado à megafauna. Em seu conjunto, a análise destes vestígios propiciarão uma melhor compreensão da Pré-história brasileira e da evolução do seu meio natural.

Toca da Janela do Antonião Site, São Raimundo Nonato, State of Piauí - Rich Pleistocene fauna and record of Brazilian pre-history

In the Southeast of Piauí, a karstic area of reduced dimensions is home to a large number of hollows containing archaeological and palaeontological remains and palaeoclimatic indicators. These hollows, which are situated in the vicinity of the Serra da Capivara National Park, are directly related to the other archaeological sites in the region. The site at Toca da Janela da Barra do Antonião stands out as the main site of the carstic region where excavations have uncovered evidence of a rich pleistocene fauna, human burial, rock paintings and stone material associated with the megafauna. Taken together, the analysis of these remains will enable a greater understanding of Brazilian pre-history and of the evolution of Brazil's natural environments.

INTRODUÇÃO

A Toca da Janela da Barra do Antonião é o sítio palentológico mais importante do domínio cárstico da região de São Raimundo Nonato, sudeste do Piauí. Este sítio encontra-se em um carste residual localizado na área de entorno ao Sul do Parque Nacional Serra da Capivara, onde existem outras cavidades com jazidas fossilíferas (Figura 1).

Desde 1986, pesquisas realizadas no carste têm evidenciado uma rica fauna pleistocênica com remanescentes holocênicos, estando os esqueletos, muitas vezes, em conexão. Também foi registrada a ocorrência de micro-mamíferos, uma avifauna diversificada, crocodilianos, quelônios, material lítico associado à ossos de mega-mamíferos, ossos com marcas de uso, sepultamento e registros gráficos. Escavações realizadas na Toca do Garrincho, Toca de Cima do Pilão e Toca do Serrote do Artur evidenciaram material de natureza similar, o que nos faz presumir sua relativa contemporaneidade.

Estas escavações revelaram 50 *taxa* de mamíferos, dos quais, 20 extintos. Os mega-mamíferos pleistocênicos e a avifauna são bem representados, demonstrando que na região predominavam áreas abertas, com estrato herbáceo abundante, com setores de florestas conspícuas, temperaturas médias anuais menores que as atuais e uma maior circulação hídrica.

Com o estudo sedimentológico dos depósitos químicos e físicos e estabelecimento de suas cronologias, estudo microestratigráfico, análise antracológica, palinológica e malacológica, além das relações bioestratigráficas, biogeográficas e biocronológicas, espera-se poder ter uma melhor compreensão do contexto paleoambiental de uma região culturalmente rica e diversificada.

LOCALIZAÇÃO

Localizada no Sudeste do Estado do Piauí e inserida no chamado "Polígono das Secas", a Área Arqueológica do Parque Nacional Serra da Capivara preserva mais de 400 sítios arqueológicos e paleontológicos. Em seu conjunto, as pesquisas realizadas fornecem uma base de dados que tornará possível uma melhor compreensão da Pré-história brasileira (Arnaud *et al.*, 1984).

Esta área está delimitada pelas coordenadas geográficas 8º e 9º 30' de latitude Sul e 41º 30' e 43º 30' de longitude Oeste, com uma superficie de 40.000 km^2. Possui um clima seco tipo BShw (Koppen), com precipitações irregulares no tempo e no espaço, com médias anuais da ordem de 650 mm. A estação das chuvas ocorre, geralmente, entre Outubro e final de Abril. São, em geral, localizadas e de curta duração. Estima-se uma evapotranspiração potencial anual da ordem de 1400 mm, pelo método de Thornthwaite.

A temperatura média anual é elevada (28º C), com amplitude térmica anual na faixa de 5º C. O mês mais frio é junho, com temperatura mínima de 12º C, máxima de 35º C e média de 25º C. O início da estação das chuvas é o período mais quente do ano, com média de 31º C, máximas de 45º C e mínimas de 22º C.

A vegetação típica é a *caatinga* arbustiva, de difícil penetração, mas com ocorrência de formações florestais nas ravinas, locais de uma maior concentração hídrica.

Dois grandes domínios geomorfológicos se apresentam na região: ao Sul, a Depressão Periférica do São Francisco, com rochas Pré-cambrianas tectonizadas e migmatizadas, que constituem o embasamento cristalino; um segundo domínio, ao Norte, é representado pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba, de idade Paleozóica e Mesozóica.

O relevo da Depressão Periférica do São Francisco, com altitudes da ordem de 450 m, é caracterizado como um vasto pediplano, onde se projetam inselbergues gnáissicos e quartzíticos, batólitos graníticos intrusivos, micaxistos bem aplainados, além de maciços calcários metamorfizados.

Já o relevo das rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba apresenta extensa superfície plana, com altitudes que variam de 500 a 650 m, geralmente terminando em escarpas abruptas (*cuesta*). Este relevo tem aspecto ruiniforme devido à sua estrutura diaclasada, formando boqueirões, torres e arcos.

Nestes boqueirões, ocorre a maior concentração de sítios arqueológicos com pinturas rupestres da região, pesquisados desde 1970 pela Missão Franco-Brasileira do Piauí. Em 1979, foi criado o Parque Nacional Serra da Capivara, sendo declarado Patrimônio Cultural da Humanidade em 1991 pela UNESCO. Políticas de preservação e pesquisas foram consolidadas com a criação da Fundação Museu do Homem Americano – FUMDHAM em 1986, que em co-gestão com o IBAMA, administra o Parna e o seu entorno.

O Parque Nacional Serra da Capivara possui uma área de 130.000 ha, localizando-se nos municípios de São Raimundo Nonato, Coronel José Dias, João Costa e Brejo do Piauí. Seu flanco sul é limitado pela linha de *cuesta,* uma escarpa abrupta com desníveis que variam de 80 a 150 m. Frente à *cuesta*, distante poucos quilômetros, duas zonas cársticas se destacam no relevo, projetando-se quase uma centena de metros acima da planície (Figura 1).

Figura 1 – **(A)** Vista geral do PARNA Serra da Capivara; **(B)** Localização da Área Cárstica

Figure 1 – (A) *General View of Serra da Capivara National Park;* ***(B)*** *View of Karstic Area*

HISTÓRICO

As zonas cársticas são caracterizadas como um carste residual, constituído por vários morrotes de pequenas dimensões, que em sua totalidade, abrigam uma centena de cavidades, dentre elas, sítios arqueológicos e paleontológicos. Estes dois conjuntos cársticos são considerados como uma única unidade geológica, onde os morros individualizados são escamas calcárias, basculadas por uma fase tectônica de cavalgamento (Rodet, 1997).

O carste da Área Arqueológica de São Raimundo Nonato apresenta uma superfície ruiniforme, sendo geralmente desnudo, com cavidades de pequenas dimensões em razão da compartimentação tectônica e segmentação dos maciços. Ocorre em um metacalcário calcítico, microcristalino, finamente laminado.

Estes sítios cársticos, tão favoráveis à preservação de fósseis, começaram a ser pesquisados em 1986, tendo apresentado uma rica fauna pleistocênica, pinturas rupestres, sepultamentos, material lítico e cerâmico. Escavações foram realizadas na Toca do Garrincho, Toca de Cima dos Pilão, Toca do Serrote do Artur, devendo-se destacar a Toca da Janela da Barra do Antonião (Figura 1b), atualmente sítio paleontológico de referência para a região (Guérin *et al.*, 1993, 1996).

Sua proximidade da linha de *cuesta*, coloca-o dentro do complexo espacio-funcional da Toca do Boqueirão do Sítio da Pedra Furada, o sítio arqueológico mais importante da região, com uma ocupação humana que atingiu 50.000 anos B.P.

Descoberta em 1986, esta jazida foi escavada até 1990 por Niède Guidon (Guidon *et al.*, 1993). Várias ocupações humanas com indústria lítica e marcas em ossos de origem antrópica foram descobertas. Em julho de 1990 os restos de um esqueleto de uma mulher jovem de tamanho pequeno, particularmente grácil (pedaços de crânio, mandíbula incompleta, ossos longos, carpo e metacarpo, vértebras, costelas) foram descobertos sob enormes blocos caídos, na parte superior do preenchimento, sendo datados em 9700 anos (Peyre, 1993).

Figura 2 (esquerda) – **(A)** O sítio durante escavação; **(B)** Plano de escavação
Figure 2 (left) - ***(A)****The site under excavation;* ***(B)*** *Excavation plan*

Figura 3 (esquerda) - Vista do depósito sedimentar
Figure 3 (leftt) - *View of the deposited filling*

Figura 4 – **(A)** Crânio de preguiça gigante *Catonyx cuvieri;* **(B)** mão em conexão de *Catonyx cuvieri*
Figure 4 – ***(A)*** *The skull of the giant sloth* Catonyx cuvieri*;* ***(B)*** *The connected hand of* Catonyx cuvieri

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

A Toca da Janela da Barra do Antonião situa-se a 08º48'09"S e 42º25'01"W (mapa Barragem a 1/100 000). Sua orientação é SE / NW, com abertura para NE (Figuras 2 e 3). Localiza-se no Serrote do Antonião, o maior maciço calcário desta zona, com extensão de 600 m no sentido N/S e 450 m no sentido E/W, com superfície de 0,3 Km^2. A base do sítio está abaixo do nível de sedimentação do entorno, constituindo-se num ponto de convergência das águas superficiais dos períodos chuvosos, contribuindo para a formação dos depósitos fossilíferos.

Esta Toca apresenta-se como um vasto abrigo sob rocha orientado ao Norte, com uma largura de 180 m e uma profundidade de 28 m (Figura 3); o preenchimento alcança os 8 m. A superfície escavada, que se estende sobre 750 m^2, foi dividida em 4 setores de Leste a Oeste: D, A, B e C. Uma trincheira de 72 m de comprimento foi aberta de Leste à Oeste, debaixo do limite da queda do abrigo (Figura 2b). Observa-se uma declinação regular para o Leste. Efetivamente, a parede toda do abrigo apresenta grandes orifícios correspondentes às chegadas de água por condutos forçados durante os períodos chuvosos. A presença de numerosos seixos em material de origem alóctone (gnaisse, quartzito), e mesmo ossos, confirma esta paleocirculação intracárstica.

A indústria lítica inclui, em uma primeira análise, 1918 peças das quais 394 ferramentas sobre seixo (45 utilizadas, 227 seixos retocados com um ou vários retoques, 122 seixos retocados – *choppers, choppings-tools* e poliedros) e 271 seixos não utilizados. Conta-se com 142 lascas com córtex e 214 não corticais, entre as quais, 82 não retocadas. As ferramentas sobre lasca são 129: buris, raspadores, ferramentas com entalhe, etc; há 74 fragmentos de lasca e 16 estilhas. Os núcleos são 199 e ainda 479 fragmentos de seixos e indeterminados.

Os seixos utilizados vêm sobretudo do setor A e depois dos setores D, C e B (Figura 2b). Os seixos retocados distribuem-se nos diferentes setores da seguinte maneira : 42% em A, 22% em C e D e 14% em B. As lascas não retocadas, às vezes utilizadas, são mais numerosas (50% em C, 33% em A, 9% em B e

8% em D), que as retocadas. As ferramentas sobre lascas estão distribuídas assim : 48% em C, 22% em A, 21% em D e 9% em B. 199 núcleos se repartem : 37% em A, 34% em C, 23% em D e 6% em B.

As matérias-primas utilizadas são quartzito (53%), quartzo (37%), arenito (4%), sílex (1%), e outras rochas (5%).

Uma parte dos artefatos foi encontrada associada à restos de megafauna, nos mesmos níveis. Entre os milhares de restos de vertebrados (Guérin *et al.* 1993, 1996), foram reconhecidas quarenta e duas espécies de mamíferos, umas trinta espécies de pássaros, um Aligatorideo indeterminado, Chéloniens indet. entre os quais uma forma terrestre de tamanho grande que apresenta afinidades com o *Geochelone*, o peixe *Plecostomus auroguttatus*. Também foram recolhidos moluscos.

Os pássaros são os Tinamiformes *Crypturellus noctivagus*, *C. parvirostris*; o Ciconiiforme *Theristicus caudatus*; os Anseriformes *Amazonetta brasiliensis*, *Cairina moschata*; os Accipitriformes *Accipiter bicolor*, *Polyborus plancus*, *Falco rufigularis*, *F. sparverius*; o Galliforme *Penelope superciliaris* ou *P. jacucaca*; os Gruiformes *Porzana carolina*, cf. *Porphyrula*, cf. *Gallinule*; os Columbiformes *Columba picazuro*, *Zenaida auriculata*, *Columbina minata*, *C. picui,* cf. *C. talpacoti;* os Psittaciformes *Ara chloroptera, Aratinga leucophtalmus*, cf. *A. cactorum*, cf. *Amazona aestiva*; os Strigiformes *Tyto alba*, *Otus choliba*, *Glaucidium minutissimum*, *G. brasilianum*, *Ciccaba virgata, Rhynoptynx clamator* ou *Ciccaba huhula*; o Caprimulgiforme cf. *Hydropsalis*; o Apodiforme *Streptoprocne zonaris*; os Piciformes *Colaptes melanochloros*, *Dryocopus lineatus* ou *Campephilus melanoleucos*; Passériformes indet.

Os mamíferos são os Marsupiais cf. *Didelphis albiventris*, *Monodelphis domestica*, *Marmosa* cf. *cinerea*; os Preguiçosos terrestres *Catonyx cuvieri* (Figura 4), *Eremotherium lundi* e *Xenocnus* sp.; o Tatu *Dasypus* sp. e o Tatu gigante *Pampatherium humboldti* ; os Gliptodontes *Hoplophorus euphractus, Panochthus greslebini, Glyptodon clavipes*; os Morcegos *Pteronotus parnellii*, *Tonatia bidens*, *Phyllostomus hastatus*, *Artibeus jamaicensis*, *Myotis* sp., *Molossus molossus*, *Tadarida brasiliensis*, *Holochilus brasiliensis*; os Roedores *Akodon* cf. *cursor*, *Calomys callosus*, *Oryzomys* cf. *subflavus*, *Oryzomys* sp.,*Thricomys apereoides*, *Kerodon rupestris*, *Galea spixii*, *Agouti paca*; os Carnívoros *Protocyon troglodytes, Cerdocyon thous*, Canideo indet. cf. *Speothos* ou *Cerdocyon*, Mustelidae indet., *Felis yagouaroundi* e *Smilodon populator* ; o Litopterna *Macrauchenia* cf. *patachonica*; o Notoungulados *Toxodon* sp.; o Proboscídeos *Haplomastodon waringi;* os Equideos *Hippidion bonaerensis* et *Equus neogaeus*; os Pecaris *Dicotyles tajacu* e *Tayassu pecari*; o Camelideo *Palaeolama niedae* (Guérin & Faure, 1999); os cervídeos *Mazama gouazoubira* , *M. americana* e um grande cervideo indéterminado cf. *Blastocerus.*

O gigantesco *Eremotherium* é o animal mais abundante, seguido de longe pela *Palaeolama*, os Equídeos e o Mastodonte.

Os quatro gêneros *Eremotherium, Catonyx* (Figura 4), *Haplomastodon* e *Equus* mostram que esta fauna é do Pleistoceno Superior. Um estudo detalhado da evolução de cada espécie através do tempo permitirá uma datação mais precisa.

A comunidade ecológica definida pelo conjunto da fauna presente possui características bem particulares: a proporção elevada de espécies muito grandes, testemunha de uma vegetação muito abundante. A proporção elevada de predadores, a abundância de onívoros, a predominância de hervíboros hypsodontes sobre os brachyodontes e a dos grandes terrestres ubiqüistas, seguidos dos grandes terrestres florestais, levam a pensar numa paisagem mista. Remarca-se a ausência surprendente de grandes roedores como os Hydrochoerides, os Tapires e os Primatas. A comunidade ecológica dos mamíferos do Pleistoceno Superior da região de São Raimundo Nonato caracteriza uma paisagem de savana, localmente arbustiva baixa, entrecortada por zonas de floresta, sob um clima muito mais úmido que o atual.

As escavações mostraram vários horizontes principais de distribuição dos vestígios. A análise preliminar da repartição do conjunto do material permitiu repertoriar, além dos ossos e dos artefatos dispersos, 17 concentrações constituídas tanto de material lítico, como de material ósseo ou ainda, mais freqüentemente, de uma mistura de ambos em proporções muito variáveis. Sua posição varia da parede rochosa no limite da queda do abrigo; sua profundidade vai de 0 a 5,6 m nos setores A (6 concentrações) e B (4 concentrações) e confirma o declive leste-oeste do preenchimento. O setor C (5 concentrações) deixa de ser fossilífero além de 2 m de profundidade. No setor D, duas concentrações de ossos contêm algumas peças líticas e até 2,99 m de profundidade há muitos ossos dispersos.

O estudo preliminar do sedimento e da topografia atual, assim como as observações tafonômicas, permitem adiantar a hipótese de uma origem dupla do preenchimento, da seguinte forma:

- por um lado, sedimentação em regime lacustre, com enterramento rápido dos cadáveres de animais cuja maioria morreu no local, onde

vinham para beber, o que constitui uma observação banal na natureza atual; a descoberta de vários esqueletos completos ou fragmentados em conexão anatômica, testemunha disso;

- por outro lado, preenchimento em regime de alta energia favorecido por uma intensa circulação cárstica: alguns ossos estão muito rolados e outros reduzidos ao estado de seixo, misturados às vezes, a seixos de rochas exógenas (quartzo, rochas metamórficas); essas rochas e esses fósseis chegaram ao sítio pelo carste.

A Toca da Janela da Barra do Antonião é o sítio paleontológico no domínio do carste mais importante na área arqueológica de São Raimundo Nonato. Seu estudo permitirá situar o homem paleolítico sudamericano no seu meio ambiente.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Infelizmente estes maciços estão bastante descaracterizados pela produção ilegal de cal que remonta à mais de duas décadas. Calcula-se que cerca de 50% da superfície dos maciços já tenha sofrido impacto antrópico. A retirada de blocos para a montagem das caieiras artesanais foi responsável pela destruição de cavidades e de pinturas rupestres, tendo reflexos bastante negativos sobre a flora local, devido à retirada de madeira para a queima destas caieiras.

Ao mesmo tempo, pesquisadores são impedidos de acessar determinadas áreas, causando transtornos ao andamento dos trabalhos.

Somente em meados de 1999 é que conseguiu-se o embargo desta atividade. Por ser esta atividade de base para a população local, acredita-se que somente com a implementação de projetos de alternativas econômicas (Ecoturismo, apicultura), aliada à adoção uma estratégia de proteção e pesquisa mais efetiva dos maciços, é que sua integridade poderá ser assegurada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Arnaud, M. B.; Emperaire, L.; Guidon, N.; Pellerin, J. 1984. L'Aire archéologique du Sud-Est du Piauí (Brésil). Vol. 1: le milieu et les sites, *Editions Recherche sur les Civilisations*, "Synthèse" n° 16, 118 p., 9 fig., 2 tabl., 5 pl., 6 cartes h.t.

Guerin, C.; Curvello, M. A.; Faure, M.; Hugueney, M.; Mourer-Chauvire, C. 1993. La faune pléistocène du Piauí (Nordeste du Brésil): implications paléoécologiques et biochronologiques. *Quaternaria Nova*, Roma, III, p. 303-341, 3 tabl., 8 fig.

Guerin, C.; Curvello, M. A.; Faure, M.; Hugueney, M.; Mourer-Chauvire, C. 1996. The Pleistocene fauna of Piauí (Northeastern Brazil). Palaeoecological and biochronological implications / A fauna pleistocênica do Piauí (Nordeste do Brasil). Relações paleoecologicas e biocronologicas. *Fumdhamentos* (Revista da Fundação do Homem Americano), São Raimundo Nonato, vol. 1, n° 1, p. 55-103, 8 fig., 4 tabl., e discussões, p. 259-336 (bilingüe inglês/português) .

Guerin, C.; Faure, M. 1999. *Palaeolama* (*Hemiauchenia*) *niedae* nov. sp, nouveau Camelidae du Nordeste Brasilien, et sa place parmi les Lamini d'Amérique du Sud, *Geobios*, Lyon, n° 32, 4,p. 629-659, 11 fig., 12 quadros.

Guidon, N.; Luz, M. F.; Guerin, C.; Faure, M. 1993. La Toca de Janela da Barra do Antonião et les autres sites paléolithiques karstiques de l'aire archéologique de São Raimundo Nonato (Piauí, Brésil): état des recherches. *Actes XIIème Congrès international Sciences préhistoriques et protohistoriques (Bratislava, septembre 1991)*, Bratislava, vol. 3, p. 483-491, 3 fig.

Peyre, E. 1993. Nouvelle découverte d'un homme préhistorique américain: une femme de 9700 ans au Brasil. *C.R. Acad. Sci. Paris*, sér. II, t. 316, p. 839-842.

Rodet, J. 1997. As zonas cársticas de São Raimundo Nonato (Piauí, Brasil). *O carste*, Belo Horizonte, vol. 9, n° 1, p. 2-7, 7 fig.

[1] Centro de paleontologia estratigráfica e paleo-ecológica associado ao CNRS (UMR 5565), UFR das Ciências da Terra, Universidade, Claude Bernard - Lyon I, 27-43 Boulevard du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne Cédex, França, e Fundação Museu do Homem Americano, São Raimundo Nonato, Piauí, Brasil.

[2] UMR 5565 e Universidade Lumière-Lyon 2, 7 rue Raulin, 69007 Lyon, França, e Fundação Museu do Homem Americano, São Raimundo Nonato, Piauí, Brasil.

UMR 5565 Lumière-Lyon University 2, 7 rue Raulin, 69007 Lyon, France and Fundação Museu do Homem Americano, São Raimundo Nonato, Piauí, Brazil.

[3] Fundação Museu do Homem Americano, São Raimundo Nonato, Piauí, Brasil. Rua Abdias Neves, 551 64770-000 São Raimundo Nonato - PI

SIGEP 069 – Toca da Janela da Barra do Antonião, São Raimundo Nonato, PI

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO

A área de proteção refere-se a região com terrenos calcários em volta da Toca da Janela da Barra do Antonião, São Raimundo Nonato, PI

VÉRTICES DA POLIGONAL

Zona UTM: **23E**

1- UTM E:782722.00 - 42°25'48.06” W
UTM N:9026377.00 - 8°47'57.12"S

2- UTM E:786074.00 - 42°23'58.45"W
UTM N:9026377.00 - 8°47'56.37"S

3- UTM E:786074.00 - 42°23'57.56"W
UTM N:9022451.00 - 8°50'4.08"S

4 - UTM E:782722.00 - 42°25'47.18"W
UTM N:9022451.00 - 8°50'4.84"S

Toca da Janela da Barra do Antonião - UTM E: 784300.00 - 42°24'56.37" W
UTM N: 9025960.00 - 8°48'10.34"S

Área de proteção proposta por:

Niede Guidon (guidon@fumdham.org.br)

Ilha de Fortaleza, PA

Expressivo registro de fósseis do Cenozóico marinho do Brasil

SIGEP 46

Vladimir de Araújo Távora[1]
Antônio Carlos Sequeira Fernandes[2]
Cândido Simões Ferreira[3]

O sítio paleontológico ilha de Fortaleza, localizado no município de São João de Pirabas, nordeste do Estado do Pará, guarda uma das mais expressivas ocorrências do Cenozóico marinho do Brasil. É considerado como a seção tipo da Formação Pirabas e o limite sul da província paleobiogeográfica Caribeana.

Os calcários da Formação Pirabas na ilha de Fortaleza afloram em duas localidades distintas, Ponta do Castelo e Ponta da Fazenda, separadas entre si por 2 km de distância. O rico e variado conteúdo fossilífero concentra-se principalmente na litofácies biocalcirrudito, que tipifica um ambiente marinho de águas neríticas, quentes, agitadas e rasas, com salinidade normal ou pouco acima. A ocorrência de alguns fósseis guias (principalmente o molusco gastrópode *Orthaulax pugnax* e o foraminífero planctônico *Globigerinoides*) posiciona temporalmente a Formação Pirabas no Mioceno inferior.

Fonte inesgotável de pesquisas científicas, os afloramentos da Formação Pirabas na ilha de Fortaleza foram descobertos por Ferreira Penna (1876). Desde então inúmeros têm sido os trabalhos científicos com fósseis de lá procedentes.

Ainda não existem decretos que regulem medidas de proteção ambiental da ilha de Fortaleza. Dada a sua importância para a Paleontologia brasileira, torna-se necessário a elaboração destas medidas o quanto antes.

Fortaleza Island, State of Pará - Expressive occurrence of Brazilian Cenozoic marine fossils

The Fortaleza Island palaeontological site, located in São João de Pirabas borough, northeastern state of Pará, guards one of the most expressive occurrence of the Brazil Cenozoic marine sediments. It is considerated the type section of the Pirabas formation and the Caribbean Province palaeogeographic southern limit.

The limestones of Pirabas formation in Fortaleza Island outcrops in two isolated areas known as, Ponta do Castelo and Ponta da Fazenda, separated by a the distance of 2 kilometers. The amount and variaties fossil contents, mostly in the biocalcirudite litofacies, which characterize a marine environment with neritic, warm, and shallow watter, with normal, or to high salinity.

The occurrence of some index fossils (mainly the gastropod Orthaulax pugnax*, and the planktonic foraminifera* Globigerinoides*) located it, temporarely, in the lower Miocene.*

Unflagging font of scientific research, the Pirabas formation outcrops in Fortaleza Island were discovered by Ferreira Penna (1876). Since then, had have been innumerable scientific works with fossils from there.

Until now, there's not decrees regulating enviromental protection laws to Fortaleza Island. Because of its importance to brazilian Palaeontology turns to be necessary the rapid elaboration of these ones.

INTRODUÇÃO

O sítio paleontológico ilha de Fortaleza guarda a seção tipo da Formação Pirabas (Maury, 1925), unidade litoestratigráfica que contém um dos mais ricos e variados registros de fósseis do Cenozóico marinho brasileiro.

Foi deste sítio que saíram as primeiras amostras estudadas deste abundante conteúdo fossilífero. A monografia escrita por Carlota Joaquina Maury em 1925 estendeu os limites da província paleobiogeográfica caribeana até a porção norte do Brasil. A estreita afinidade da paleofauna da Formação Pirabas com unidades sincrônicas dos Estados Unidos e América Central, foi corroborada e detalhada desde então pelos profissionais que fizeram destes fósseis instrumentos de suas pesquisas científicas.

Os trabalhos efetivados por C. J. Maury, Cândido Simões Ferreira e outros pesquisadores, ao longo das décadas de 50 a 90, permitiram caracterizar o ambiente deposicional da Formação Pirabas, assim como sua divisão em fácies ecológicas. Os afloramentos da ilha de Fortaleza caracterizam o paleoambiente como marinho de águas neríticas, quentes, agitadas e rasas, com salinidade normal ou pouco acima, correspondendo à fácies Castelo (Petri, 1957; Ferreira, 1966, 1980, 1982).

Desta forma, a importância científica do sítio justifica-se no fato de guardar uma das mais expressivas ocorrências do Cenozóico marinho do Brasil, e por constituir-se no limite sul da província paleobiogeográfica Caribeana, refletindo assim a sua supra importância para a paleontologia brasileira.

LOCALIZAÇÃO

A ilha de Fortaleza é uma das localidades que está dentro dos limites do Município de São João de Pirabas, zona fisiográfica do Salgado, nordeste do Estado do Pará (Figura 1).

O acesso a esta ilha é possível por via terrestre partindo-se de Belém pela rodovia federal BR-316 até Capanema, de onde toma-se a rodovia estadual PA-124, na direção do município de Salinópolis. A partir do trevo desta com a rodovia Capanema-Salinópolis, desloca-se por 12 km até se atingir outra rodovia, a PA-440, que se estende até a cidade de São João de Pirabas. A partir deste ponto é preciso deslocar-se em barco de pesca a motor pela baía de Pirabas até atingir a ilha de Fortaleza. Este percurso só pode ser realizado durante a maré vazante, caso contrário não se consegue trabalhar nos afloramentos, devido aos mesmos ficarem cerca de 70% submersos durante a maré alta.

Na ilha de Fortaleza tem-se duas localidades distintas de ocorrência da Formação Pirabas, Ponta do Castelo (porção mais a norte) e Ponta da Fazenda (porção sudeste), separadas por cerca de 2 km de distância.

HISTÓRICO

Os calcários fossilíferos da Formação Pirabas aflorantes na ilha de Fortaleza foram inicialmente referidos por Ferreira Penna (1876). Excursionando na zona fisiográfica do Salgado, nordeste do Pará, em busca de *sernambis* (sambaquis), este pesquisador teve sua atenção voltada para a grande quantidade de fósseis (moldes de moluscos) contida nas rochas calcárias da localidade Ponta da Fazenda. Ferreira Penna efetuou coleta de algumas amostras que mais tarde foram enviadas para Charles Abiathar White, para que os fósseis fossem devidamente descritos, classificados e ilustrados, o que aconteceu em 1887, quando White publicou a monografia *Contribuições à Paleontologia do Brasil*. (White, 1887)

Foi Maury, em 1925, quem descreveu detalhadamente a fauna procedente dos calcários aflorantes na foz do rio Pirabas. Nesse trabalho ela propôs formalmente a denominação Formação Pirabas para os calcários, datando-a como do Mioceno inferior, e efetuou pela primeira vez a correlação de sua paleofauna com outras já referidas em unidades litoestratigráficas da região Caribeana. Devido a presença do gastrópode *Orthaulax pugnax*, ela correlacionou a Formação Pirabas com as formações Chipola (Flórida) e Baitoa (República Dominicana), e notou similaridades da paleofauna paraense com as formações Gatún (Panamá), Bowden (Jamaica), Gurabo e Cercado (República Dominicana).

A publicação da monografia de Maury representou o ponto de partida para as pesquisas geológicas e paleontológicas subseqüentes na Formação Pirabas. Destacam-se, a partir de 1957, as contribuições de Cândido Simões Ferreira, que estudou a malacofauna e, objetivando a ampliação dos conhecimentos acerca dos demais grupos fossilíferos encerrados nesses sedimentos, cedeu amostras a diferentes especialistas. Dessa fase tem-se os trabalhos de Petri (1957) - foraminíferos, Barbosa (1957, 1959a, 1959b) - briozoários, Beurlen (1958a, 1958b) - crustáceos, Santos (1958) - equinodermatas, Santos & Travassos (1960) - peixes, Sommer (1967) - algas coralíneas, Duarte (1967) - folhas fósseis, Paula Couto

Figura 1 - Mapa de Localização do Sítio Paleontológico Ilha de Fortaleza.
Figure 1 - *Location map of paleontological site Fortaleza Island.*

(1967) - sirenídeos, Fernandes (1979, 1981) - corais, Macedo (1971) - ostracodes, Brito (1971, 1972a, 1972b) - crustáceos decápodes e, Almaraz (1977) e Almaraz & Formoso (1971) - geoquímica dos calcários, além das contribuições de Ackerman (1964, 1969, 1976) - geologia, Ferreira & Cunha (1957a, 1957b, 1957c) e Ferreira (1960, 1964, 1966, 1967) - malacofauna e geologia da Formação Pirabas. Todas estas pesquisas são consideradas pelos autores deste trabalho como o momento de conhecimento inicial sobre os fósseis da Formação Pirabas.

O segundo momento de pesquisas geológicas e paleontológicas na Formação Pirabas caracteriza-se pela reavaliação e refinamento dos trabalhos já publicados, principalmente no que concerne a caracterização paleontológica e a divisão da unidade em fácies ecológicas. O início deste momento se deu nos anos 80, com a publicação do trabalho de Ferreira que reconheceu a biozona *Orthaulax pugnax* na fácies Castelo. Cabe destacar outras contribuições como as de Ferreira & Francisco (1988), Góes *et al.* (1990) e Costa *et al.* (1993) - aspectos geológicos propriamente ditos; e as de Fernandes (1984, 1988), Fernandes & Távora (1990) - foraminíferos, Quadros & Fernandes (1983) e Concheyro & Távora (1992) - nanofósseis calcários, Ferreira & Cassab (1985) - moluscos bivalves da família Pectinidae, Távora (1994a, 1994b, 1994c) - ostracodes, Távora & Fernandes (1994) e Távora *et al.* (1997).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Os afloramentos na ilha de Fortaleza estão localizados na orla marítima e mostram-se bastante atacados pela erosão e intemperismo.

Segundo Costa *et al.* (1993) diferenciam-se quatro litofácies na seção tipo da Formação Pirabas: argilas laminadas, calcarenitos estratificados, calcários maciços e biocalcirruditos. As argilas laminadas restringem-se à base das falésias, sob a forma de lentes de até 40 cm de espessura em meio a calcários estratificados, e não possuem grande continuidade lateral. O registro macrofossilífero é composto apenas por algumas estruturas de bioturbação. Os calcarenitos estratificados estão registrados dominantemente na localidade Ponta da Fazenda, sob a forma de corpos tabulares alongados (até 15 m de extensão) com espessura média de 1,5 m, localmente gradando para arenitos maciços; apresentam estruturas de bioturbação pouco freqüentes e fragmentos de restos inalterados e/ou moldes de moluscos, equinodermas e briozoários.

Os calcários maciços ocorrem principalmente na localidade Ponta do Castelo (Figura 2), sustentam as falésias, apresentam espessura de até 2 m, e possuem coloração cinza que passam a amarelada quando alterados. Associado a esta litofácies também tem-se coquinas, biohermitos, micritos e dolomicritos. Foi neste pacote sedimentar que Ferreira (1980) reconheceu a biozona *Orthaulax pugnax*.

Os biocalcirruditos apresentam-se como grandes blocos sobrejacentes aos calcarenitos estratificados e demais litofácies (Figura 3). Caracterizam-se pela ausência de estruturação interna, dolomitização local, e pelo rico e variado conteúdo fossilífero, além de abundantes estruturas de bioturbação. A nível taxonômico geral foram reconhecidos foraminíferos, poríferos, corais, briozoários, moluscos, crustáceos decápodes, ostracodes, equinodermas, peixes e mamíferos (sirenídeos).

Figura 2- Localidade Ponta do Castelo na ilha de Fortaleza.
Figure 2- *Ponta do Castelo locality in Fortaleza Island*

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A ocupação humana na ilha de Fortaleza restringe-se a algumas famílias de pescadores, que praticam a pesca artesanal para subsistência. Rituais periódicos de candomblé eram praticados por moradores das redondezas, que tinham na localidade Ponta do Castelo um lugar para cerimônias de oferendas aos seus caboclos. Em 1997 instalou-se na ilha uma colônia de nudismo liderada por alguns naturistas; entretanto, por pressões da população de São João de Pirabas, tal colônia foi desativada.

A baía de Pirabas é um berçário natural de várias espécies de peixes, incluindo algumas raras, e por este motivo é praticada a pesca esportiva em suas águas. No ano de 1997 foi elaborado um projeto de instalação de um complexo turístico hoteleiro na região. Com isso seria oficializada a baía de Pirabas como um dos pontos de prática de pesca esportiva no Brasil. Os responsáveis pelo projeto contactaram um professor do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Pará para efetivar uma avaliação do impacto ambiental que a instalação de tal projeto causaria à região. Porém, a criação do pólo turístico hoteleiro foi inviabilizada por questões econômicas.

Assim a ilha de Fortaleza continua sendo habitada apenas pelos nativos do lugar. Ainda não existem decretos que estabeleçam e regulem medidas de proteção ambiental na referida ilha, o que deve ser providenciado o quanto antes, para que seja preservado este importante sítio para a Paleontologia brasileira.

Figure 3- Biocalcirrudito com abundante conteúdo fossilífero.
Figure 3- *Biocalcirudite with abundance of fossiliferous content.*

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ackerman, F.L. 1964. Geologia e fisiografia da Região Bragantina - Estado do Pará. Cadernos da Amazônia, 2:1-90.

Ackerman, F.L. 1969. Esboço para a Geologia entre a Cidade de Belém- Rio Gurupi e Atlântico-Rio Guamá. Belém, Imprensa Universitária, UFPa, 79p.

Ackerman, F.L. 1976. A Formação Pirabas, sua Evolução e Interpretação. Belém, Imprensa Universitária, UFPa, 83p.

Almaraz, J.S.U. 1977. Aspectos Geoquímicos e Ambientais dos Calcários da Formação Pirabas, Estado do Pará, Porto Alegre. Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado em Geociências, 198p.

Almaraz, J.S.U. & Formoso, M.L.L. 1971. Contribuição ao Ambiente da Formação Pirabas- Mineralogia das Argilas. In: SBG, Congr. Brás. Geol., 25, São Paulo, Anais, 2: 247-265.

Barbosa, M.M. 1957. Redescrição do exemplar-tipo de Lunulites pileolus White, 1887. Boletim do Museu Nacional, 24:1-6.

Barbosa, M.M. 1959a. Steginoporella pirabensis n. sp. de briozoário da Formação Pirabas, Estado do Pará, Brasil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 31:109-111.

Barbosa, M.M. 1959b. Descrição de um novo briozoário da Formação Pirabas. Boletim do Museu Nacional, 29:1-7. Beurlen, K. 1958a. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Crustáceos decápodes da Formação Pirabas. I.(Arthropoda- Crustacea), Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 5:1-48.

Beurlen, K. 1958b. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. II.(Arthropoda- Crustacea). Um balanomorfo da Formação Pirabas. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 6: 1-6.

Brito, I.M. 1971. Contribuição ao conhecimento dos crustáceos decápodes da Formação Pirabas. I. Brachyura- Brachyrhyncha. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 43 (suplemento): 489-498.

Brito, I.M. 1972a. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Sobre um balanomorfo da Formação Pirabas (Crustacea- Cirripedia). Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 18:1-3.

Brito, I.M. 1972b. Contribuição ao conhecimento dos crustáceos decápodes da Formação Pirabas. II- O Gênero Uca (Brachyura0 Ocypodidae). Anais da Academia Brasileira de Ciências, 44: 95-98.

Concheyro, G.A. & Távora, V.A. 1992. Ocorrência de nanofósseis calcários na Formação Pirabas (Mioceno Inferior) no furo CB-UFPa- P1 (85), município de Capanema, Estado do Pará. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 64: 421.

Costa, J.B.S.; Borges, M.S.; Bemerguy, R.L.; Fernandes, J.M.G.; Costa Junior, P.S. & Costa, M.L. 1993. Evolução cenozóica da região de Salinópolis, nordeste do Estado do Pará. Geociências, 12: 373-396.

Duarte, L. 1967. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Flórula fóssil da Formação Pirabas. In: CNPq, Simp. Biota Amazônica, 1, Belém, Atas, 1: 145-149.

Fernandes, A.C.S. 1979. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Scleractinia da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) e suas implicações paleoecológicas (Coelenterata- Anthozoa). Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 22: 1-33.

Fernandes, AC.S. 1981. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Um novo Flabellum (Anthozoa- Scleractinia) na Formação Pirabas. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 24: 1-7.

Fernandes, J.M.G. 1984. Paleoecologia da Formação Pirabas. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, Anais,1: 330-340.

Fernandes, J.M.G. 1988. Bioestratigrafia da Formação Pirabas, Estado do Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 35, Belém, Anais, 6:2376-2382.

Fernandes, J.M.G. & Távora, V.A. 1990. Estudo dos foraminíferos da Formação Pirabas procedentes do furo CB-UFPa- P1(85), município de Capanema, Estado do Pará. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, Anais,1:470-475.

Ferreira, C.S. 1960. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Revisão da família Pectinidae da Formação Pirabas (Mioceno Inferior). VI- Mollusca-Pelecypoda. Arquivos Museu Nacional, 50: 136-166.

Ferreira, C.S. 1964. Contribuição à Geologia e Paleontologia do Baixo Parnaíba, Estado do Piauí. Formação Pirabas (Mioceno Inferior). Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 9: 1-51.

Ferreira, C.S. 1966. Características litopaleontológicas da Formação Pirabas, Estado do Pará Avulsos Divisão Geologia e Mineralogia, 41: 101-111.

Ferreira, C.S. 1967. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. O gênero Orthaulax Gabb, 1882 na Formação Pirabas. X(Mollusca- Gastropoda).In: CNPq, Simp. Biota Amazônica, Belém, Atas, 1: 169-187.

Ferreira, C.S. 1980. Correlação da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), N e NE do Brasil, com as Formações Chipola e Tampa da península da Flórida, USA. In: APA, Congresso Latinoamericano Geologia, 1, Buenos Aires, Actas, 3:49-55.

Ferreira, C.S. 1982. Notas estratigráficas sobre o Cenozóico marinho do Estado do Pará. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, Belém, Anais, 1:84-88.

Ferreira, C.S. & Cassab, R.C.T. 1985. Implicações Faciológicas da Família Pectinidae (Mollusca-Bivalvia) da Formação Pirabas, Oligo-Mioceno do Norte e Nordeste do Brasil. Brasília, MME-DNPM, Série Geologia 27, Seção Paleont. e Estrat. 2, p.205-209.

Ferreira, C.S. & Cunha, O.R. 1957a. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Notas sobre a Formação Pirabas com a descrição de novos invertebrados fósseis. I. (Mollusca-Gastropoda). Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 2: 1-61.

Ferreira, C.S. & Cunha, O .R. 1957b. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Redescrição e novas ocorrências do Dentalium paulini Maury, 1924 na área da Formação Pirabas. II.(MOLLUSCA- SCAPHOPODA). Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 3: 1-11.

Ferreira, C.S. & Cunha, O .R. 1957c. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Novos Invertebrados Fósseis e Redescrição de mais Duas Espécies da Formação Pirabas. III.(Mollusca- Gastropoda). Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 4: 1-33.

Ferreira, C.S. & Francisco, B.H.R. 1988. As Relações da Formação Pirabas (Oligoceno- Mioceno), com as Formações Continentais Terciárias no NE do Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 35, Belém, Anais, 2:761-764.

Ferreira Penna, D.S. 1876. Breve Notícias Sobre os Sambaquis do Pará. Archivos Museu Nacional, 1: 85-99.

Góes, A.M.; Rossetti, D.F.; Nogueira, A .C.R. & Toledo, P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Pará. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 2: 3-15.

Macedo, A .C..M. 1971. Considerações sobre os ostracodes do Mioceno Inferior do Estado do Pará. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 43(suplemento): 523- 528.

Maury, C.J. 1925. Fósseis Terciários do Brasil com Descrição de Novas Formas Cretáceas. Rio de Janeiro, SGMB, 665p. (Monografia 4).

Paula Couto, C. 1967. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Um sirenídeo na Formação Pirabas. In: CNPq, Simp. Biota Amazônica, 1, Belém, Atas, 1: 345-347.

Petri, S. 1957. Foraminíferos miocênicos da Formação Pirabas. Boletim Faculdade Filosofia, Ciências e Letras, 216: 1-79.

Quadros, L.P. & Fernandes, A .C.S. 1983. Ocorrência inédita de nanofósseis calcários na Formação Pirabas (Mioceno Inferior) na localidade de Vila Mãe do Rio, Município de Irituia, PA. Anais Academia Brasileira Ciências, 54:254.

Santos, M.E.C..M. 1958. Equinóides miocênicos da Formação Pirabas. Boletim Divisão Geologia Mineralogia, 179: 1-24.

Santos, R.S. & Travassos, 1960. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Peixes Fósseis da Formação Pirabas. DGM, 24p.(Monografia 16).

Sommer, F. 1967. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. A presença de algas coralíneas nos calcários da Formação Pirabas. In: CNPq, Simp. Biota Amazônica, 1, Belém, Atas, 1: 431- 441.

Távora, V.A. 1994a. Ostracodes da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) no Estado do Pará. Acta Geológica Leopoldensia, 17: 119-129.

Távora, V.A. 1994b. Bythocytheridae, Cytherideidae e Cytheruridae (Crustacea- Ostracoda) na Formação Pirabas (Eomioceno)- Estado do Pará. Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, 6:41-63.

Távora, V.A. 1994c. Hemicytheridae, Loxoconchidae, Paradoxostomatidae, Pectocytheridae e Trachyleberididae (Crustacea- Ostracoda) na Formação Pirabas (Eomioceno)- Estado do Pará. Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi, 6:65- 90.

Távora, V.A. & Fernandes, J.M.G. 1994. Uma fáunula de briozoários da Formação Pirabas (Mioceno Inferior)- Estado do Pará. Acta Geológica Leopoldensia, 17: 145-156.

Távora, V.A .; Castro, C.B. & Medeiros, M.S. 1997. Sobre a ocorrência de gorgônias (Cnidaria- Octocorallia) na Formação Pirabas (Eomioceno), Estado do Pará. In: SBP, Congresso Brasileiro Paleontologia, 15, Belém, Boletim de Resumos, p.41.

White, C. 1887. Contribuição à Paleontologia do Brasil. Arquivos do Museu Nacional, 7: 1-273.

[1,2] Departamento de Geologia-Universidade Federal do Pará

[1] vtavora@terra.com.br

[2] fernande@acd.ufrj.br / fernande@uerj.br

[3] Museu Nacional – UFRJ

Varvito de Itu, SP

Registro clássico da glaciação neopaleozóica

SIGEP 62

Antônio Carlos Rocha-Campos[1]

O sítio visa proteger a clássica exposição de varvito[2] do Subgrupo Itararé (Permo-Carbonífero), situada junto a Itu, no centro-leste do Estado de São Paulo.

O varvito de Itu é um ritmito constituído por sucessão regular de pares de litologias incluindo camada/lâmina inferior, mais grossa, clara, de arenito fino-siltito, encimada por lâmina mais fina, escura, de siltito/argilito O contato é discordante entre os pares e brusco entre os estratos claro e escuro de cada par. A espessura das camadas/lâminas claras varia verticalmente, mas a das lâminas escuras mantêm-se constante.

Evidências sedimentológicas, palinológicas e paleomagnéticas indicam um provável controle sazonal (anual) na deposição dos pares de litologias do varvito, semelhantemente às argilas várvicas pleistocênicas. Cerca de 300 pares de litologias estão representados na pedreira de Itu. Estruturas sedimentares típicas do varvito estão belissimamente expostas na pedreira, assim como abundantes icnofósseis representando invertebrados aquáticos bentônicos. São também notáveis, embora relativamente raros, dispersos no varvito, clastos caídos de tamanho e composição diversos e montículos de detritos glaciogênicos liberados de gelo flutuante (*icebergs*).

O provável ambiente deposicional do varvito corresponde a um corpo de água ou lago próglacial em contato parcial ou temporário com a margem da geleira. As camadas/lâminas claras depositaram-se pela ação de correntes densas/de turbidez , durante o verão, seguidas da decantação de lâminas de silte/argila, durante o inverno, quando o lago encontrava-se congelado.

A pedreira de Itu é a melhor exposição de ritmito glacial conhecida na Bacia do Paraná, constituindo uma ocorrência clássica da geologia gondwânica do Brasil. A exposição está plenamente protegida no interior do Parque do Varvito.

Varvite of Itu, State of São Paulo - A classic record of the late Paleozoic glaciation

The site aims at protecting a classical exposure of varvite[2)] from the Itararé Subgroup (Permo-Carboniferous), near Itu, in central-eastern State of São Paulo.

The Itu varvite is made up of rhythmites consisting of a lower, coarser, light-colored bed/lamina of fine sandstone/siltstone overlain by a thin, dark lamina of siltstone/argillite. Contact between pairs as well as between light and dark layers of the same pair is sharp. Thickness of the light beds/laminae vary vertically, but that of the dark laminae is constant.

Sedimentological, palynological and paleomagnetic evidence indicate probable seasonal (annual) control on the deposition of the lithologic pairs of the varvite, as in Pleistocene varve clays. About 300 pairs are present in the Itu quarry.

Typical sedimentary structures of the varvite are beautifully exposed in the quarry, as well as abundant ichnofossils assigned to aquatic, benthonic invertebrates. Though relatively rare, dropstones of varied composition and size (up to 2 meters in diameter) and mounds of glaciogenic debris liberated from icebergs are found dispersed in the rock.

Probable depositional environment of the varvite was a proglacial water body or lake partially or temporarily in contact with the glacier margin. The light, sandstone/siltstone beds/laminae were deposited by dense flows /turbidity currents during summer, followed by the settling of muds from suspension during winter, when the lake was frozen over.

The Itu quarry, the best exposure of glacial rhythmite known in the Paraná Basin, represents a classic geological monument related to late Paleozoic glaciation. The monument is well preserved within the Parque do Varvito (Varvite Park).

INTRODUÇÃO

O presente sítio, de natureza geológica, tem por finalidade proteger a magnífica exposição de ritmito do Subgrupo Itararé (Permo-Carbonífero, Bacia do Paraná), conhecido na literatura como varvito, da histórica pedreira de Itu, situada na zona urbana dessa cidade paulista.

O ritmito de Itu é do tipo denominado regular por Santos *et al.* (1996), isto é, exibe uma repetição cíclica de pares de litologias formados por lâmina ou camada (cm-dm) basal, mais espessa, clara, de arenito fino-siltito, encimada por lâmina mais fina (mm), escura, de siltito-argilito. Enquanto a espessura das camadas/lâminas claras pode variar, a das lâminas escuras mantem-se constante. Esta e outras características sedimentológicas do ritmito, além de evidências palinológicas e paleomagnéticas (Sinito *et al.*, 1981; Ernesto & Pacca, 1981; Rocha-Campos & Sundaram, 1981; Rocha-Campos *et al.*, 1981), abaixo discutidas, indicam que a regularidade ou ciclicidade na deposição do ritmito pode ter sido controlada sazonalmente, isto é, cada par de litologias ter-se-ia depositado no período de um ano. Desse modo, essa rocha seria o equivalente litificado das argilas várvicas do Pleistoceno do Hemisfério Norte, formadas em lagos próglaciais. O nome varvito, cunhado a partir de varve (do sueco, *varv*: repetição periódica de camadas) e o sufixo *ito*, usado na formação de nomes de minerais e rochas, reflete essa concepção. No seu sentido original, varve corresponde a um par de litologias contrastantes, a inferior síltica e clara, e a superior argilosa e escura, depositadas, respectivamente, no verão e inverno de um mesmo ano.

Embora os adjetivos várvico e varvóide tenham sido aplicados a rochas laminadas do Subgrupo Itararé, ocorrências de ritmito regular semelhante ao varvito de Itu são relativamente raras na Bacia do Paraná (Rocha-Campos & Sundaram, 1981; Rocha-Campos *et al.*, 1981; Santos *et al.*, 1996). A pedreira de Itu constitui uma das mais extensas, espessas e bem preservadas exposições de varvito da Bacia do Paraná e, sem nenhuma dúvida, a mais conhecida nacional e internacionalmente. Além de documentar um dos ambientes sedimentares típicos da glaciação do Gondwana, no Sudeste do Brasil, a pedreira tem ainda grande valor histórico ligado ao povoamento do oeste paulista, tendo em vista terem as lajes de Itu servido de material de construção, desde a época da fundação da cidade, há mais de 300 anos. A localização da pedreira, próxima de São Paulo, tornou-a foco de grande interesse científico e educativo para estudantes secundários, universitários e público em geral, além de local obrigatório de visita de pesquisadores nacionais e internacionais interessados na geologia do Gondwana e depósitos glaciais neopaleozóicos. Constitui um local clássico de visita de excursões geológicas voltadas para o exame da sequência sedimentar gondwânica da Bacia do Paraná (Rocha-Campos, 1972; Rocha-Campos *et al.*, 1988).

LOCALIZAÇÃO

A pedreira situa-se nas dependências do Parque do Varvito, na zona urbana da cidade de Itu, à Avenida do Varvito, s/n, a cerca de 90 km de São Paulo. O acesso ao parque pode ser feito a partir do km 27 da Rodovia do Açucar (SP-79), através da citada avenida, estando devidamente sinalizado (Figura 1).

HISTÓRICO

As famosas lajes da pedreira de Itu são historicamente conhecidas e utilizadas para pavimentação de edifícios e calçadas das principais ruas da cidade de Itu, desde pelo menos o começo do século 18. José Bonifácio de Andrada e Silva (o "Patriarca da Independência") e seu irmão Martim Francisco Ribeiro de Andrada referem-se a rochas correspondentes ao varvito no relatório de sua "Viagem Mineralógica na Província de São Paulo", realizada em 1820 (Mendes e Rocha-Campos, 1963). Outros pesquisadores que

Figura 1 - Localização do Sítio.
Figura 1 - *Location of site.*

percorreram a região de Itu, no final do século 19 e princípios do século 20, fizeram também referências a essa rocha (Oliveira, 1887; Gonzaga de Campos, 1888; Florence, 1907; *apud* Mendes, 1944). O notável pintor ituano Miguelzinho Dutra deixou um registro visual da "Pedreira de Itu", em significativa aquarela datada de 1841.

A identificação das lajes de Itu como varvito, em 1938, deve-se ao geólogo Othon H. Leonardos, do então Serviço do Fomento da Produção Mineral do Brasil (Leonardos, 1938). Embora outras ocorrências de rochas similares fossem já conhecidas no sul do Brasil (Leinz, 1937), Leonardos considerou a pedreira de Itu como: "A mais linda exposição de varvito encontrada no país". O local tornou-se desde então geologicamente conhecido e notável, passando a ser frequentemente visitado e incluído em roteiros de excursões geológicas.

Mendes (1944) e Ab'Saber (1948) discutiram aspectos da geologia de Itu, incluindo informações sedimentológicas e geológicas sobre o varvito e outras rochas associadas do Subgrupo Itararé da área. O segundo autor descreveu uma seção estratigráfica pormenorizada do varvito e rochas associadas aflorantes ao longo da antiga estrada de acesso à pedreira, interpretando-a do ponto de vista de eventos glaciais.

Discussões de aspectos geológicos e sedimentológicos do varvito, no contexto da glaciação neopaleozóica, aparecem em várias publicações posteriores (*e.g.:* Rich, 1953; Rocha-Campos, 1967). Os dois trabalhos abordam os processos sedimentares ligados à deposição do varvito. A despeito deste termo ter-se tornado de uso comum na literatura, a hipótese de natureza anual dos estratos não alcançou aceitação geral (Rocha-Campos, 1967). Frakes & Crowell (1969), por exemplo, referem-se ao varvito como um arenito comum, de estratificação plano-paralela ("flagstone"). Embora mencionem terem os estratos do arenito sido denominados varves, os autores não discutem essa hipótese.

Uma descrição atualizada da seção geológica anteriormente levantada por Ab'Saber (1948) demonstrando as relações estratigráficas entre o varvito e outras rochas do Subgrupo Itararé da área de Itu aparece em Rocha-Campos *et al.* (1972). Estudos de maior detalhe só foram retomados quase dez anos depois. Análises paleomagnéticas realizadas por Sinito *et al.* (1981) e Ernesto & Pacca (1981) revelaram similaridades entre a periodicidade da variação da espessura e das propriedades paleomagnéticas dos pares litológicos do varvito, coincidindo com periodicidades geomagnéticas citadas na literatura. A variação mostrada pela espessura revelou-se compatível com o controle sazonal da deposição. Argumentos sedimentológicos e palinológicos adicionais nesse sentido foram apresentados por Rocha-Campos & Sundaram (1981) e Rocha-Campos *et al.* (1981). Os primeiros apontaram que o varvito exibe um conjunto de feições sedimentológicas comparáveis às das argilas várvicas pleistocênicas, indicando a ação dos mesmos processos sedimentares na sua deposição. Resultados palinológicos, por sua vez, demonstraram a ocorrência de repetição regular do padrão de distribuição de palinomorfos, consistente com a hipótese de controle anual na sedimentação, analogamente a resultados obtidos para varves pleistocênicas (Terasmae, 1963). Informações adicionais, através de análise espectral da variação da espessura e de dados paleomagnéticos do varvito (Rocha-Campos *et al.*, 1981), confirmaram a forte correlação entre os períodos encontrados, também consistentemente com a hipótese de sazonalidade deposicional do ritmito. Os dados correlacionam-se ainda com o espectro de periodicidade da atividade solar, o que apoia a hipótese de controle climático da ritmicidade do varvito, segundo um ciclo deposicional anual. Descrição detalhada de estruturas sedimentares do ritmito de Itu e sua interpretação hidrodinâmica são apresentadas por Gama Jr. *et al.* (1992a, b). Os autores atribuem a deposição dos ritmitos a alternância de correntes de turbidez e decantação de partículas em suspensão, sob controle sazonal.

A hidrodinâmica de processos deposicionais ligados à deposição do ritmito de Itu foi discutida por Gama Jr. *et al.* (1992a, b). Mais recentemente, Setti & Rocha-Campos (1999) realizaram um mapeamento geológico e análise litofaciológica do varvito e rochas associadas de Itu, pela primeira vez caracterizando as facies e suas associações, e as relações estratigráficas entre elas. Esses dados serviram de base para a interpretação dos paleoambientes deposicionais e a proposição de um modelo faciológico da área, no contexto do sistema deposicional glacial. A história deposicional da área foi interpretada com base nos novos dados. Ela ter-se-ia iniciado pela instalação de um amplo corpo de água documentado por extensa ocorrência de lamitos escuros. A ampla distribuição desta litologia na área sugere um ambiente marinho de deposição. Evidência de influência glacial, nesta fase, é mostrada pela presença de clastos caídos e a intercalação de turbiditos e outros depósitos clásticos mais grossos

Figura 2 - Vista geral do parque mostrando as exposições principais do varvito.
Figure 2 - *General view of the park showing main exposures of varvite.*

Figura 3 - Frente da pedreira mostrando estratificação plano-paralela e outras estruturas sedimentares, variação na espessura dos pares litológicos e juntas verticais.
Figure 3 - *Quarry face showing plane-parallel bedding and other sedimentary structures, and orthogonal joints.*

Figura 4 - Variação de espessura dos pares de litologias numa das faces da pedreira.
Figure 4- *Variation in thickness of pairs along one face of the quarry.*

Figura 5 - Estratificação plano-paralela e microlaminação cruzada migrante nas camadas claras. Notar lâminas múltiplas com estratificação gradacional normal e lâminas drapeadas de siltito sobre marcas onduladas.
Figure 5 *-Plane-parallel bedding and climbing micro-cross-lamination in light layer of the varvite.*

Figura 6 - Clasto caído de quartzito (cerca de 20 cm de diâmetro). Notar deformação nos estratos acima e abaixo do clasto.
Figure 6 - *Dropstone of quartzite (about 20 cm of diameter). Note deformation of beds above and below clast.*
Figura 7 - Icnofósseis na superfície do varvito.
Figure 7 - *Trace fossils on bedding plane of the varvite.*

nos lamitos. A distribuição das litofacies e alguns dados paleogeográficos sugerem que esses depósitos ocuparam um golfo ou indentação da margem da Bacia do Paraná, aberta em direção noroeste. A fase seguinte corresponde ao avanço de uma geleira aterrada em direção à bacia, provavelmente internando-se nela. A ocorrência entremeada de diamictitos subglaciais e arenitos deltáicos sugere oscilação da margem da geleira. Detritos glaciogênicos acumulados no declive da bacia foram remobilizados e redepositados internamente por correntes de turbidez e fluxos de detritos.

O recuo posterior do gelo foi acompanhado pela deposição do varvito, no corpo de água. A natureza do corpo de água, nesta fase, não está inteiramente esclarecida. Características sedimentológicas do varvito, abaixo discutidas, indicam um ambiente análogo a um lago próglacial. Embora fósseis diagnósticos estejam ausentes no varvito, similaridades entre ele e as argilas várvicas pleistocênicas apoiam a interpretação de controle sazonal na sua deposição, em condições de água doce. Espessura constante das lâminas escuras e separação brusca entre elas e as camadas/lâminas claras inferiores mostradas no varvito são feições diagnósticas importantes da natureza várvica dos pares/duplas litológicas (Ashley, 1975; Quigley, 1983; Eyles, 1993).

A variação da espessura e granulometria do ritmito, acima referida, reflete gradual afastamento da margem da geleira. Espessura menor das lâminas escuras superiores em relação a das camadas/lâminas claras inferiores e sua constância indicam que os pares formaram-se relativamente próximos a frentes deltaicas, em ambiente caracterizado por taxa de sedimentação relativamente alta (Ashley, 1975). Embora relativamente rara, a ocorrência de clastos caídos, alguns do tamanho de matacões (1-2 metros de diâmetro) e de pequenas acumulações lenticulares de detritos glaciais despejados de gelo flutuante (*icebergs*), intercalados no varvito sugere contato parcial ou temporário da água com margem de geleira em desagregação.

O varvito de Itu parece ter-se depositado em ambiente dominado por correntes de fundo densas ou correntes de turbidez, associadas com correntes intermediárias ou superficiais subsidiárias, produzidas por água de degelo movendo-se para baixo sobre deltas marginais, durante o verão. Os estratos areno-siltosos de verão eram encobertos por lâminas silto-argilosas depositadas a partir de suspensão, quando o corpo de água se fechava durante o inverno. Embora as lâminas escuras sejam uniformes, a presença de partições argilosas sugere que correntes de fundo ou de turbidez menos intensas poderiam ter ocorrido durante o inverno.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O sítio corresponde a uma pedreira desativada de varvito localizada nas dependências do atual Parque do Varvito (Figura 2). A área total do parque é de 44.346 m^2. O varvito aflora ao longo de várias faces planas verticais da pedreira, que correspondem às antigas frentes de extração da rocha (Figura 3). As faces são claramente controladas por um sistema predominantemente ortogonal de fraturas, segundo N18°E, N36°E, N91°-101°E e N141°-151°E. As exposições principais situam-se no lado sul da pedreira. Outros afloramentos podem ser vistos no canto noroeste do parque, onde provavelmente localizava-se a frente de extração mais antiga.

A espessura máxima do varvito exposta na pedreira é de cerca de 15 m. Nas suas diversas faces, uma série contínua de cerca de 260 pares de litologias foi identificada e medida (M. Ernesto, comunicação pessoal, 1999). A espessura dos pares diminui para cima, de cerca de 50 cm, junto ao assoalho da pedreira, até cerca de 1,5 cm ou menos, na parte superior, intemperizada, da seção exposta (Figura 4). Esta tendência envolve, contudo, variações, ocorrendo pares mais delgados e espessos esporadicamente entremeados. A tendência de afinamento para cima dos pares é acompanhada por mudança granulométrica, particularmente visível nas camadas/lâminas claras, as mais inferiores de arenito fino, passando a mais sílticas no topo. Pares ainda mais delgados podem ser observados na parte superior da seção exposta ao longo da rua externa à pedreira, em direção a Itu. Rocha-Campos *et al.* (1972) estimaram aí cerca de 300 pares de litologias. O padrão de diminuição de espessura decorre principalmente da variação de espessura das camadas/lâminas claras, a das lâminas escuras permanecendo mais ou menos constante, em torno de 5 mm.

Estruturas sedimentares são abundantes e variadas no varvito (Figura 5). Rocha-Campos & Sundaram (1981) comentam que a separação entre os pares de litologias é brusco. Contato brusco também é notado entre as camadas/lâminas claras e lâminas escuras dos pares. Nas primeiras, ocorrem finas partições de siltito/argilito, enquanto que lâminas delgadas de siltito podem ser vistas nas lâminas escuras. Além dessas, outras estruturas encontradas nas camadas/lâminas claras incluem microlaminação cruzada de marcas ondulares migrantes, laminação drapeada de siltitos sobre marcas onduladas, laminação gradacional múltipla, estratificação ondulada e "linsen"

(Rocha-Campos & Sundaram, 1981; Gama Jr. *et al.*, 1992a, b). Clastos variando em tamanho de mm a dm, de composição diversa, principalmente de granito e quartzito, intercalam-se no varvito, deformando os estratos inferiores e superiores que os envolvem (Figura 6). Acumulações lenticulares de detritos glaciais podem também ser também raramente vistas entre os estratos da rocha. Durante a construção do parque, vários matacões decimétricos a métricos de granito e quartzito foram encontrados soltos no terreno, exumados pelo intemperismo do varvito. Estão hoje preservados e identificados em vários pontos do parque.

O varvito de Itu é famoso pela ocorrência abundante de pistas atribuídas a invertebrados aquáticos bentônicos, sobre os planos de estratificação da rocha (Figura 7). Dois icnogêneros foram identificados: *Isopodichnos* e *Diplichnites* (Fernandes *et al.*, 1987), possivelmente representando diferentes tipos de impressões do corpo do mesmo animal. Marcas elípticas de repouso foram também encontradas. As pistas ocorrem, de modo mais nítido, sobre lâminas escuras do varvito. Além desses, outros fósseis identificados no ritmito incluem palinomorfos estudados por vários autores (e.g., Daemon & Quadros, 1970; Kemp, 1975; Dino *et al.*, 1987). A interpretação biocronológica das assembléias é, entretanto, contraditória, alguns resultados sendo interpretados como indicativos de idade neocarbonífera e outros neopermiana. Evidências estratigráficas, entretanto, sugerem que o varvito e rochas associadas de Itu correspondem a intervalos mais jovens do Subgrupo Itararé.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A antiga pedreira de varvito de Itu encontra-se hoje devidamente protegida, através de várias medidas tomadas em âmbito estadual e municipal, a saber:

a) tombamento parcial da pedreira, em 1974, pela Secretaria de Estado da Cultura de São Paulo, atendendo à proposta do Conselho de Defesa do Patrimônio Histórico, Artístico, Arqueológico e Turístico do Estado de São Paulo (CONDEPHAAT);

b) desapropriação de toda a área da pedreira e arredores, num total de 44.346 m^2, incluindo a parte anteriormente tombada, pela Prefeitura Municipal de Itu, em 1993;

c) construção do Parque do Varvito, na área acima, pela Prefeitura do Município de Itu. O parque, inaugurado em 1995, é o segundo do gênero instalado no Brasil e buscou integrar a proteção e valorização do importante monumento geológico representado pela pedreira de varvito, com o aproveitamento planejado e racional da área para atividades de lazer, cultura e educação ambiental. O local está dotado de infra-estrutura adequada para as suas múltiplas finalidades e tem sido frequentado intensamente pela população local e por visitantes de outras cidades do Estado de São Paulo e Brasil, além de estudantes de vários níveis e pesquisadores brasileiros e do exterior. O parque está também incluído no roteiro de excursões geológicas (Rocha-Campos *et al.*, 1972; 1988) e de visitas de empresas de turismo ecológico do Estado de São Paulo.

AGRADECIMENTOS

Paulo R. dos Santos, José R. Canuto, Ivo Trodstorf Jr. e Alexandre Tomio prestaram valioso auxílio nos trabalhos de campo em Itu e Salto, pelo que lhes sou grato. Agradeço ainda a Paulo R. dos Santos pela leitura crítica do texto e a Thomas R. Fairchild pela revisão do inglês. Este artigo é uma contribuição do Projeto Temático: "Controles tectônico, climático e paleogeográfico das características, gênese e preservação dos depósitos glaciais pré-cenozóicos do Brasil", apoiado pela FAPESP (Proc. 91/0546-2).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ab'saber, A.N., 1948. Seqüência de rochas glaciais e subglaciais dos arredores de Itu, São Paulo. Mineração e Metalurgia (1948), 13: 43-45.

Ashley, G.M., 1975. Rhythmic sedimentation in glacial Lake Hitchcock, Massachusets-Connecticut. In: A. V. Jopling; B.C. McDonald (eds.), Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 23: 304-320.

Daemon, R.F.; Quadros, L.P., 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 24, Brasília, DF, 1970, Sociedade Brasileira de Geologia. Anais, p.359-414.

Dino, L.R.; Lima, M.R.; Rocha-Campos, A.C., 1987. Palinologia do varvito (Subgrupo Itararé, Neopaleozóico) da região de Itu, São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 10, 1987, Rio de Janeiro , RJ, Sociedade Brasileira de Paleontologia. Resumos de Comunicações, p.46.

Ernesto, M.; Pacca, I.G., 1981. Spectral analysis of Permocarboniferous geomagnetic variation data from glacial rhythmites. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society (1981), 67: 641-647.

Eyles, N., 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. Earth -Science Reviews (1993), 35, 248p.

Fernandes, A.C.S.; Carvalho, I. de S.; Neto, R.G., 1987. Comentários sobre os traços fósseis do paleolago de Itu, São Paulo. In: Simpósio Regional de Geologia, 6, Rio Claro, 1987, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo São Paulo. Anais, vol. 1, p.297-311.

Frakes, L.A.; Crowell, J.C., 1969. Late Paleozoic glaciation: I, South America. Geological Society of America Bulletin (1969), 80: 1007-1042.

Gama Jr., E.G.; Perinotto, J.A.J.; Ribeiro, H.J.P.S.; Padula, E.K., 1992a. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Subgrupo Itararé: tratos de facies e hidrodinâmica deposicional. Revista Brasileira de Geociências (1992), 22: 228-236.

Gama Jr., E.G.; Perinotto, J.A.J.; Ribeiro, H.J.P.S.; Padula, E.K., 1992b. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Subgrupo Itararé: um guia temático de campo. Revista Brasileira de Geociências (1992), 22: 237-247.

Kemp, E., 1975. The palynology of Late Paleozoic glacial deposits. In: K.S.W. Campbell (ed.), Gondwana Geology, Australian National University Press, p.397-413.

Leinz, V., 1937. Estudos sobre a glaciação permo-carbonífera do Sul do Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão do Fomento da Produção Mineral, Boletim 21, 47p.

Leonardos, O.H., 1938. Varvitos de Itu. Mineração e Metalurgia (1938), 12: 221-233.

Mendes, J.C., 1944. A geologia dos arredores de Itu. Boletim da Associação dos Geógrafos Brasileiros (1944), 4: 31-40.

Mendes, J.C.; Rocha-Campos, A.C., 1963. Comentários sobre a "Viagem Mineralógica de José Bonifácio de Andrada e Silva e Martim Francisco Ribeiro de Andrada". In: Edgard de Cerqueira Falcão (ed.), Obras Científicas, Políticas e Sociais de José Bonifácio de Andrada e Silva, vol. 1, p.563-565.

Quigley, R. M., 1983. Glaciolacustrine and glaciomarine clay deposition: a North American perspective. In: N. Eyles (ed.), Glacial Geology (1983), p.140-167.

Rich, J.L., 1953. Problems in Brazilian geology and geomorphology suggested by reconnaissance in summer of 1951. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, Boletim 146, Geologia nº 9, 81p..

Rocha-Campos, A.C., 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: J.J. Bigarella; R.D. Decker; I.D. Pinto (eds.), Problems in Brazilian Gondwana Geology, Instituto de Geologia, Universidade Federal do Paraná , p.27-102.

Rocha-Campos, A.C., 1972. Late Paleozoic geology of northern Paraná Basin. In: International Symposium on the Carboniferous and Permian Systems in South America. São Paulo, SP, Academia Brasileira de Ciências. Excursion Guide-Book, 68 p.

Rocha-Campos, A.C.; Ernesto, M.; Sundaram, D., 1981. Geological, palynological and paleomagnetic investigations on Late Paleozoic varvites from the Paraná Basin, Brazil. In: Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, PR, 1981, Sociedade Brasileira de Geologia. Atas, 2: 162-175.

Rocha-Campos, A.C.; Santos, P.R. dos; Canuto, J.R., 1988. Sedimentology and stratigraphy of the Gondwana sequence in São Paulo State. In: Gondwana Symposium, 7, São Paulo, SP, 1988, Instituto de Geociências, USP. Excursion B2 Guide Book, 40 p.

Rocha-Campos, A.C.; Santos, P.R. dos; Saad, A.R., 1972. In: International Symposium on the Carboniferous and Permian of South America, São Paulo, SP, 1972, Academia Brasileira de Ciências. Excursion Guide-Book, p.19-28.

Rocha-Campos, A.C.; Sundaram, D., 1981. Geological and paleontological observations on Late Paleozoic varvites from the Itararé Subgroup, Paraná Basin; Brazil. In: Congresso Latino-Americano de Paleontologia, 2, Porto Alegre, RS, 1981, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Anais, p.257-275.

Santos, P.R. dos; Rocha-Campos, A.C.; Canuto, J.R., 1996. Patterns of late Paleozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (1996), 125: 165-184.

Setti, Giovanna C.X.; Rocha-Campos, A.C., 1999. Facies and environment of deposition of varvite and associated rocks (Itararé Subgroup, Late Paleozoic) from Itu, SP. Anais da Academia Brasileira de Ciências (1999), 71: 836-837.

Sinito, A.M.; Valencio, D.A.; Ernesto, M.; Pacca, I.G., 1981. Paleomagnetic study of Permocarboniferous glacial varves from the Itararé Subgroup, Southern Brazil. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society (1981), 67: 635-640.

Terasmae, J., 1963. Notes on palynological studies of varved sediments. Journal of Sedimentary Petrology (1963), 33: 314-319.

[1] Instituto de Geociências - USP, Rua do Lago, 562 - 05508-900 São Paulo - acrcampos@usp.br

[2] O termo parece ter sido usado pela primeira vez, em português, por Leinz (1937).

[(2)] *The term seems to have been first used in Portuguese by Leinz (1938).*

Rocha moutonnée de Salto, SP

Típico registro de abrasão glacial do Neopaleozóico

SIGEP 21

Antônio Carlos Rocha-Campos[1]

A rocha *moutonnée* de Salto é o único exemplar desse tipo de estrutura de abrasão glacial conhecido no neopaleozóico da Bacia do Paraná, associada às rochas glaciais do Subgrupo Itararé. Localiza-se nos arredores da cidade de Salto, no centro-leste do Estado de São Paulo. Embora só parcialmente preservada, a estrutura guarda a morfologia e as feições características de abrasão glacial típicas das rochas *moutonnées* recentes ou pleistocênicas. Sua descoberta veio a comprovar a origem glacial das rochas associadas do Subgrupo Itararé e permitiu deduzir o sentido de movimento da geleira neopaleozóica na área, de sudeste para noroeste.

A estrutura foi erodida em granito do Neoproterozóico e está recoberta por rochas do Subgrupo Itararé representando depósitos subglaciais e subaquáticos formados, respectivamente, durante avanço e recuo da geleira. A rocha *moutonnée* de Salto localiza-se no interior do Parque Rocha *Moutonnée*, o qual oferece eficiente proteção ao importante monumento geológico.

Roche Moutonnée of Salto, State of São Paulo - A typical record of late Paleozoic glacial abrasion

The roche moutonnée *associated with glacial rocks of the Itararé Subgroup, near Salto, central-eastern State of São Paulo, is the only example of this kind of glacial abrasion feature known in the late Paleozoic of the Paraná Basin.Though now only partially preserved, the structure still displays the characteristic shape and glacial abrasion features typical of Recent and Pleistocene roche* moutonnées. *Discovery of the moutonnée in 1946 strongly supported the interpretation of a glacial origin for the associated rocks of the Itararé Subgroup and demonstrated a northwestward sense of movement of the late Paleozoic glacier in the northern Paraná Basin. The structure was eroded from Neoproterozoic granite and is overlain by rocks of the Itararé Subgroup interpreted as subglacial deposits formed during glacier advance and subaqueous sediments deposited during subsequent retreat of ice. The roche* moutonnée *from Salto lies inside the Parque Rocha* Moutonnnée *(Roche* Moutonnée *Park), that provides adequate conditions for the conservation of this important geological monument.*

INTRODUÇÃO

O sítio em questão, de natureza geológica, visa proteger os restos do único exemplar de rocha *moutonnée*[2] associada aos depósitos glaciogênicos do Subgrupo Itararé (Permo-Carbonífero) conhecido na Bacia do Paraná, localizado junto à cidade de Salto, no centro-leste do Estado de São Paulo. A estrutura é formada em granito neoproterozóico do embasamento da Bacia do Paraná.

Rocha *moutonnée* é uma feição geomórfica glacial de mesoescala (1m a 1km de tamanho), sob a forma de uma bossa ou elevação rochosa, de perfil assimétrico, que apresenta um lado menos inclinado, alisado pela abrasão glacial, a montante, e uma face mais irregular e inclinada, produzida pelo arrancamento de fragmentos de rocha, a jusante, em relação ao sentido do movimento da geleira. Trata-se, pois, de uma feição glacial do tipo montante-jusante (*stoss and lee*) ou forma alongada moldada (*streamlined molded form*). A teoria sobre a formação das rochas *moutonnées* implica a formação de uma cavidade subglacial, a jusante de uma elevação rochosa preexistente do embasamento sobre a qual o gelo desliza. A cavidade é gerada por variação na pressão vertical exercida pela geleira sobre o obstáculo, que é mais intensa a montante, onde ocorre abrasão e geração das estrias, e menos intensa a jusante, onde predomina o arrancamento (*plucking* ou *quarrying*). Este processo é auxiliado pela variação na pressão da água de degelo subglacial. A forma das *moutonnées* é grandemente influenciada pela estrutura da rocha do embasamento resultando em variações na sua morfologia.

Apesar de várias feições geradas por erosão glacial durante a glaciação neopaleozóica, tais como, pavimentos e superfícies estriadas, formadas, respectivamente, sobre embasamento rochoso ou intraformacionalmente, serem conhecidas na Bacia do Paraná (Rocha-Campos, 1967; Frakes & Crowell,1969; Santos et al., 1996; Rocha-Campos *et al.*, 1998), outras estruturas do tipo rocha *moutonnée* não foram ainda descobertas. Na verdade, na literatura só há escassas informações a respeito de rochas *moutonnées* ligadas aos depósitos glaciogênicos neopaleozóicos do Gondwana sul-americano.

A exploração descontrolada do granito local, em Salto, durante décadas, para a produção de materiais de construção, reduziu grandemente a área exposta da rocha. A parte ainda preservada, entretanto, exibe felizmente um conjunto de características merecedor de proteção. Além da sua morfologia típica, a rocha *moutonnée* de Salto contém outras feições de erosão glacial de pequena escala, abaixo descritas, o que a torna um documento importante da glaciação que afetou o Sudeste do Brasil no Permo-Carbonífero. A par de constituir uma indicação inquestionável da origem glacial das rochas do Subgrupo Itararé (Almeida, 1948; Rocha-Campos, 1967; Frakes & Crowell, 1969; Santos *et al.*, 1996), a descoberta da rocha *moutonnée* permitiu, pela primeira vez, interpretar, de modo correto, o sentido do movimento do gelo neopaleozóico, nesta parte da Bacia do Paraná. Desde então, a rocha passou a constituir um dos afloramentos mais importantes ligados à glaciação do Gondwana, tendo atraído a atenção de pesquisadores nacionais e estrangeiros. Constitui ainda ponto de visita obrigatório destes e de estudantes secundários e de geologia de todo o Brasil, constando de roteiros de excursão geológica do Gondwana da Bacia do Paraná (Rocha-Campos *et al.*, 1972; 1988).

LOCALIZAÇÃO

A rocha *moutonnée* de Salto aflora na periferia da zona urbana da cidade de Salto, SP, a cerca de 96 km a noroeste de São Paulo, ao lado da estrada municipal, hoje Rodovia Rocha *Moutonnée*, que liga as rodovias da Convenção (SP-75) e Rodovia do Açúcar SP-79 (Figura 1).

O afloramento situa-se no interior do Parque Rocha *Moutonnée*, logradouro municipal instalado ao redor da estrutura. A área total do parque é de 43.338 m^2. O acesso rodoviário ao parque, devidamente sinalizado, pode ser feito diretamente da Rodovia do Açúcar, a partir do km 33, pela Rodovia Rocha *Moutonnée*.

HISTÓRICO

Deve-se a Marger Gutmans, pesquisador do Instituto Agronômico de Campinas, a descoberta da rocha *moutonnée*, em 1946. Ao que parece, Gutmans divulgou o achado em reunião da Sociedade Brasileira de Geologia. A primeira descrição publicada da rocha é de autoria de Almeida (1948). O autor reconheceu a forma assimétrica característica do perfil da rocha e a presença de feições erosivas glaciais sobre a sua superfície. Descreveu ainda as rochas do Subgrupo Itararé que recobrem a rocha *moutonnée*, posteriormente incluídas na Formação Itu (Barbosa & Gomes, 1958), unidade basal do Subgrupo.

Almeida (1948) deduziu corretamente o sentido do movimento da geleira neopaleozóica, para noroeste,

nesta parte da Bacia do Paraná, um tópico então controvertido e que assim permaneceu durante vários anos (Leinz, 1937; Rocha-Campos, 1967). Estudos posteriores (Martin, 1961; Rocha-Campos, 1967; Frakes & Crowell, 1969; Santos *et al.*, 1996) vieram a confirmar a procedência oriental das geleiras que influenciaram a deposição do Subgrupo Itararé, na parte norte da Bacia do Paraná.

A descoberta da rocha *moutonnée* forneceu definitiva evidência a favor da origem glacial dos diamictitos e rochas associadas do Subgrupo Itararé e sobre o sentido do movimento da geleira neopaleozóica na parte norte da Bacia do Paraná. A relevância dessas informações para a interpretação dos ambientes sedimentares e paleogeografia dos depósitos glaciais neopaleozóicos é hoje unanimemente aceita na literatura nacional e internacional (Rocha-Campos, 1967; Frakes & Crowell, 1969).

Figura 1 - Localização do sítio.
Figure 1 *- Location of the site.*

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Menos de um terço da estrutura original formada em granito está atualmente exposta no interior do Parque Rocha *Moutonnée* (Figuras 2 e 3). A exposição inclui parte do flanco sudeste da face a montante e a jusante da rocha, com cerca de 21 m de comprimento por 2-3 m de altura exposta. Estrias (mm de largura) e sulcos (até alguns cm de largura) subparalelos a ligeiramente divergentes podem ser observados sobre a superfície menos inclinada a montante, no flanco sudoeste, e sobre a superfície superior da *moutonnée*. Numa vista de cima, as estrias assumem uma disposição encurvada, contornando o flanco sudeste da rocha. A orientação geral das estrias varia de N 35º - N 65º W. Almeida (1948) descreveu marcas de fricção e estrias curtas que se iniciam em pequenos orifícios aparentemente deixados pela remoção de cristais do granito, hoje pouco visíveis em razão do intemperismo que afetou a rocha. Um excelente exemplo de marca de fricção ou em crescente pode ainda ser visto sobre o flanco sudoeste da rocha (Figura 3). No geral, portanto, as microfeições glaciais e sua disposição são similares às tipicamente encontradas em rochas *moutonnées* recentes e do Pleistoceno.

Todo o lado nordeste da rocha foi totalmente destruído pela extração do granito. Uma vista da rocha a partir da antiga praça da pedreira permite, entretanto, visualizar o perfil assimétrico da *moutonnée*. A superfície mais abrupta, a jusante, inclui um conjunto irregular de degraus formados pela remoção de fragmentos de granito através do processo de arrancamento glacial, controlado por um sistema de juntas, principalmente verticais, orientadas segundo N110ºE, N61ºE, N81º-86º e N121º E. Corpos descontínuos e pouco espessos de arenito conglomerático e diamictito arenoso ocorrem fortemente aderidos à superfície da rocha *moutonnée*, na zona a montante, preenchendo depressão no granito e, lateralmente, junto ao flanco sudoeste da estrutura. As litologias estão fortemente compactadas e exibem uma espécie de foliação irregular e descontínua, sendo interpretadas como tendo sido depositadas subglacialmente, durante o avanço da geleira na área, através do processo de alojamento (tilito de alojamento). Essas rochas passam transicionalmente, ao longo da face sudoeste da *moutonnée*, a folhelho e laminito de siltito e argilito marrons, contendo clastos caídos (cm-dm em tamanho). Na seção exposta a sudeste da face a montante da estrutura, o folhelho e laminito recobrem, em contato de falha, um diamictito arenoso, amarelado, deformado. O diamictito, com vários metros de espessura, é maciço a mal estratificado e contém clastos arredondados a subangulares de composição variada (principalmente rochas cristalinas e quartzito) até decimétricas em tamanho, alguns facetados e estriados. A deformação do diamictito inclui falhas e dobras. Enquanto o folhelho e laminito são interpretados como depósitos subaquosos, formados em corpo de água acumulado durante o recuo da geleira, a origem do diamictito é menos clara. Ele poderia representar um outro tipo de *till* subglacial depositado por degelo (*till* de ablação), durante recuo

ou estagnação do gelo, em seguida deformado por avanço ulterior da geleira.

O granito do embasamento local faz parte de um batólito regional ("granito de Itu"), extensivamente exposto em todo o amplo vale onde se situa o parque. Outros afloramentos ocorrem a nordeste do parque. Neste local, pequenas áreas do embasamento ondulado contendo estrias orientadas paralelamente às da moutonnée foram descritas (Amaral, 1965). A idade radiométrica do granito, em torno de 580 Ma, coloca-o no Neoproterozóico (Pré-Cambriano superior).

A época da formação da rocha *moutonnée* pela erosão subglacial do granito do embasamento local deve provavelmente corresponder à da deposição das rochas sedimentares do Subgrupo Itararé imediatamente sobrejacentes à estrutura. Por causa de sua situação junto à margem da Bacia do Paraná, estas rochas foram tidas como de posição estratigráfica basal, dentro do Subgrupo Itararé (Barbosa & Gomes, 1958; Rocha-Campos, 1967; Frakes & Crowell, 1969). Dados palinológicos do varvito de Itu, possivelmente correlacionável às rochas de Salto, são contraditórios, indicando idades mais antigas (neocarbonífero) ou mais novas (eopermiano) para essas camadas, dentro do neopaleozóico. Considerações paleogeográficas e estratigráficas dos depósitos glaciais sugerem correlação das rochas de Itu e Salto com a parte superior do pacote sedimentar do Subgrupo Itararé.

Além da morfologia assimétrica da rocha *moutonnée*, o sentido do movimento da geleira neopaleozóica no local, para noroeste, é indicado pela orientação da marca em crescente e outras microfeições encontradas sobre a rocha. A rocha *moutonnée* e rochas sedimentares associadas documentam um avanço da geleira neopaleozóica na área de Salto, movendo-se para noroeste, produzindo erosão do granito e formação da estrutura e de outras feições glaciais e depositando o *till* de alojamento. Isto teria sido seguido pelo recuo do gelo e deposição de sedimentos estratificados e do *till* de ablação.

Figura 2 - Vista geral de sudeste mostrando parte da superfície a montante da rocha *moutonnée* (lado esquerdo da foto) contendo estrias, e pacote de sedimento preenchendo depressão no granito. Notar a grande porção destruída da rocha pela retirada do granito.
Figure 2 *- General view of the roche* moutonnée *from the southeast showing part of its upglacier (stoss) surface bearing striae and a patch of rock filling a depression in the granite.*

Figura 3 - Vista de sudoeste mostrando face lateral da rocha com estrias e marca em crescente (aproximadamente na metade da superfície inclinada) e massa rochosa (arenito conglomerado e diamictito arenoso) comprimida contra o flanco da estrutura.
Figure 3 *- View from the SW showing the lateral face of the rock bearing striae and a crescentic mark (near the top of the inclined surface). Note bed of coarse sediments compressed against the structure.*

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Várias iniciativas tomadas em âmbito estadual e municipal, abaixo descritas, permitiram finalmente proteger o importante monumento geológico representado pela rocha *moutonnée* de Salto, antes de sua destruição total:

a. tombamento da área contendo o monumento geológico pela Secretaria de Estado da Cultura de São Paulo, em 1990, atendendo à proposta do Conselho de Defesa do Patrimônio Histórico, Arqueológico e Artístico do Estado de São Paulo (CONDEPHAAT);

b. desapropriação da área tombada e de área adicional, periférica à rocha *moutonnée*, num total de 43.338 m^2, pela Prefeitura do Município de Salto, em 1990;

c. instalação, na área acima, pela Prefeitura do Município, do Parque Rocha Moutonnée, inaugurado em 1991. Trata-se do primeiro parque brasileiro planejado e instalado com objetivo ecológico e de proteção de um monumento específico, de excepcional interesse geológico. O parque busca integrar a valorização e proteção da rocha *moutonnée* e de parte do ecossistema terrestre local com sua utilização para finalidades de lazer, educação ambiental e divulgação científica. O local dispõe de infra-estrutura adequada para as suas finalidades e é freqüentemente visitado pelo público em geral, estudantes de vários níveis e pesquisadores e geólogos do Brasil e exterior.

AGRADECIMENTOS

Paulo R. dos Santos, José R. Canuto, Ivo Trodstorf Jr. e Alexandre Tomio prestaram valioso auxílio nos trabalhos de campo em Itu e Salto, pelo que lhes sou grato. Agradeço ainda a Paulo R. dos Santos pela leitura crítica do texto e a Thomas R. Fairchild pela revisão do inglês. Este artigo é uma contribuição do Projeto Temático: "Controles tectônico, climático e paleogeográfico das características, gênese e preservação dos depósitos glaciais pré-Cenozóicos do Brasil", apoiado pela FAPESP (Proc. 91/0546-2).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F. F. M. 1948. A "roche moutonnée" de Salto, Estado de São Paulo. Boletim de Geologia e Metalurgia(1948), 5:112-118.

Amaral, S. E. 1965. Nova ocorrência da rocha moutonnée em Salto, São Paulo. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia(1965),14:71-82.

Barbosa, O.; Gomes, F. A. 1958. Pesquisa de petróleo na Bacia do Rio Corumbatai, Estado de São Paulo. Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim 171, 40p.

Frakes, L. A.; Crowell, I. C. 1969. Late Paleozoic glaciation I, South America. Geological Society of America Bulletin (1969),80:1007-1042.

Leinz, V. 1937. Estudo sobre a glaciação permo-carbonífera do sul do Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão do Fomento da Produção Mineral, Boletim 21, 47p.

Martin,A. 1961. The hypothesis of continental drift in the light of recent advances of geological knowledge in Brazil and in South-West Africa. Geological Society of South Africa Transactions(1961), 64, 47p.

Rocha-Campos, A. C. 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: J. Bigarella; R.D. Decker; I.D. Pinto (eds.), Problems in Brazilian Gondwana Geology, Curitiba, p.27-102.

Rocha-Campos,A.C.; Oliveira,M.E.C.B.; Santos,P.R.; Saad,A.R. 1972. Late Paleozoic geology of Northern Paraná Basin. In: International Symposium on Carboniferous and Permian Systems in South America, Excursion Guide-Book, Instituto de Geociências, USP, p.3-13.

Rocha-Campos, A. C.; Santos, P. R.; Canuto, J. R. 1988. Sedimentology and stratigraphy of the Gondwana sequence in São Paulo State. In: 7th Gondwana Symposium, Excursion B2 Guide-Book, Instituto de Geociências, USP, 40 p.

Rocha-Campos, A. C.; Santos, P. R.; Canuto, J. R. 1998. Multiple, striated, soft sediments surfaces in the late Paleozoic and Proterozoic of Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências(1998), 71:841.

Santos, P. R.; Rocha-Campos, A. C.; Canuto, J. R. 1996. Patterns of late Paleozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (1996), 125:165-184.

[1] Instituto de Geociências – USP - Rua do Lago, 562 – 05508-900 São Paulo acrcampos@usp.br

(2) Embora a denominação *moutonnée* (do francês = "acarneirado") seja atribuída costumeiramente à forma da estrutura, semelhante à de um carneiro deitado, é mais provável que tenha derivado do nome de um tipo de peruca ondulada, em uso na França, no século XVIII.

Pavimentos Estriados do Grupo Santa Fé-Neopaleozóico da Bacia Sanfranciscana, MG

Registro de abrasão glacial do Neopaleozóico

SIGEP 97

José Eloi Guimarães Campos[1]
Marcel Auguste Dardenne[2]

Os pavimentos estriados da região de Santa Fé de Minas, no noroeste do Estado de Minas Gerais são pouco conhecidos da comunidade geológica. Contudo estas estruturas são importantes no contexto geológico regional da Bacia Sanfranciscana, auxiliando na identificação dos ambientes deposicionais da unidade basal (permo-carbonífera) da cobertura Fanerozóica do Cráton do São Francisco. Trata-se de ocorrências limitadas, mas muito bem expostas que devem ser preservadas e integrar o patrimônio geológico do Brasil, como um sítio do tipo estratigráfico e paleogeográfico.

The striated pavements of the Santa fé Group, Neopaleozoic of the Sanfranciscana Basin, State of Minas Gerais - A record of glacial abrasion

The striated pavements observed in the Santa Fé de Minas region, in the northwestern of the Minas Gerais State, are not well known by the Brazilian geologists. However these structures are important in the regional geologic context of the Sanfranciscana Basin, and were fundamental to the identification of the depositional environment of the basal units of the São Francisco Craton Phanerozoic covers. The structures are limited in area, but are very well preserved and must be integrated to the geological inheritance of Brazil as one stratigraphic and palaeogeographic site.

INTRODUÇÃO

A glaciação Neopaleozóica apresenta registros em várias bacias paleozóicas de todo o Gonduana como por exemplo: grupos Itararé e Aquidauana – Bacia do Paraná, Formação Dwyka – Bacia do Karroo / África do Sul, Formação Queensland – Bacia de Bowen /Austrália, Bacia de Koel / Índia; além de inúmeras ocorrências na Antártida (Crowell & Frakes, 1971 e 1972; Frakes & Crowell, 1969 e 1970; Frakes *et al.* 1971 e 1975). Contudo na Bacia Sanfranciscana, este registro é restrito, sendo limitado a situações paleogeográficas preservadas em paleovales. A identificação e confirmação deste evento glacial no interior do Cráton do São Francisco foi apenas possível devido à observação dos pavimentos estriados na região de Santa Fé de Minas.

Os sedimentos glaciogênicos foram atribuídos ao Grupo Santa Fé (formações Floresta e Tabuleiro), compondo a unidade basal da bacia (Campos,1992; Campos & Dardenne,1997). Os pavimentos estriados foram inicialmente descritos por Dardenne *et al.* (1990).

LOCALIZAÇÃO

Os afloramentos estão situados a 5,0 quilômetros a oeste da cidade de Santa Fé de Minas (no noroeste de Minas Gerais, vale do Rio Paracatu). O acesso às exposições é feito através da estrada de terra que liga Santa Fé de Minas a Bonfinópolis de Minas. Uma boa referência de distância é a ponte sobre o Ribeirão Lavado distante 1.800 metros do ponto. Os afloramentos estão a cerca de 20 metros na margem esquerda (sentido Santa Fé – Bonfinópolis - Figura 1). A região de afloramentos está localizada nas coordenadas 45º31’54"W - 16º43’34"S.

O substrato que está estriado e polido é representado por arcóseos da Formação Três Marias, unidade do topo do Grupo Bambuí (Neoproterozóico).

A idade da sequência glacial foi determinada com base em icnofósseis presentes em fácies glacio-lacustres, onde as trilhas em siltitos e folhelhos foram identificadas como *isopodichnus* e *diplichnites*. Embora os referidos traços fosseis não possibilitem a determinação de uma idade bem definida, estes são característicos do Paleozóico Superior e permitem a correlação da sucessão glaciogência com o evento glacial gonduânico.

Figura 1 – Localização das áreas estudadas com distribuição dos sedimentos glaciogênicos. Os pavimentos estriados ocorrem só na região de Santa Fé de Minas.

Figure 1 – *Location of the study areas where the glacigenic sediments are found. The striated pavements occur only in Santa Fé de Minas region.*

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Trata-se de uma seqüência de pequenos afloramentos, o maior deles com cerca de 40 metros quadrados de excelente qualidade (Figura 2). No local os pavimentos são representados por sulcos rasos, finos e sub-paralelos, compondo seqüências de estrias que podem ser seguidas por vários metros. Localmente o pavimento se torna polido ou com sulcos muitos rasos, apresentando um aspecto liso. Além das diversas estrias, sulcos e pequenas caneluras, localmente a superfície do pavimento é ondulada, podendo conter marcas de abrasão por seixos e fraturas em crescente (Figuras 3 a 5).

Além de outros parâmetros (análise petrográfica de arcóseos, composição dos clastos, assembléia dos minerais pesados e estatística em estratos cruzados) os pavimentos foram importantes para definir a direção e sentido do fluxo das geleiras, indicando deslocamento de massa de nordeste para sudeste. No local do sítio, os pavimentos encontram-se associados a fácies de diamictitos e folhelhos com *dropstones*, ambas contendo

Figura 2 - Mapa Geológico da Área de Santa Fé de Minas - MG.
Figure 2 - *Geologic map of the Santa Fé de Minas region (State of Minas Gerais).*

clastos (seixos e blocos) de natureza variável, formas facetadas e ocasionalmente também estriados. As fácies glaciogênicas apresentam coloração caracteristicamente vermelho-tijolo e preenchem os vales resultantes da geomorfologia glacial e pré-glacial.

O Grupo Santa Fé não é restrito à região aqui considerada, tendo sido identificado em diversas outras regiões da bacia (regiões de Urucuia, Canabrava e São Romão, MG e Posse e São Domingos, GO), contudo os pavimentos aqui descritos são os únicos até então cartografados.

A importância de preservação deste sítio geológico de cunho estratigráfico é devida aos seguintes fatores:

- Trata-se da única ocorrência conhecida do principal registro que comprova a existência da glaciação Paleozóica na Bacia Sanfranciscana;
- Trata-se de um tipo de estrutura de difícil preservação, uma vez que a superfície atualmente exposta deve ser exatamente a mesma por onde as geleiras deslizaram. Caso a erosão fosse alguns centímetros mais profunda, o pavimento seria erodido e caso fosse alguns centímetros acima, o pavimento estaria recoberto por fácies glaciais;
- Trata-se de uma estrutura que é apenas formada sobre rochas coesas e bem litificadas. Sobre rochas pouco coesas as capas de gelo provocam erosão e não ocorre abrasão do substrato e
- Trata-se de uma estrutura que possibilita investigações paleogeográficas em uma área ainda carente em estudos geológicos/geomorfológicos.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Não existem medidas de proteção. Como este sítio está situado nas adjacências de uma estrada vicinal de pequena importância, o maior risco a que está submetido seria seu aterramento ou fragmentação por máquinas quando do alargamento ou pavimentação da via de acesso. Neste sentido, a principal forma de preservação seria a conscientização dos administradores locais da importância da área para as ciências geológicas.

Figura 3 – Pavimento estriado e ondulado sobre arcóseos da Formação Três Marias.
Figure 3 *– Striated and undulated pavement developed over arkoses of the Três Marias Formation.*

Figura 4 – Pavimento estriado com fraturas em crescente.
Figure 4 *– Striated pavement with crescentic fractures.*

Figura 5 – Pavimento polido e estriado. Direção geral das estrias N20E-S20W e sentido de transporte para SW.
Figure 5 – *Polished and striated pavement. General direction of the striation is N20E-S20W, and transport is towards SW.*

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Campos, J. E. G. 1992. A Glaciação Permo-Carbonífera nas regiões de Canabrava e Santa Fé de Minas – MG. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília. 104 p.

Campos, J. E. G.; Dardenne, M. A. 1997. Estratigrafia e sedimentação da bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. RBG 27(3):269-282.

Crowell, J. C.; Frakes, L. A. 1971. Late Paleozoic Glaciation: Part IV, Australia. Geological Society of America Bulletin, 82:2515-2540.

Crowell, J. C.; Frakes, L. A. 1975. The Late Paleozoic Glaciation. In; Gonduana Geology, Campbell, K.S.W. (edit) Part IV, Karroo Basin. Geological Society of America Bulletin, 83:1887-1912.

Dardenne, M. A.; Gonzaga, G. M.; Campos, J. E. G. 1990. Descoberta de pavimentos estriados de origem glacial sobre os arcóseos da Formação Três Marias na região de Santa Fé de Minas. REM-Revista da Escola de Minas,43(4):65-66.

Frakes, L. A.; Crowell, J. C. 1969. Late Paleozoic Glaciation: Part I, South America. Geological Society of America Bulletin, 80:1007-1042.

Frakes, L. A.; Crowell, J. C. 1970. Late Paleozoic Glaciation: Part II, Africa, Exclusive of the Karroo Basin. Geological Society of America Bulletin, 81:2261-2286.

Frakes, L. A.; Kemp, E. M.; Crowell, J. C. 1975. Late Paleozoic Glaciation: Part VI, Asia. Geological Society of America Bulletin, 86:454-464.

Frakes, L. A.; Matheus, J. L.; Crowell, J. C. 1971. Late Paleozoic Glaciation: Part III, Antactica. Geological Society of America Bulletin, 82:1581-1604.

[1,2] Universidade de Brasília – Instituto de Geociências Departamento de Geoquímica e Recursos Minerais
Caixa Postal 04465
CEP 70910-970 Brasília DF
[1] eloi@unb.br
[2] dardenne@tba.com.br

Serra da Água Fria e Vizinhanças, MG

Vestígios de glaciação neoproterozóica

SIGEP 23

Joachim Karfunkel[1]
Carlos Maurício Noce[2]
Andreas Hoppe[3]

A glaciação neoproterozóica, que afetou grande porção do centro-leste brasileiro, deixou seus melhores vestígios na região da serra da Água Fria e vizinhanças, em Minas Gerais. Dentre esses encontram-se pavimentos estriados intertilíticos, depósitos subglaciais do tipo *esker*, depósitos glacio-lacustres exemplificados por varvitos, seixos estriados e exposições excelentes de tilito. Considera-se a região como um paradigma de uma área com vestígios de uma glaciação continental pré-cambriana.

Serra da Água Fria and Vicinities, State of Minas Gerais - Traces of Neoproterozoic glaciation

The Neoproterozoic glaciation, which affected large portions of central-eastern Brazil, left its superbly preserved traces in the area of the Serra da Água Fria, Minas Gerais State. Among the most outstanding features are striated intertillite pavements, subglacial deposits as eskers, glacio-lacustrine deposits as varvites, striated pebbles and excellent exposure of tillites. The region can be considered as a paradigm of an area with traces of a Precambrian continental glaciation.

INTRODUÇÃO

A serra da Água Fria situa-se na região central do estado de Minas Gerais. A glaciação neoproterozóica que afetou extensa porção do centro-leste do Brasil tem na serra, e em áreas vizinhas, os seus registros melhor preservados. Os grandes eventos glaciais são recorrentes na história da Terra, e o estudo de seus registros geológicos tem importância inequívoca em termos paleoclimáticos, paleogeográficos, estratigráficos, sedimentológicos, cronológicos e de tectônica global.

Durante o pico da última glaciação, no Pleistoceno, cerca de um terço da superfície terrestre era coberta por gelo. Os processos erosivos e deposicionais associados ao ambiente glacial determinaram modificações profundas na arquitetura de parte considerável da superfície continental, marcantes até os dias atuais. A identificação de glaciações antigas, especialmente do Pré-Cambriano, é uma tarefa bem mais complexa. Eventos tectono-metamórficos frequentemente mascaram a maior parte das feições geológicas de origem glacial, que são encontradas apenas em forma reliquiar. A importância do sítio da serra da Água Fria e vizinhanças decorre não somente do excepcional estado de preservação dessas feições, mas também de sua variedade. Representam um paradigma de vestígios de uma glaciação pré-cambriana.

A idade do evento glacial é ainda controvertida; baseado em dados isotópicos e paleomagnéticos foi proposta uma idade em torno de 1000 Ma (Karfunkel & Hoppe, 1988; D'Agrella-Filho *et al.*, 1990), mas outros autores defendem idade mais nova, por volta de 750 Ma (Iyer *et al.*, 1995; Misi & Veizer, 1998). Em recente trabalho, Pedrosa-Soares *et al.* (1999) apresentam argumentos que posicionam a glaciação no intervalo 950-800 Ma.

Os depósitos glaciogênicos são encontrados no Grupo Macaúbas o qual, em sua maior parte, representa uma bacia de margem passiva deformada durante a Orogênese Brasiliana, a cerca de 600-550 Ma (*e.g.* Pedrosa-Soares *et al.*, 1992; Noce *et al.* 1997). Estes depósitos, no domínio da faixa dobrada, são essencialmente glácio-marinhos, mas a região do *foreland* a oeste (Cráton do São Francisco) exibe remanescentes do Grupo Macaúbas contendo sedimentos glácio-terrestres (*e.g.* Karfunkel & Hoppe, 1988). O sítio descrito está incluído neste último contexto geológico.

Figura 1: Mapa de localização do sítio geológico da serra da Água Fria e vizinhanças. Mapa geológico simplificado e localização dos afloramentos (Legenda: 1. Supergrupo Espinhaço; 2. Grupo Macaúbas; Grupo Bambuí)

***Figure. 1**: Location map of the serra da Água Fria and vicinities. Simplified geological map and outcrops location (Legend: 1. Espinhaço Supergroup; 2. Macaúbas Group; 3. Bambuí Group)*

LOCALIZAÇÃO

Os vestígios glaciais encontram-se na vertente leste da serra da Água Fria, bem como na sua terminação a norte (Figura 1). Em uma outra área localizada na porção nordeste da serra do Cabral, ao sul da cidade de Joaquim Felício, ocorrem evidências complementares consideradas de grande importância genética e paleogeográfica, o que levou sua inclusão no conjunto do sítio geológico da serra da Água Fria.

O sítio geológico na aba leste da serra da Água Fria (Área 1) localiza-se a sul-sudeste da cidade de Jequitaí (Figura 1). O acesso é feito pela estrada não pavimentada que liga Jequitaí a Francisco Dumont. Após a ponte sobre o rio Jequitaí, segue-se por 600 m na direção sul, tomando-se uma bifurcação a esquerda em direção sul-sudeste e, após 1,8 km, outra bifurcação a esquerda que segue em direção leste. O afloramento encontra-se a 7,2 km desta última bifurcação, na forma de extensos pavimentos rochosos em ambos os lados da estrada. (17º17'50'' S/44º23'27'' W). Desse sítio até a cidade de Francisco Dumont (Figura 1) percorre-se ainda 18,3 km.

A área a norte da serra da Água Fria (Área 2) compreende três ocorrências de interesse, localizadas ao longo da BR-365 que liga Montes Claros a Pirapora. A primeira é uma pedreira desativada no km 66 desta rodovia, a 25,8 km do trevo de Jequitaí (Área 2a). A pedreira localiza-se imediatamente a oeste da rodovia com fácil local de parada (17º02'50'' S/44º19'22'' W). Seguindo por 1250 m, no sentido de Pirapora, encontram-se nos cortes da rodovia o segundo ponto (Área 2b) e, a 700 m deste, o terceiro ponto (Área 2c), onde se destaca a exposição no corte ocidental.

O afloramento ao sul de Joaquim Felício é representado pela "pedreira velha" (Área 3). O acesso é feito a partir da cidade, seguindo a avenida com canteiro central que passa ao lado da estação de trem, e depois por estradas secundárias não pavimentadas. O primeiro trecho segue para sul por 800 m, até uma bifurcação a esquerda, que atravessa a linha de trem. Após esta travessia toma-se a primeira bifurcação para a direita na direção sul e, após 1,9 km, outra bifurcação no sentido sul-sudoeste. Após 200 m atravessa-se um "mata burro" e, seguindo por mais 300 m, toma-se outra bifurcação a direita em direção sudoeste. Percorrendo 1,3 km chega-se novamente a linha de trem, donde não é possível prosseguir em veículo. A pedreira localiza-se a cerca de 400 m a oeste, e os afloramentos descritos estão no extremo sudeste desta (17º46'45'' S/44º10'55'' W).

HISTÓRICO

A seqüência metassedimentar designada por Moraes (1932) de "formação Macahubas", com ampla distribuição no centro-norte do estado de Minas Gerais, já foi considerada por alguns autores em obras mais antigas (*e.g.* Hartt, 1870; Derby, 1882; Moraes Rego, 1930; Moraes & Guimarães, 1930; Guimarães, 1931; *in*: Moraes, 1932) como sendo de origem glacial.

O diamictito na região da serra da Água Fria e vizinhanças foi descrito por Derby (1881), na região de "Jequitahy", e denominado de conglomerado. Tal conglomerado e rochas semelhantes foram interpretadas por Branner (1919) como "presumptivos depositos glaciaes" e, posteriormente, comparados aos metassedimentos da região do rio Jequitinhonha (Moraes, 1929). Incertezas quanto à idade de deposição e às correlações estratigráficas regionais para estas rochas permaneceram por décadas, embora a maioria dos autores reconhecessem indícios de sedimentação glacial (*cf*. Hettich, 1977).

Em 1969, Isotta e colaboradores chamaram a atenção da comunidade científica pela descrição de um pavimento estriado e polido na serra da Água Fria, sobreposto diretamente por um tilito, apresentando as primeiras provas inequívocas da atuação de processos glaciais (Isotta *et al*., 1969). Hettich & Karfunkel (1978) descrevem outras evidências na mesma região, na forma de depósitos do tipo *esker* e varvito, além da presença de seixos estriados no diamictito. Gravenor & Monteiro (1983) reconhecem uma nova ocorrência de pavimentos estriados a leste da cidade de Jequitaí. Portanto, é a partir dos estudos no sítio geológico da serra da Água Fria que a existência de uma glaciação tardi-precambriana (neoproterozóica) na América do Sul passa a ser universalmente aceita.

Karfunkel *et al*. (1984) e Karfunkel & Hoppe (1988), dentre outros, apresentam um modelo de glaciação continental, posicionando a região da serra da Água Fria no domínio glácio-terrestre o qual, a leste, transiciona para um domínio glácio-marinho. Uma contestação a este modelo encontra-se em Martins-Neto *et al*. (1999), através da proposição de uma "glaciação de altitude com a existência de um alto na região da serra da Água Fria sob a atuação de geleiras e de ciclos sazonais de gelo e degelo...".

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Área 1 – Pavimento estriado da serra da Água Fria

A serra da Água Fria constitui um anticlinal aberto com eixo mergulhando suavemente para norte. O núcleo do anticlinal é composto por sedimentos clásticos do Supergrupo Espinhaço, de idade paleo a mesoproterozóica, bordejados pelo Grupo Macaúbas e por pelitos e carbonatos do Grupo Bambuí. O pavimento estriado encontra-se na aba leste deste anticlinal.

A descrição desta exposição, por Isotta *et al*. (1969), pode ser assim resumida: um pavimento estriado e polido desenvolvido no topo de quartzitos com marcas de onda, exposto em uma área superior a 180.000 m², e capeado por um pacote de diamictitos com 30 m de espessura. O pavimento é aproximadamente concordante com o mergulho das camadas quartzíticas, de 5 a 10º para leste. As estrias e sulcos estão orientadas segundo NW-SE, e podem atingir até 18 m de extensão. Exibem largura variando de milimétrica até 20 cm, com profundidade máxima de 5 cm e, geralmente, apresentam forma em "U". Alguns sulcos exibem *sets* de pequenas fraturas em forma de *crescentic cracks* as quais, juntamente com outras feições menores, permitiram deduzir que o movimento do gelo deu-se para sudeste. Isotta *et al*. (1969)

concluíram também que o quartzito do pavimento era uma rocha endurecida quando da formação das estrias e sulcos, e o correlacionaram à "Espinhaço Series" da serra do Cabral, ocorrendo cerca de 20 km a sudeste. O diamictito foi classificado por estes autores como um verdadeiro tilito, de cor cinza a marrom, com matriz arenosa e clastos de até 40 cm de diâmetro, compostos por granito, filito, xisto e quartzito.

Na década de 1970 o pavimento estriado foi visitado por diversos geólogos, que ratificaram as descrições e interpretações de Isotta e colaboradores (*e.g.* Viveiros & Walde, 1976; Walde, 1976; Hettich, 1977; Karfunkel & Karfunkel, 1977; Hettich & Karfunkel, 1978). Entretanto, as investigações realizadas para o presente trabalho revelaram aspectos não observados até então, modificando em alguns pontos a interpretação original dada a este pavimento.

O pavimento rochoso é composto por duas camadas de natureza diferente (Figuras 2 e 3). A camada

Figura 2: Quartzito com marcas de onda (parte proximal da foto), sobreposto por camada de diamictito pobre em clastos, com 5-10 cm de espessura, que pode ser confundido com o quartzito. Note o sulco de 15 cm de largura, que se inicia junto ao martelo e se estende por cerca de 18 m. O sulco situa-se claramente no topo do diamictito, não no quartzito. Outros sulcos podem ser vistos na parte superior a direita da foto (localização: Figura 1, Área 1).

Figure 2: *Ripple-marks (front side of photo) on quartzite, closely overlapped by a 5-10 cm thick clast poor diamictite, and resembling the quartzite. Note the 15 cm wide groove starting at the hammer and extending to the background of the photo for 18 m. The groove is clearly situated on the top of the diamictite, not on top of the quartzite. Other grooves are seen in the upper right side of the photo (location: Fig. 1, Area 1).*

Figura 3: Superfície irregular mostrando estrias glaciais (esquerda) e um matacão de quartzito com 23 cm de eixo maior. As estrias são situadas claramente no topo do diamictito (localização: Fig. 1, Área 1).

Figure 3: *Irregular surface showing glacial striation (left) and a quartzite boulder, 23 cm in the long axis. The striation are clearly situated on top of the diamictite (location: Fig. 1, Area 1).*

Figura 4: Superfície contendo estrias e sulcos glaciais no sítio da serra da Água Fria, sobreposto por um tilito de 30 m de espessura. Note o tamanho e a quantidade de estrias e sulcos, perfazendo mais do que 50% da superfície exposta (localização: Fig.1, Área 1).

Figure 4: *Glacial striated and grooved surface at the Serra da Água Fria site, overlain by a 30 m thick tillite. Note the size and quantity of striae and grooves, summing up over 50% of the exposed surface. (location: Fig. 1, Area 1).*

basal é um quartzito fino e puro, exibindo marcas de onda assimétricas, com distancia entre cristas de 1-13 cm e amplitudes de 3 mm a 4 cm. As marcas de onda não definem uma direção preferencial de transporte e podem se cortar em direções perpendiculares. Foram também observadas estratificações cruzadas decimétricas de baixo ângulo. Um ambiente de deposição litorâneo é sugerido para estes quartzitos, que assemelham-se ao litotipo característico da Formação Córrego dos Borges do Supergrupo Espinhaço, descrito a sul desta área na serra do Cabral (Walde, 1976). As estrias ou sulcos jamais são observadas no topo dessa camada.

Sobrejacente aos quartzitos, em contato concordante ou, localmente, em discordância angular pouco acentuada, ocorre uma camada de diamictito com espessura variando de 4 a 50 cm (Figura 2). É constituída predominantemente por grânulos de quartzo em uma matriz arenosa, com raros seixos e matacões (Figura 3). Por sua vez, esta camada é capeada por um pacote de diamictitos ricos em clastos maiores, que pode atingir 30 m de espessura. As estrias e os sulcos se encontram exclusivamente no topo da camada inferior de diamictito (Figuras 2 e 3). Em alguns locais, ocupam área superior a 50% da superfície exposta (Figura 4).

Em suma, constata-se a ocorrência de uma camada basal de tilito pobre em clastos maiores, possivelmente depositada durante o primeiro episódio glacial. Após o degelo e uma regressão (ou estagnação), houve um novo avanço das geleiras, desta vez depositando *till* rico em seixos e matacões. Durante este novo avanço, os clastos incorporados nas geleiras deixaram seus rastos no till basal ainda não endurecido. Isto permite explicar os sulcos com perfil em "U", que dificilmente seriam impressos em uma rocha completamente litificada. Corrobora esta interpretação a presença de um sulco de 12 m de comprimento, 15

Figura 5: Detalhe de um sulco glacial no topo da superfície do diamictito. Grânulos e pequenos seixos podem ser vistos ao redor da escala. Note marcas ondulantes na parte esquerda do sulco orientadas aproximadamente perpendiculares à direção do sulco (localização: Fig. 1, Área 1).
Figure 5: *Detail of a glacial groove on a diamictite surface. Small pebbles can be seen below the scale on the right side of the groove. Note the rippling at right-angle on the left side of the groove, looking like "tire-marks" (location: Fig. 1, Area 1).*

Figura 6: Tilito típico na pedreira desativada: na matriz quartzítica observa-se fragmentos triangulares de rocha granítica (centro), pelítica (próxima a direita), quartzítica (centro-superior), e ainda diversos clastos de carbonato, entre outros (localização: Fig. 1, Área 2a).
Figure 6: *A typical tillite in the abandoned quarry: In the quartzitic matrix we see triangular fragments of granitic rock (centre), pellite (next to the right), quartzite (centre-upper part), and several carbonates, among others (location: Fig. 1, Área 2a).*

Figura 7: Seixo pelítico estriado, 18 cm no eixo maior, no tilito da pedreira desativada (localização: Fig. 1, Área 2a).
Figure 7: *Striated pebble of pellitic composition, 18 cm in its long axis in the tillite of the quarry (location: Fig. 1, Área 2a).*

cm de largura e 4 cm de profundidade, que termina em um seixo na sua extremidade sudeste (J.R.P. de Oliveira, comunicação verbal). Tal feição indica que a direção de transporte do gelo foi de noroeste para sudeste, conforme a descrição de trabalhos anteriores (Isotta *et al.*, 1969; Walde, 1976; Hettich & Karfunkel, 1978; Karfunkel & Hoppe, 1988, entre outros).

Alguns sulcos mostram ondulações perpendiculares à direção principal, deixando a impressão de "marcas de pneu" (Figura 5). Tais feições foram interpretadas como um tipo de marcas crescentes (Isotta *et al.*, 1969), ou como o resultado do movimento do gelo em forma de pulsos, no topo do substrato quartzítico endurecido (Walde, 1976). A descoberta de que os sulcos estão impressos no tilito basal fornece uma explicação mais convincente para tais feições.

Gravenor & Monteiro (1983) relatam a ocorrência de outro pavimento estriado em afloramento situado 5 km a oeste de Jequitaí, na superfície de contato entre um tilito basal pobre em seixos e um superior, rico em seixos. A denominação de pavimento estriado intertilítico, utilizado por Gravenor & Monteiro (1983) para esta feição, parece ser também o termo mais adequado para o pavimento da Serra da Água Fria. Feições semelhantes tem sido descritas em diversas localidades (*e.g.* von Brunn, 1977).

Área 2a – Exposição dos tilitos em pedreira desativada

A pedreira proporciona uma exposição excelente do tilito em estado fresco, descrito em detalhe por Hettich & Karfunkel (1978). Em uma matriz arenosa de coloração cinza encontram-se clastos arredondados e fragmentos angulosos de todos os tamanhos e graus de esfericidade (Figura 6). A gama composicional é ampla, incluindo granitóides, quartzitos, pelitos, carbonatos e rara brecha. Seixos em forma de ferro de engomar e seixos estriados são freqüentes (Figura 7). O tilito não é estratificado e sua espessura ultrapassa 25 m.

Área 2b - *Esker*

Este afloramento abrange os taludes nos dois lados da rodovia, ambos cortando o tilito Macaúbas. No talude ocidental ocorre um corpo em forma oval composto por arenitos estratificados, com cerca de 25 m de largura e 8 m de espessura (altura), cujo eixo longitudinal parece ser cortado pela estrada (Figura 8). Os estratos apresentam espessura média em torno de 50 cm e mergulham para sul. Este corpo arenítico foi primeiramente descrito por Hettich & Karfunkel (1978), que o interpretaram como um esker. No talude oposto ocorrem outros seis corpos de arenito de menor dimensão, e mais alguns são encontrados cerca de 300 m a sul em outro corte da rodovia.

Gravenor & Monteiro (1983) classificaram os corpos de arenito como blocos do substrato carreados pela geleira. Esses autores descrevem a presença de níveis cisalhados, internos e externos aos corpos de arenito, que teriam se desenvolvido durante o deslocamento dos blocos do embasamento para dentro da geleira, e o transporte subsequente. Descrevem

também fragmentos de arenito com formas angulares, sugerindo sua litificação em etapa anterior ao transporte. Gravenor & Monteiro (1983) relacionam uma série de aspectos que estariam em discordância com a classificação de esker dada aos corpos, tais como: 1) o tilito ao redor dos corpos é rico em clastos, mas não se encontram porções conglomeráticas no arenito; 2) os corpos estão encerrados em tilito maciço, o qual não exibe evidências de avanço ou recuo da geleira, como estruturas associadas a degelo, especialmente no tilito do topo; 3) não há evidências de estruturas de colapso e estruturas ligadas à ação de correntes nos corpos de arenito.

Uma criteriosa análise do afloramento revelou feições que parecem contradizer a argumentação de Gravenor & Monteiro (1983), confirmando por outro lado a interpretação original de Hettich & Karfunkel (1978). A maioria dos corpos tem forma ovalada, sugerindo a deposição em canais. O corpo situado na parte norte do talude oriental, definido como um bloco cisalhado de quartzito devido aos limites retilíneos e à presença de planos de cisalhamento (Gravenor & Monteiro, 1983, Figura 3), encontra-se ligado por uma fina camada de arenito ao corpo adjacente, este de forma ovalada. O corpo maior, no talude oposto, exibe em uma das extremidades uma terminação em "cauda", na forma de uma camada com 15 cm de espessura e cerca de 1,30 m de comprimento. A presença destas camadas centimétricas de arenito, especialmente ligando corpos adjacentes, torna improvável que tais corpos possam representar megaclastos transportados pelo gelo. As feições de cisalhamento poderiam estar associadas aos esforços tectônicos da Orogênese Brasiliana, que afetam grande parte da área cratônica ainda que de forma bastante atenuada (Alkmim *et al*., 1993).

Outras feições que vêm ao encontro da classificação de esker são o fato do corpo maior exibir estratificação plano-paralela concordante com a superfície de contato com o tilito sobrejacente, além de estratificação cruzada decimétrica de baixo ângulo na sua parte inferior. No talude oposto foi notado que a parte superior de um corpo possui uma superfície côncava, sugerindo estrutura de colapso. Esker é um termo morfológico para depósitos intrageleira ou subgeleira em túneis, oriundo da água do degelo (*e.g.* Brodzikowski & Loon, 1991). Sua composição é dominantemente, mas não exclusivamente de cascalho

Figura 8: Corpo ovalado de 25 m de extensão N-S, interpretado como sendo um *esker* (localização: Figura 1, Área 2b).
Figure 8: *Ovoid-shaped body, 25 m in N-S extension, interpreted as an* esker *(location: Fig. 1, Area 2b).*

Figura 9: Varvito típico na "pedreira velha" ao sul de Joaquim Felício. Note a distancia e a espessura dos varves (localização: Fig. 1, Área 3).
Figure 9: *A typical varvite at the old quarry south of Joaquim Felício. Note the distance and size of the varves (location: Fig. 1, Área 3).*

e areia. Um termo aceitável será também depósitos de subgeleiras em canais.

Área 3 - Depósito Flúvio Glacial

Este afloramento foi descrito em detalhe por Martins-Neto *et al*. (1999). Trata-se de um arenito médio, estratificado, exibindo laminações plano-paralelas e estratificação cruzada, sobrejacente ao pacote de tilitos. Estes arenitos associam-se a um sistema fluvial entrelaçado proglacial (*outwash plain*), que evoluiu em direção norte-nordeste (Martins-Neto *et al*., 1999). A implantação deste sistema fluvial marca a fase final do recuo das geleiras.

Área 4 - Varvitos

O afloramento encontra-se em uma antiga pedreira escavada em quartzitos correlacionados à Formação Córrego dos Borges do Supergrupo Espinhaço (Walde, 1976). Os quartzitos exibem estratificação plano-paralela; a espessura dos estratos varia em média entre 30 e 70 cm e estes mergulham 25-30º para sudeste.

Na extremidade leste-sudeste da pedreira aflora o contato entre o quartzito e uma camada de tilito sobrejacente, com espessura atingindo de 40 a 80 cm. O tilito exibe grânulos e seixos de composição diversa em uma matriz de granulometria areia fina-silte. O contato entre as duas unidades tem forma escalonar, conforme inicialmente reconhecido por Walde (1976), sendo interpretado como uma feição do tipo *quarrying*, gerada pelo avanço da geleira (Karfunkel & Hoppe, 1988).

No topo do tilito encontra-se uma rocha siltosa, esbranquiçada, que em parte caracteriza-se como um ritmito, exibindo alternância bastante regular e contatos bem definidos de lâminas compostas por areia fina e silte/argila (Figura 9). A espessura das lâminas arenosas oscila entre 0,2 e 1,4 cm, enquanto as de granulometria mais fina posuem entre 0,6 e 1,8 cm. Observam-se alguns grânulos isolados. A espessura total da camada siltosa, incluindo os níveis onde a laminação é evidente, atinge 1,20 m. Esta camada foi interpretada como um varvito por Hettich (1977) e Hettich & Karfunkel (1978). Capeando o varvito encontra-se uma camada com cerca de 4 m de espessura, exibindo alternância decimétrica de níveis arenosos e siltosos, sobreposta por um pacote de tilito, rico em clastos diversos com até 40 cm de diâmetro.

A camada de varvito mostra-se dobrada, aparentemente em conexão com uma falha de empurrão paralela ao contato de topo. Pode-se observar uma superfície de clivagem com atitude 145/50 cortando as lâminas do varvito.

Alternância de laminações em depósitos glaciais refletem flutuações na liberação da água de degelo, ou descarga sazonal oriunda de uma fonte glacial. As feições descritas aqui não deixam dúvida em relação a origem das laminações. Os varvitos representam deposição glacio-lacustre em ambiente deposicional relativamente calmo, durante uma fase de estagnação das geleiras, ou em local protegido de um lago. Existem descrições de outras ocorrências semelhantes no Grupo Macaúbas (Karfunkel *et al*., 1984).

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Área 1: Esta é, sem dúvida, a mais espetacular exposição de todo o conjunto, com um marcante grau de preservação das estruturas glaciais. Localiza-se às margens de uma estrada secundária, com escasso movimento de veículos, e não existe ocupação humana próxima. É improvável que tal venha a ocorrer no futuro, dado ao isolamento do sítio, pouca disponibilidade de água e quase ausência de cobertura de solo. Entretanto, uma eventual mudança no trajeto da estrada poderia destruir parte importante da exposição. Como esta parte da serra encontra-se ainda em estado bastante primitivo, caberiam esforços no sentido de transforma-la em área de preservação ambiental. Desta forma, garantir-se-á a preservação do sítio geológico e de todo o ecossistema local.

Áreas 2a, 2b e 2c: A pedreira (Área 2a) oferece um amplo "estacionamento", bem como milhares de amostras de mão frescas resultantes das detonações, constituindo uma parada ideal para geocientistas. A preservação do local, evitando-se uma eventual retomada da exploração da pedreira, poderia ser garantida junto ao orgão público responsável pela rodovia (DER). Gestões semelhantes poderiam ser feitas em relação às demais exposiçoes localizadas em cortes da mesma rodovia.

Área 3: O varvito constitui um raro exemplar do Pré-Cambriano Brasileiro e deve ser protegido dada a facilidade de destruição de um afloramento tão pequeno e frágil. O maior risco advém dos próprios geocientistas em visita ao sítio, que devem ser instados, em placa explicativa, a absterem-se de usar o martelo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alkimim F.F.; Brito-Neves, B.B.; Castro Alves, J.A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco-uma revisão. In: Dominguez, J.M.L & Misi, A. (eds), O Cráton do

São Francisco. Salvador, SBG-SGM-CNPq, p.45-62.
Branner, J.C. 1919. Outlines of the geology of Brazil to accompany teh geologic map of Brazil. Bull. Geol. Soc. Amer., **30**:189-338.
Brodzikowski, K.; Van Loon, A.J. 1991. Glaciogenic sediments. Elsevier, 674 pp.
Brunn, V. von 1977. A furrowed intratillite pavement in the Dwyka Group of Northern Natal. Trans. geol. Soc. S. Afr., **80**:125-130.
D'Agrella-Filho, M.S.; Pacca, I.G.; Teixeira, W.; Onstott, T.C.; Renne, P.R. 1990. Paleomagnetic Evidence for the Evolution of Meso to Neoproterozoic Glaciogenic Rocks in Central-Eastern Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **80**:255-265.
Derby, O.A. 1881. Contribuições para o estudo da geologia do Vale do São Francisco. Arch. Mus. Nac., **4**:89-119.
Gravenor, C.P.; Monteiro, R.L.B.P. 1983. Ice-thrust features in the Proterozoic Macaúbas Group, Jequitaí area, Minas Gerais, Brazil. Journal of Geology, **91**:113-116.
Hartt, C.F. 1870. Geology and Physical Geography of Brazil. Fields and Osgood, Boston. 620 pp.
Hasui, Y.; Almeida, F.F.M. de 1985. The Central Brazil Shield reviewed. Episodes, **8**:29-37.
Hettich, M. 1977. A glaciação Proterozóica no centro-norte de Minas Gerais. Revista Brasileira de Geociências, **7**:87-101.
Hettich, M.; Karfunkel, J. 1978. Um esker, um varvito e seixos estriados no Grupo Macaúbas – norte de Minas Gerais. Rev. Esc. Minas Ouro Preto, **34**:5-8.
Isotta, C.A.L.; Rocha-Campos, A.C.; Yoshida, R. 1969. Striated pavement of the upper Precambrian glaciation in Brazil. Nature, **222**:466-468.
Iyer, S.S.; Babinski, M.; Krouse, H.R.; Chemale, F. 1995. Highly ^{13}C-enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambuí Group, Brazil. Precambrian Research, **73**:271-282.
Karfunkel, J.; Hoppe, A. 1988. Late Proterozoic Glaciation in Central-Eastern Brazil: Synthesis and Model. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **65**:1-21.
Karfunkel, J.; Karfunkel, B. 1977. Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço-Zone mit besonderer Berücksichtigung des Tillit-Problems (Minas Gerais, Brasilien). Geol. Jahrb., Band **24**:3-91.
Karfunkel, J.; Horta Moreira, P.C.; Ribeiro, M.C.; Costa Franco, A.L. 1984. Aspectos genêticos e deposicionais do grupo Macaúbas na região da barragem do Paraúna e sua importância na contribuição para um modelo paleogeográfico e geotectônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, **7**:3091-3103.
Martins-Neto, M.A.; Gomes, N.S.; Hercos, C.M.; Reis, L.A. 1999. Fácies glaciocontinentais (*outwash plains)* na Megassequencia Macaúbas (Serra da Água Fria, MG) e seu contexto geotectônico. Revista Brasileira de Geociências, **29**:
Misi, A.; Veizer, J. 1998. Neoproterozoic carbonate sequences of the Una Grou, Irecê basin, Brazil: chemostratigraphy, age and correlations. Precambrian Research, **89**:87-100.
Moraes, L.J. 1929. Geologia da região Diamantina, Estado de Minas Gerais. Serv. Geol. Min., Rel. Annual, **1929**:29-34.
Moraes, L.J. 1932. Área ocupada pela Formação Macaúbas no norte de Minas gerais. Ann. Acad. Bras. Sci., **4**:11-114.
Noce, C.M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Grossi-Sad, J.H.; Baars, F.J.; Guimarães, M.L.V.; Mourão, M.A.A.; Oliveira, M.J.R.; Roque, N.C. 1997. Nova subdivisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de Minas Gerais, Boletim **14**:29-31.
Pedrosa-Soares, A.C.; Noce, C.M.; Vidal, P.; Monteiro, R.L.B.P.; Leonardos, O.H. 1992. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil)-West Congolian (SW Africa) belt. Journal of South American Earth Science, **6**:33-47.
Pedrosa-Soares, A.C.; Cordani, U.G.; Nutman, A. 1999. Constraining the age of Neoproterozoic glaciation in Eastern Brazil: First U-Pb data from zircons. Terra Nova (submetido).
Viveiros, J.F.M.; Walde, D. 1976. Geologia da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. Münsterische Forschungshefte Geologie und Palaeontologie, **38/39**:15-27.
Walde, D. 1976. Neue Hinweise für eine proterozoische Vereisung in Ostbrasilien. Münsterische Forschungshefte Geologie und Palaeontologie, **38/39**:47-59.

[1, 2] Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de MinasGerais, Campus Pampulha, 31270-901 Belo Horizonte/MG,
[1] jokarfun@igc.ufmg.br
[2] noce@dedalus.lcc.ufmg.br
[3] Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg, 9, D -65193 Wiesbaden, Alemanha.
a.hoppe@hlfb.de

Sítio Inhaúma, MG

Camadas aragoníticas pré-cambrianas

SIGEP 88

Andreas Hoppe[1]
Joachim Karfunkel[2]
Carlos Maurício Noce[3]

Na borda sudeste do Cráton do São Francisco, a Formação Sete Lagoas, unidade basal do Grupo Bambuí (Neoproterozóico), inclui um pacote de calcário exibindo a alternância de camadas de microesparito laminado e camadas compostas por cristais aciculares de calcita com até 10 cm de comprimento, recoberto por calcários com estromatólitos. Estudos petrográficos e geoquímicos indicaram que os cristais de calcita resultam da transformação de aragonita cristalizada em ambiente subaquático. Ocorrência de aragonita dessa magnitude, além de indicar paleoambiente específico, é bastante rara no Pré-cambriano.

Inhaúma Site, State of Minas Gerais - Precambrian aragonitic layers

At the southeastern border of the São Francisco Craton, the basal Sete Lagoas Formation of the Neoproterozoic Bambuí Group includes an alternation of laminated limestone and fibrous limestones composed of a mosaic of sparry calcite crystals up to 10 cm long. This sequence is overlain by stromatolites. Petrographical and geochemical studies point towards a subaquatic formation of aragonite for these crystals, presently transformed into calcite. Aragonite of such magnitude is very rare in the Precambrian and indicates furthermore a specific depositional paleoenvironment.

INTRODUÇÃO

O Grupo Bambuí constitui uma cobertura sedimentar de idade neoproterozóica, depositada em um mar epicontinental. Extensas áreas do Cráton do São Francisco encontram-se recobertas por esta unidade. A litoestratigrafia do Grupo Bambuí foi originalmente levantada por Branco & Costa (1961), e ligeiramente modificada por Dardenne (1978). A sedimentação basal dessa unidade é representada por uma sucessão pelito-carbonatada (Formação Sete Lagoas) que se sobrepõe aos sedimentos glaciogênicos do Grupo Macaúbas (Karfunkel & Hoppe, 1988; Karfunkel *et al.*, esse volume).

Calcários da Formação Sete Lagoas foram extraídos na pedreira Sambra em Inhaúma, ao norte de Belo Horizonte (Figuras 1 e 2). Os cortes verticais resultantes da extração dos blocos possuem até 5 m de altura, permitindo uma visualização perfeita da exposição. O calcário apresenta a alternância de camadas de tonalidade clara e camadas cinza-escuro de aparência fibrosa, estas últimas formadas por cristais aciculares de calcita agrupados em forma de *boquet* (Figuras 3 e 4). Estudos realizados neste afloramento levaram à conclusão de que os cristais aciculares de calcita resultam da transformação de cristais de aragonita, formados em ambiente subaquático.

Camadas aragoníticas, que no caso chegam a atingir 10 cm de espessura, são extremamente raras no Pré-cambriano, onde dolomita e calcita constituem os minerais carbonáticos dominantes. Sua presença é incomum mesmo em sedimentos fanerozóicos (*e.g.* Peryt *et al.*, 1990; Windley, 1995; Reading, 1996). A raridade dessas camadas, somado às suas dimensões e beleza, justificam a classificação da pedreira de Inhaúma como um sítio geológico-paleoambiental.

LOCALIZAÇÃO

A pedreira Sambra localiza-se próximo ao povoado de Inhaúma, aproximadamente 50 km a noroeste de Belo Horizonte e 14 km a oeste-noroeste de Sete Lagoas (Figura 2). Do posto da Polícia Rodoviária Federal, na entrada de Sete Lagoas, segue-se em direção a Brasilia na BR-040 por 4,5 km, até a placa indicando Inhaúma. Percorre-se essa estrada asfaltada por 4,4 km em direção oeste até a placa Faz. Riacho do Campo, Braúnas. Segue-se então por mais 2,2 km em estrada não pavimentada, na direção noroeste. A pedreira, desativada por mais de duas décadas, encontra-se em propriedade particular e visitas apenas são possíveis com prévia autorização do proprietário. As coordenadas UTM da pedreira, Folha Sete Lagoas escala 1:100.000, são 565000E / 7852000N.

HISTÓRICO

A pedreira Sambra em Inhaúma foi descrita primeiramente em trabalhos de mapeamento na primeira metade da década de 1970. Schöll (1976) descreveu os estromatólitos presentes na exposição. Posteriormente, Cassedanne (1984) interpretou os cristais aciculares de calcita como produto da transformação de cristais de gipsita. Entretanto, não foram encontrados cristais geminados do tipo rabo de andorinha, típicos para gipsita, o que levou Peryt *et al.* (1990) a realizarem novas investigações com base em estudos petrográficos e geoquímicos. Estes autores concluíram então pelo modelo genético adotado no presente trabalho.

DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO

A exposição é constituída pela alternância de camadas de microesparitos laminados (*sparry calcite mosaic*), de cor bege, com camadas fibrosas de calcário cinza escuro, atingindo cerca de 5m de espessura (Figuras 3 e 4). Encontra-se capeada por pilhas de estromatólitos colunares de 40 a 50 cm de espessura. Um leve arqueamento côncavo resulta, provavelmente, de processos de dissolução durante a carstificação.

Os calcários microesparíticos são finamente laminados. Lâminas isoladas podem ser seguidas por toda a extensão do afloramento, atingindo quase 100 m. A espessura das lâminas varia entre 2 e 98 mm e estilólitos verticais são comuns. Os calcários cinza escuro são compostos por mosaicos de calcita, formando as camadas fibrosas. Tais camadas apresentam continuidade lateral e espessura entre 5 e 103 mm, mais comumente entre 10 e 55 mm. Camadas mais espessas se repetem em intervalos de 7 a 10 camadas (Figura 5), fato não observado nos níveis de microesparitos. Estes últimos foram afetados por dissolução diferencial por pressão, como demonstra a presença dos estilólitos verticais, o que pode ter modificado sua espessura original.

Os cristais aciculares de calcita das camadas fibrosas se posicionam perpendicularmente ao acamamento. Ao microscópio polarizador, e em imagens de catodoluminescência, observa-se

claramente a estrutura original fibrosa (*ghost structure*, Figura 4). Não se observou geminação do tipo rabo de andorinha. Em cortes perpendiculares à direção de crescimento dos cristais, aparecem por vezes formas hexagonais (Cassedanne, 1984; Peryt *et al.*, 1990). Carbonato escuro e finamente cristalizado preenche o espaço intersticial. As características petrográficas descritas sugerem uma mineralogia originalmente aragonítica, considerando que outros carbonatos, ou gipsita, não crescem de forma acicular em sedimentos.

Tal interpretação é reforçada pela composição química (Figura 6). O conteúdo em carbono orgânico é semelhante nas camadas fibrosas (0,072%) e nos microesparitos (0,056%), mas nitidamente inferior ao conteúdo nos estromatólitos (*Conophyton*), em torno de 0,21% (Peryt *et al.*, 1990). Os teores em estrôncio são significativamente mais altos nas camadas fibrosas, acompanhados por teores baixos em magnésio, o que aponta para a mencionada mineralogia aragonítica.

Os valores de isótopos estáveis de oxigênio e carbono, apresentados na Figura 6, são semelhantes para ambos os estratos, possivelmente significando relações equilibradas durante os processos de sedimentação e diagênese, e são análogos aos valores

Figura 1 - Mapa geológico do Grupo Bambuí, ao norte de Belo Horizonte, e localização de pedreira Sambra (estrela). Uma coluna estratigráfica simplificada do Grupo Bambuí (modificada de Schöll, 1976) encontra-se no lado direito da figura. As áreas em branco no mapa representam rochas mais antigas do que o Grupo Bambuí.

Figure 1 - *Geological map of the Bambuí Group north of Belo Horizonte, and location of Sambra quarry (star). A simplified stratigraphic column for the Bambuí Group (modified after Schöll, 1976) is showed to the right of the figure. Unstippled area in map represents rock-units older than the Bambuí Group.*

Figura 2 - Localização da pedreira Sambra, próximo a Inhaúma e a oeste de Sete Lagoas (Minas Gerais)

Figure 2 - *Location of Sambra quarry, close to Inhaúma and west to Sete Lagoas (Minas Gerais)*

Figura 3 - Calcário da Formação Sete Lagoas na pedreira Sambra, apresentando alternância de camadas de tonalidade clara (microsparitos laminados) e camadas cinza-escuro de aparência fibrosa compostas por cristais aciculares de calcita.

Figure 3 - *Sete Lagoas Formation limestone at the Sambra quarry, displaying alternating light colored laminated microsparite layers and dark-gray fibrous layers of large acicular calcite crystals.*

Figura 4 - Vistas dos cortes da pedreira Sambra. As camadas originalmente aragoníticas, de tonalidade escura, apresentam grande continuidade lateral e são em média mais espessas que as camadas de microesparito laminado.

Figure 4 - *Views of the Sambra quarry. Former aragonite layers are dark-colored and laterally continous, and generally thicker than light-colored laminated microsparite layers.*

para outros calcários do Proterozóico. Os valores negativos de $d^{13}C$ apontam para condições marinhas normais (Peryt *et al.*, 1990). Indicações de exposição subaérea dos cristais, como formas de erosão, não foram encontradas.

As evidências indicam que os cristais de aragonita cresceram submersos diretamente no limite água/sedimento, enquanto os microesparitos foram sedimentados da coluna aquosa. A falta de aspectos característicos que indiquem exposição subaérea aponta para um ambiente inframaré permanente. Embora a associação com evaporitos seja frequente (Reading, 1996), tal fato não foi observado na exposição estudada.

A ocorrência de aragonita no Pré-cambriano é bastante rara. Um desses exemplos é encontrado na Formação Rocknest no noroeste de Canadá, com idade em torno de 1890 Ma (Grotzinger, 1986). A espessura dos níveis de aragonita naquela formação varia entre 0,1 e 2 mm, muito inferior aos da Formação Sete Lagoas em Inhaúma, que tem entre 10 e 55 mm. Por outro lado, estruturas do tipo *tepee*, gretas de contração, intraclastos, moldes de halita e *irregular solution fenestro*, indicam que as camadas aragoníticas da Formação Rocknest formaram-se em ambiente inter a supramaré.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O afloramento na pedreira Sambra em Inhaúma encontra-se em propriedade particular. O crescimento de líquens tem mascarado partes do afloramento. Seções restritas, mas bem representativas, poderiam ser preservadas com a aplicação de um verniz.

Figura 5 - Representação esquemática da sucessão de camadas, evidenciando a variação cíclica na espessura das camadas fibrosas, originalmente aragoníticas. Tal ciclicidade não é observada nas camadas microespariticas, possivelmente devido à processos de dissolução por pressão.

Figure 5 - *Schematic representation of the layering succession evidencing the cyclic variation of fibrous layers thickness. Microsparitic layers do not show the same pattern possibly due to pressure solution processes.*

Figura 6 - Conteúdo em alguns elementos e isótopos estáveis para a alternância de camadas calcárias. Os valores obtidos para as camadas de calcita acicular sustentam a hipótese de composição primária aragonítica.

Figure 6 - *Some chemical elements and stable isotope values for the alternating limestone layers. Data for the fibrous layers support the idea of an aragonitic precursor.*

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Branco, J. J. R.; Costa, M. T. 1961. *Roteiro da excursão Belo Horizonte Brasília*. Belo Horizonte, Instituto de Pesquisas Radioativas, p. 9-25 (Publ. 15)

Cassedanne, J. 1984. Pseudomorphoses de cristaux de gypse dans les marbles à stromatolithes de Sete Lagoas (Minas Gerais, Brésil). *Bulletin de la Societé Géologique de France*, **7**(26):961-969

Dardenne, M. A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 30, Recife, *Anais*, **2**:597-610

Grotzinger, J. P. 1986. Cyclicity and paleoenvironmental dynamics, Rocknest platform, nortwest Canada. *Bulletin of the Geological Society of America*, **97**:1208-1231

Karfunkel, J.; Hoppe, A. 1988. Late Proterozoic glaciation in central eastern Brazil: synthesis and model. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **65**:1-21

Karfunkel, J.; Noce, C. M.; Hoppe, A. 2001. Sítio Serra da Água Fria (MG) e vizinhanças - SIGEP 23. (este volume)

Peryt, T. M.; Hoppe, A.; Bechstädt, T.; Köster, J.; Pierre, C.; Richter, D.K. 1990. Late Proterozoic aragonite cement crusts, Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil. *Sedimentology*, **37**:279-286

Reading, H.G. 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3 ed. Oxford, Blackwell Science, 688 p.

Schöll, W. U. 1976. Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da Bacia do São Francisco. In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 29, Belo Horizonte, *Anais*, **2**:207-231

Windley, B. F. 1995. *The Evolving Continents*. 3 ed. London, Wiley, 526 p.

[1] Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Leberberg 9, D-65193 Wiesbaden, Alemanha
a.hoppe@hpfb.de

[2,3] Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Campus Pampulha, 31270-901 Belo Horizonte/MG

[2] jokarfun@igc.ufmg.br

[3] noce@dedalus.lcc.ufmg.br

Serra do Tombador, Chapada Diamantina, BA

Registro de um deserto proterozóico

SIGEP 31

Augusto J. Pedreira [1]
Antônio José Dourado Rocha [2]

A serra do Tombador, que forma parte da escarpa oriental da Chapada Diamantina, é constituída por rochas sedimentares clásticas da formação homônima, que tem idade superior a um bilhão de anos. Elas são compostas por conglomerados e arenitos de fácies eólica, fluvial e deltaica, com predominância da primeira. A Formação Tombador, que foi descrita na primeira década do século passado, está depositada sobre um embasamento constituído por ortognaisses TTG (tonalito-trondjhemito-granodiorito), rochas metavulcânicas ácidas, granodioritos e monzonitos porfiroclásticos. Na serra do Tombador propriamente dita, ao longo da rodovia BR-324, pode ser observada a discordância (não-conformidade) entre este embasamento e as rochas da Formação Tombador. Eles consistem em arenitos com granulometria bimodal e estratificação cruzada de grande porte. Na parte intermediária da formação, os conjuntos de estratificação cruzada, que possuem níveis com marcas de pingos de chuva, estão truncados por superfícies materializadas por camadas delgadas de arenito com estratificação plano-paralela. Essas superfícies são interpretadas como produto de subidas descontínuas do lençol de água subterrânea. As litologias e estruturas sedimentares da Formação Tombador a caracterizam como um paleo-deserto perfeitamente preservado. Devido a uma elevação do seu nível, o mar transgrediu sobre a Formação Tombador, depositando sobre ela argilitos e siltitos da Formação Caboclo, em um ambiente de planície de maré. Os arenitos bimodais da Formação Tombador são explorados como lajes para o revestimento de pisos.

Tombador Range, Chapada Diamantina, State of Bahia - Record of a Proterozoic desert

The Tombador range that is part of the Chapada Diamantina eastern escarpment, is formed by clastic sedimentary rocks of the Tombador Formation that is older than one billion years. These rocks are composed by conglomerates and sandstones of eolian, fluvial and deltaic facies, with predominance of the first one. The Tombador Formation, described in the first decade of the present century is deposited on a basement composed by TTG (tonalite-trondjhemite-granodiorite) orthogneisses, acid meta-volcanic rocks, granodiorites and porphyroclastic monzonites. In the Tombador range itself, this unconformity (non-conformity) between this basement and the sedimentary rocks of the Tombador Formation may be observed. They consist of sandstones with bimodal granulometry and large scale cross bedding. In the middle part of the formation, the cross bedding co-sets that have levels with rain pits are bounded by surfaces with thin beds of horizontally bedded sandstones. These surfaces are interpreted as result of discontinuous elevations of the water table. The lithologies and structures of the Tombador Formation characterize it as a perfectly preserved paleo-desert. Owing to an elevation of its level, the sea transgressed on the Tombador Formation, depositing upon it argillites and siltstones of the Caboclo Formation in a tidal flat environment. The bimodal sandstones of the Tombador Formation are exploited as slabs for floor revestment.

INTRODUÇÃO

A serra do Tombador é uma escarpa com mais de 75km de extensão, onde aflora a formação homônima de idade mesoproterozóica, no centro do Estado da Bahia. Ela forma parte da borda oriental da região denominada Chapada Diamantina (Figura 1B), possuindo direção geral NNE-SSW. A serra do Tombador, em seu desenvolvimento norte-sul, toma diversos nomes locais, como Tombador do Araújo, serra das Palmeiras e serra da Gameleira,. O seu trecho principal é limitado pelas rodovias BR-324 e BA-052, que cruzam as serras do Tombador e da Gameleira. Para norte e para sul, suas altitudes decrescem, passando ela a ser recoberta a norte por rochas sedimentares do Neoproterozóico. Os seus aspectos estratigráficos, sedimentológicos, tectônicos e geomorfológicos têm sido objeto de pesquisa desde o início deste século. Na serra do Tombador, podem ser estudados com vantagem os processos de sedimentação ocorridos há mais de um bilhão de anos antes do presente, e a evolução tectônica e geomorfológica dessas rochas ao longo do tempo geológico.

LOCALIZAÇÃO

A serra do Tombador cruza diagonalmente o meridiano 40^0 45' W e está limitada a norte e sul pelos paralelos 11^0 00' e 12^0 00' (Figura 1A). Esta situação a coloca aproximadamente paralela à serra de Jacobina, da qual é separada por um amplo vale.

HISTÓRICO

As notas de viagem do Sr. J.A . Allen, ornitólogo da Expedição Thayer, referem-se a sua travessia desde a localidade de Xique-Xique, à margem do rio São Francisco, até a cidade da Bahia (Salvador), aproximadamente no ano de 1868. Nestas notas, ele comenta sua passagem pelo Tabuleiro de Jacobina, região mais elevada onde atualmente está situada a localidade de Laje do Batata (Figura 1A). Deste tabuleiro se desce em direção a leste, "através de um desfiladeiro estreito e escabroso chamado o Tombador".

Na primeira década deste século, a região foi percorrida por John Casper Branner, geólogo americano do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, que levantou diversos perfís ao longo das estradas que atravessam a serra. Ele descreveu o embasamento que a separa da serra de Jacobina, como composto por "*granitos, gnaisses, xistos e eruptivas antigas...os morros formados por essas rochas mais velhas são baixos e arredondados*". As rochas que sustentam a serra, que ele denominou de Série Tombador, foram descritas como "*arenitos e quartzitos, sem folhelhos intercalados... com uma espessura de cerca de 100 metros...as rochas são brandas e muito diaclasadas, sendo sua cor rósea, amarelada, avermelhada e cinza.... Ao longo da face das escarpas, como se vê da velha trilha, a uns 2km a norte da trilha atual, as falsas camadas tem alturas, muitas vezes, de 3 a 4metros...*". *Na direção oeste ou noroeste, descendo a encosta da cordilheira, passa-se dos arenitos Tombador, para uma série da camadas esbranquiçadas com sílex, que o autor chamou de Jacuípe flints....São bem desenvolvidas na parte da cordilheira localmente conhecida como Serra da Gameleira... Imediatamente acima dos Jacuípe flints e repousando sobre eles, de maneira conforme, há uma série de folhelhos aos quais foi dado o nome de folhelhos Caboclo..."* (Branner, 1910). As descrições de Branner são perfeitas: levando-se em conta os estudos posteriores e a evolução dos conhecimentos, que determinaram a constituição do embasamento como ortognaisses TTG (tonalito-trondjhemito-granodiorito), rochas metavulcânicas ácidas, granodioritos e monzonitos porfiroclásticos (Sampaio et al., 1995), e as falsas camadas como estratificações cruzadas de grande porte, não há o que acrescentar. O trabalho de Branner é ilustrado por desenhos de sua autoria, um dos quais é reproduzido na Figura 1D.

Durante a execução do Projeto Bahia (Pedreira *et al.*, 1975), as formações Tombador e Caboclo, tiveram suas denominações originais restabelecidas. Na serra do Tombador, onde não afloram os "Jacuipe flints", a passagem da Formação Tombador para a Formação Caboclo, foi determinada como transicional.

Em 1987 foi instalado conjuntamente pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), na cidade de Morro do Chapéu (Figura 1A), o Centro Integrado de Estudos Geológicos. Este centro tem como objetivo ministrar treinamento aos técnicos dessas instituições, e a execução e apoio a estudos relativos às rochas sedimentares aflorantes na região. Um desses estudos foi o levantamento de perfis ao longo das estradas que cortam a escarpa da serra (serras da Gameleira e das Palmeiras, riacho Angelim, Gogó da Gata e serra do Tombador), para a análise faciológica da Formação Tombador. O painel com a correlação entre as diversas seções é mostrado na Figura 2. Neste painel é notável o predomínio das fácies eólidas na Formação Tombador.

Finalmente, sob o ponto de vista de estratigrafia de seqüências, a Formação Tombador

Figura 1-A) Mapa de localização da serra do Tombador. O encarte mostra a situação da região no Brasil; **B)** Escarpa do Tombador vista da serra das Palmeiras, visando sul; **C)** Morro do Cruzeiro visto da serra do Tombador, visando norte; **D)** Serra do Tombador, vista da Fazenda Santa Cruz (esboço de J.C. Branner). À direita, está o morro do Cruzeiro, onde a Formação Tombador aflora separada da escarpa principal (Figura 1C).

Figure 1-A *- Location of the Tombador range. Inset shows the situation of the region in Brazil;* **B)** *Tombador escarpment seen from Palmeiras range, looking south;* ***C)*** *Cruzeiro hill seen from Tombador range, looking north;* ***D)*** *- Tombador range seen from Santa Cruz ranch (sketch by J.C. Branner). At the right hand side, is the Cruzeiro hill, where the Tombador Formation crops out separated from the main escarpment (Figure 1C).*

representa um trato de sistemas de mar baixo. O seu contato com a Formação Caboclo na serra do Tombador, é uma superfície transgressiva e essa formação constitui um conjunto de parasseqüências pertencente a um trato de sistemas de mar alto.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Desde a cidade de Jacobina, se pode vislumbrar ao longe (a oeste), a serra do Tombador. Seguindo pela rodovia BR-324 em direção à localidade de Laje do Batata, cerca de 18km a oeste de Jacobina, é possível observar a discordância angular (não-conformidade), entre o embasamento cristalino e a Formação Tombador. Na Figura 3A, esta discordância está abaixo das camadas diaclasadas verticalmente, que continuam à direita da árvore. O morro mais claro é formado por rochas intemperizadas do embasamento.

Esta discordância pode ser observada com mais detalhe cerca de dois quilômetros mais a oeste (Figura 3B). Aí ela é marcada por um nível de conglomerado, 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.

Os arenitos sobrepostos à 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 grãos menores.

Existem quatro níveis desses arenitos, separados por superfícies suborizontais. O inferior termina de encontro à rodovia, enquanto o superior está no canto direito da Figura 3C. As camadas que separam esses níveis têm estratificação horizontal e são interpretadas como superfícies de truncamento, formadas pela

Figura 2 - Correlação entre as litofácies da Formação Tombador analisadas nos perfis das serras da Gameleira e das Palmeiras, riacho Angelim, Gogó da Gata e serra do Tombador.
Figure 2 *- Correlation among the profiles of Tombador Formation analysed in the profiles of Gameleira and Palmeiras ranges, Angelim creek, Gogó da Gata and Tombador range.*

Figura 3 –A) Discordância (não-conformidade) entre os arenitos da Formação Tombador e o embasamento cristalino. Rodovia BR-324, cerca de 18km a oeste de Jacobina; **B)**Detalhe da discordância entre a Formação Tombador e o embasamento cristalino (acima do automóvel), 20km oeste da cidade de Jacobina; **C)** Superfícies de truncamento, formadas pela elevação do nível do lençol de água subterrânea, que separam conjuntos de estratificação cruzada de grande porte; **D)** Estratificação cruzada de grande porte em arenitos eólicos da Formação Tombador. O círculo assinala um martelo como escala; **E)** Pingos de chuva preservados na parte inferior do afloramento mostrado na foto 6; **F)** Argilitos e siltitos interacamados da Formação Caboclo no povoado de Meio, topo da serra do Tombador; **G)**Extração de lajes de arenito na Formação Tombador, para produção do "Arenito Jacobina".
Figure 3 – A) *Unconformity (non-conformity) between the sandstones of the Tombador Formation and the crystaline basement. BR-324 road, about 18km west of Jacobina;* ***B)*** *Detail of the unconformity between the Tombador Formation and the crystaline basement (above the car), 20km west of the town of Jacobina.;* ***C)*** *Bounding surfaces formed by the elevation of the water table, separating large scale cross bedding cosets;* ***D)*** *Large scale cross bedding in eolian sandstones of the Tombador Formation. Hammer within the circle as scale;* ***E)*** *Rain pits preserved in the lower part of the outcrop shown in photo 6;* ***F)*** *Interbedded argillites and siltstones of the Caboclo Formation in the hamlet Meio, top of Tombador range;* ***G)*** *Mining of sandstone slabs in Tombador Formation for the production of the "Jacobina Sandstone".*

elevação do nível da água subterrânea (Medeiros *et al.*, 1971). 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. Na Figura 3D, as camadas superiores possuem mergulho fraco para leste; as inferiores, onde está o martelo, mergulham um pouco mais fortemente para oeste.

Na parte inferior do afloramento mostrado na foto 6, existem alguns níveis com grande número de pequenos orifícios circulares (Figura 3E). Essas marcas são interpretadas como pingos de chuva e, de acordo com Mc Kee (1979), são feições diagnosticas de depósitos de dunas.

No topo da serra do Tombador, a estratificação dos arenitos é plano-paralela (horizontal), devido à invasão marinha que depositou a Formação Caboclo. As ondas retrabalharam as areias inconsolidadas, transformando os estratos cruzados em horizontais. A Formação Caboclo consiste em uma alternância de argilitos e siltitos (Figura 3F). Nessas rochas foram encontradas estruturas contracionais, de modo que elas são interpretadas como depósitos de planície de maré, o que corresponde a uma subida do nível do mar, o qual transgrediu sobre a Formação Tombador.

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 a 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.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A granulometria bimodal dos arenitos da Formação Tombador, facilita a extração de lajes para revestimento. Isto tem sido feito de forma intensiva, como mostra a Figura 3G, sem que exista uma ação de acompanhamento e fiscalização por entidades governamentais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Branner, J.C.,1910. The Tombador Escarpment in the State of Bahia, Brazil. *American Journal of Science*, **30**: 335-343.

Mc Kee, E.D. 1979. Ancient Sandstones Considered to be Eolian. In: Mc Kee, E.D. (ed.) *A Study of Global Sand Seas*. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, Geological Survey Professional Paper 1052, p. 187-238.

Medeiros, R.A .; Schaller, H.; Friedman, G.M.,. 1971. *Fácies Sedimentares; Análise e Critérios para o Reconhecimento de Ambientes Deposicionais*. Rio de Janeiro, Petrobrás, CENPES, Divisão de Documentação Técnica e Patentes, 123 p.

Pedreira, A .J.; Arcanjo, J.B.; Pedrosa, C.J.; Oliveira, J.E.; Silva, B.C.E. 1975. *Projeto Bahia; Relatório Final; Geologia da Chapada Diamantina*. Salvador, DNPM/CPRM, 2v. (Relatório inédito).

Sampaio, A .R.; Santos, R.A .; Rocha, A .J.D. (orgs.), 1995. *Jacobina; Folha SC.24-Y-C; Escala 1:250.000*. Brasília, CPRM. (Mapa Geológico).

[1,2] CPRM-Serviço Geológico do Brasil
Av. Ulysses Guimarães, 2862 - 41213-000
Salvador, Bahia, Brasil

[1] apedreira@cprmba.gov.br

[2] dourado@cprmba.gov.br

SIGEP 31 - SERRA DO TOMBADOR

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO

Área = 0,339 km^2

(Imagem de fundo: Google earth, Digital Globe 2013)

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Lugarejo
- Estrada pavimentada
- Estrada sem pavimentação
- Caminho

N

Escala 1:10.000

100 0 100 m

Projeção: UTM / Datum: WGS84

VÉRTICES	LATITUDE	LONGITUDE	UTM_N	UTM_E
1	11°5'8,51''	40°40'33,8''	8774030 m	316930 m
2	11°5'3,013''	40°40'27,475''	8774200 m	317121 m
3	11°5'45,824''	40°39'55,558''	8772890 m	318097 m
4	11°5'49,056''	40°39'59,597''	8772790 m	317975 m

Área de proteção proposta por: Augusto J. Pedreira (originalmente) e modificada por Antônio José Dourado Rocha

Colaboradores: Renato Machado de Carvalho Filho, Ivanara Pereira Lopes dos Santos e Eliane Malta dos Santos

Serra do Sincorá, Chapada Diamantina, BA

Beleza paisagística e paleopláceres de diamante

SIGEP 85

Augusto J. Pedreira[1]

A serra do Sincorá é um sistema orográfico que se estende na direção aproximada norte-sul, entre os paralelos 12°15' - 13°45'S e 41°10' - 41°30'W, toma diversos nomes locais, alternando altitudes superiores a 1200m com vales estreitos e profundos, cujas escarpas e cachoeiras possuem grande beleza paisagística. As rochas que formam a serra do Sincorá, são principalmente arenitos e conglomerados da Formação Tombador, de idade mesoproterozóica. As estruturas sedimentares dessas rochas estão perfeitamente preservadas, permitindo a sua abordagem sob os pontos de vista de sistemas deposicionais e estratigrafia de seqüências. A estrutura da serra é de um anticlinório, com eixo ondulante no plano vertical. Os conglomerados da Formação Tombador são portadores de diamantes, e foram garimpados na serra do Sincorá, desde a sua descoberta em 1844. A partir de 1871, a produção declinou dramaticamente, mas na atualidade ainda existe garimpagem esporádica em pequena escala. A serra do Sincorá localiza-se quase integralmente dentro do Parque Nacional da Chapada Diamantina, estando seu extremo norte na Área de Proteção Ambiental de Iraquara-Marimbus; na região da cidade de Mucugê existe um parque municipal de proteção ambiental, na área do Projeto Sempre Viva.

Palavras-chave: Serra do Sincorá; Chapada Diamantina; rochas sedimentares; geologia estrutural; diamante; Proterozóico

Sincorá Range, Chapada Diamantina, State of Bahia – Breathtaking landscape and diamond paleoplacers

The Sincorá range is an orographic system of north-south trend bounded by the coordinates 12°15' - 13°45'S and 41°10' - 41°30'W, that take several local names, alternate heights above 1200m with narrow and deep valleys, whose escarpments and waterfalls compose breathtaking landscapes. The rocks that form the Sincorá range are mostly sandstones and conglomerates of the Tombador Formation, of Mesoproterozoic age. The sedimentary structures of these rocks are perfectly preserved, allowing its approach under the depositional systems and sequence stratigraphy viewpoints. The structure of the range is an anticlinorium whose axis undulate in the vertical plane. The Tombador Formation conglomerates are diamond bearing, and were washed since their discovery in 1844. From 1871 on, there was a dramatic decrease in the production, but presently there are still scattered washings. The Sincorá range is located totally within the Chapada Diamantina National Park and its northern end the Iraquara-Marimbus Environmental Protection Area; in the region of the town of Mucugê, there is a municipal park of environmental protection, in the area of the Sempre Viva Project.

Key words: *Sincorá range; Chapada Diamantina; sedimentary rocks; structural geology; diamond; Proterozoic*

INTRODUÇÃO

A serra do Sincorá, situada na região central do Estado da Bahia, Brasil, 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 de seções estratigráficas e estruturas sedimentares das rochas que as formam, onde tempos atrás foram explorados diamantes e carbonados.

Em 1818, os naturalistas alemães J.B. von Spix e C.F. von Martius examinaram as rochas desta serra na vila de Sincorá (atualmente Sincorá Velho), comparando-as com as rochas do Tijuco na Província de Minas Gerais, produtoras de diamantes (Spix & Martius, 1938). A descoberta de diamantes nos rios Mucugê e Combucas em 1844, atraiu para a região um grande número de exploradores e aventureiros. Assim, em 1847 o Inspetor Geral dos Terrenos Diamantinos da Província da Bahia, Benedicto Marques da Silva Acauã, dirigiu ao Governo Imperial um relatório sobre a região. A segunda parte deste relatório contém uma descrição circunstanciada da geomorfologia da serra do Sincorá e adjacências e das suas riquezas minerais, reais e potenciais (Acauã, 1847). Além dos exploradores e aventureiros, a presença dos diamantes também atraiu cientistas para a região (Moraes, 1991).

No ano de 1880, o engenheiro Theodoro Sampaio visitou a cidade de Santa Isabel do Paraguaçu (atual Mucugê), situada em plena serra do Sincorá "... no centro das lavras de diamantes da Bahia..." (Sampaio, 1955). Em visita ao garimpo da Nova Sibéria, situado no rio Paraguaçu, ele identificou as rochas como "o mesmo fácies geológico da serra do Sincorá".

As bases da estratigrafia da Chapada Diamantina foram lançadas pelo geólogo americano Orville A Derby, em sua visita à região (Lençóis, Andaraí, Chique-Chique - atual Igatu, Santa Isabel do Paraguaçu e Palmeiras), no ano de 1904. Em um relatório dirigido ao Secretário da Agricultura do Estado da Bahia ele descreveu os arenitos e conglomerados, e a estrutura da serra do Sincorá (Derby, 1905). Mais tarde, ele os nomeou de grupos Paraguaçu e Lavras, respectivamente (Derby, 1906).

Após essas primeiras descrições, a geologia da serra do Sincorá tem sido abordada sob diferentes pontos de vista: estratigrafia e geologia regional (Derby, 1905, 1906; Kegel, 1959; Mascarenhas, 1969; Pedreira *et al.*, 1975); sistemas deposicionais (Guimarães & Pedreira, 1990; Bomfim & Pedreira, 1990; Pedreira & Margalho, 1990; Pedreira, 1997); e estratigrafia de seqüências (Pedreira, 1988, 1994, 1995; Savini & Raja Gabaglia, 1997).

Recentemente, tem sido dada ênfase a estudos relacionados ao meio ambiente (CPRM, 1994; Funch, 1997).

Figura 1 - Mapa de localização da serra do Sincorá.
Figure 1 - *Location map of the Sincorá range.*

Figura 2 – Serra do Sincorá vista do alto do morro do Pai Inácio.
Figure 2 – *Sincorá range seem from the summit of Pai Inácio Hill.*

Figura 3 - Vale do Cercado, no anticlinal do Pai Inácio, a sul da rodovia BR-242.
Figure 3 - *Cercado valley in the Pai Inácio anticline, south of the BR-242 road.*

Figura 4 - Morro do Camelo ou Calumbi.
Figure 4 - *Camelo or Calumbi mountain.*

Figura 5 – Morrão.
Figure 5 *– Morrão.*

2

3

4

5

LOCALIZAÇÃO

A serra do Sincorá está localizada na região central do Estado da Bahia, na área limitada pelas coordenadas 12^0 15' - 13^0 45' S e 41^0 10' - 41^0 30'W, distante da cidade de Salvador, capital do estado, cerca de 400km (Figura 1). A região compreende partes dos municípios de Lençóis, Palmeiras, Andaraí, Mucugê e Barra da Estiva, além das vilas de Caeté Açu, Guiné, Igatu, Cascavel, Mundo Novo e Sincorá Velho, pertencentes a esses municípios. O acesso à região pode ser feito por via terrestre através da rodovia BR-242 (Salvador - Brasília) e dentro da mesma por rodovias estaduais pavimentadas que a ligam às cidades de Lençóis, Palmeiras, Andaraí, Mucugê e Barra da Estiva. Outras localidades podem ser alcançadas por estradas vicinais sem pavimentação; as estradas entre a rodovia BA-142 e a vila de Igatu são pavimentadas com lajes de pedra. O acesso por via aérea é feito por linhas regulares através do Aeroporto Cel. Horácio de Matos, situado na vila de Tanquinho.

DESCRIÇÃO

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 (Figura 1). Sua vertente ocidental é uma escarpa quase contínua, com cerca de 300m de altura e 80km de extensão e a

Figura 6 - Rio Riachinho
Figure 6 - *Riachinho river*

Figura 7 - Cachoeira de Donana
Figure 7 - *Donana waterfall*

Figura 8 - Estrada para Campo Redondo, vendo-se a parte da escarpa ocidental da serra e o vale do rio Sincorá.
Figure 8 - *Road to Campo Redondo, looking to part of the western escarpmemt of the range and the valley of the Sincorá river.*

oriental, que domina a planície do vale do Paraguaçu (400m). A escarpa oriental atinge rapidamente a altitude de 1200m, nas primeiras cristas da serra (Funch, 1997).

Geomorfologia

Falhas de grande extensão com direção norte-sul e outras menores transversais a essas, dividem-na em inúmeros blocos que tomam denominações locais como as serras da Cravada, do Sobrado, do Lapão, do Veneno, do Roncador ou Garapa, do Esbarrancado (que faz parte da sua escarpa ocidental), 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, junto à rodovia BR-242, é o morro do Pai Inácio (vide SIGEP 72, neste livro), situado no flanco ocidental do anticlinal de mesmo nome, que forma o vale do Cercado (Figuras 2 e 3).

A norte da rodovia, está o **morro do Camelo** ou Calumbi, um morro-testemunho dentro do anticlinal (Figura 4 – vide também Figura 2 do SIGEP 72), e a sul, em situação semelhante, o **Morrão** (Figura 5), cujo acesso se faz através da estrada entre a cidade de Palmeiras e a vila de Caeté Açu.

O morro do Camelo, situado cerca de 2 km a norte do morro do Pai Inácio, tem uma altura aproximada de 170 metros e uma altitude de 1.090 metros. Sua geologia e vegetação pouco diferem daquela descrita para o morro do Pai Inácio. Observado do topo do Pai Inácio, algumas pessoas associam a feição do morro a uma mulher deitada olhando para o lado oposto de quem a está observando. De um outro ponto de vista, seguindo pela BR-242, no sentido da cidade de Seabra, a elevação toma um aspecto típico de um camelo, daí advindo seu nome. Independente da posição do observador, o morro do Camelo sempre impressiona por sua imponência e beleza.

O Morrão é mais um belo testemunho da história geológica da região. Cravado no meio do Anticlinal do Pai Inácio, situa-se cerca de 10 km (em linha reta) a sul do Morro do Pai Inácio e tem uma altura, aproximada de 210 metros (1418 metros de altitude). Antes da vila de Caeté Açu, cruza-se a ponte sobre o rio Riachinho (Figura 6). Próximo a este local está a gruta do Riachinho, com desenvolvimento horizontal de 201m e 26m de altura (Laureano & Cançado, 1995).

A rede de drenagem da serra do Sincorá é constituída por afluentes do rio Paraguaçu. Este, após atravessar a serra do Sincorá (Figura 1), a deixa na localidade de Passagem de Andaraí, formando a cachoeira de Donana (Figura 7). Daí ele passa a meandrar sobre a planície calcária, em busca do oceano Atlântico, na baía de Todos os Santos.

Figura 9 - Contato entre as formações Guiné e Tombador em Comércio de Fora, a oeste da cidade de Mucugê. As rochas da primeira (siltitos e arenitos) têm relevo suave; as da última (arenitos e conglomerados), formam a escarpa.
Figure 9 - *Contact between the Guiné and Tombador formations in Comércio de Fora, west of the town of Mucugê. The rocks of the former (siltstones and sandstones) have gentle land forms; the ones of the latter (sandstones and conglomerates) form the escarpment.*

Figura 10 - Arenitos da Formação Tombador na vila de Igatu. Notar os truncamentos entre as camadas, em forma de canais.
Figure 10 - *Sandstones of the Tombador Formation in the village of Igatu. Note the trunctions between beds, with channel shapes.*

Figura 11 - Conglomerados intercalados com arenitos da Formação Tombador. Vale do rio Combucas, a norte da cidade de Mucugê.
Figure 11 - *Interbedded conglomerates and sandstones of the Tombador Formation. Valley of the Combucas river, north of the town of Mucugê.*

Figura 12 - Perfis sedimentográficos da Formação Tombador na serra do Sincorá. **A-** Rodovia BR-242, entre o morro do Pai Inácio e o topo da formação (modificado de Guimarães & Pedreira, 1990); **B-**Morro do Cruzeirão, na cidade de Mucugê; **C-** Detalhe da parte inferior do perfil B.
Figure 12 - *Graphic sedimentary logs of the Tombador Formation in the Sincorá range.* ***A-*** *BR-242 road, between the Pai Inacio mountain and the top of the formation (modified from Guimarães & Pedreira, 1990);* ***B-*** *Cruzeirão muontain in the town of Mucugê; Detail of long B lower sector.*

Figura 13 - 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.
Figure 13 - *Combucas river, north of the town of Mucugê, close to the mouth of the Mucugê river, place of the first discoveries of diamonds in thre Sincorá range.*

Figura 14 - Detalhe do conglomerado do vale do rio Combucas (Figura 11), interpretado como fluvial.
Figure 14 - *Detail of the conglomerate of rio Combucas valley (Figure 11) interpreted as fluvial.*

Figura 15 - Cachoeira do Serrano, na cidade de Lençóis.
Figure 15 - *Serrano waterfall in the town of Lençóis*

Figura 16 - Conglomerado polimítico da cachoeira do Serrano, interpretado como leque aluvial.
Figure 16 - *Polymictic conglomerate of the Serrano waterfall, interpreted as alluvial fan.*

Figura 17 - Conglomerados ao longo da estrada Andaraí – Igatu
Figure 17 - *Conglomerates along Andaraí - Igatu road*

Figura 18 - Representação esquemática dos tipos de garimpo manual (descrições no texto)
Figure 18 - *Schematic rendering of the manual garimpo types (descriptions in the text)*

Além do vale do Cercado, já mencionado, na terminação meridional da serra do Sincorá existe outro, denominado Campo Redondo. A sua entrada é mostrada na Figura 8, onde se vê a escarpa ocidental da serra e o vale do rio Sincorá.

Geologia

As rochas que afloram na serra do Sincorá pertencem essencialmente à Formação Tombador de idade mesoproterozóica; esta formação foi descrita por Branner (1910), cerca de 180km a norte desta região. Na serra do Sincorá, a Formação Tombador está depositada sobre a Formação Guiné, do Grupo Paraguaçu (Figura 9). A sua estrutura é de um grande anticlinório com eixo ondulante. As ondulações positivas estão na região central da serra, entre o morro do Pai Inácio e a vila de Guiné, e entre as cidades de Mucugê e Barra da Estiva. Nesses locais afloram as rochas da Formação Guiné, sotoposta à Formação Tombador.

O contato entre essas formações, a primeira de ambiente marinho (Pedreira, 1995), e a segunda de ambiente continental, é interpretado como um limite de seqüência do tipo 1 (Pedreira, 1994).

Os arenitos e conglomerados da Formação Tombador são mostrados nas Figuras 10 e 11. O estudo das litologias da Formação Tombador e suas estruturas sedimentares associadas, permitiu a determinação dos seus ambientes de sedimentação, como mostram os perfis sedimentográficos da Figura 12.

Diamantes

No ano de 1844, foram descobertos diamantes na serra do Sincorá, na região de Mucugê (Figuras 1 e 13). A partir dessa região toda a serra foi explorada, garimpando-se diamantes desde o rio Sincorá, a sul (Figuras 1 e 8), até a região de Afrânio Peixoto a norte (Figura 1).

Os diamantes eram garimpados no cascalho produzido pela decomposição de conglomerados oligomíticos, como o da Figura 14, ou polimíticos, como os da cachoeira do Serrano (Figura 15), mostrados em detalhe na Figura 16.

A garimpagem também foi intensa nas regiões de Andaraí e Igatu. A Figura 17 mostra os conglomerados na estrada entre essas duas localidades. O rejeito dos antigos garimpos ainda pode ser visto ao longo desta estrada.

Após uma fase áurea de aproximadamente 25 anos, a garimpagem de diamantes entrou em declínio a partir de 1871 (CPRM, 1994). As tentativas iniciais de mecanizar os garimpos foram feitas na primeira metade do século XX (Catharino, 1986). Na década de 80 o garimpo mecanizado foi re-introduzido na serra do Sincorá, instalado 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 (Funch, 1997). Devido ao número ilimitado de situações geológicas e topográficas da serra, existem os seguintes tipos de garimpo manual, mencionados por este autor, cada qual com suas peculiaridades: cascalhão (barrancos altos com cascalho e areia), barranco (barranco alto de barro sobre uma fina camada de cascalho), brejo (área baixa e úmida com pouco solo sobre o cascalho), grupiara (cascalho na serra), emburrado (área com matacões) , curriolo (garimpo no leito de um rio, com muito cascalho e pedras soltas), engrunada (garimpo subterrâneo), gruta (garimpo em túnel natural da serra), escafandro (garimpo submerso, trabalhado por mergulhadores), serviço a seco (garimpo em local sem água), lavagem (retrabalhamento do rejeito de um garimpo antigo) e faísca (pequeno garimpo feito em um dia) (Figura 18).

Esses fatos confirmam a afirmação de Derby (1905): "*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 19 - Parte das instalações do Projeto Sempre Viva.
Figure 19 - *Part of the Sempre Viva Project facility*

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O trecho da serra do Sincorá situado entre Cascavel e Mucugê e a rodovia BR-242, está incluído no Parque Nacional da Chapada Diamantina. Este parque foi criado em 17 de setembro de 1985, pelo Decreto Federal no. 91.655. Ele possui área de 1520km^2, e abrange parte do municípios de Lençóis, Andaraí, Mucugê, Palmeiras e Ibicoara (Figura 1), com exclusão das sedes municipais (CPRM, 1994). À 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 (Diretor do Departamento de Meio Ambiente da Prefeitura de Lençóis) 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 tributários, 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 19.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Acauã, B.M.S. 1847. Relatório dirigido ao Governo Imperial em 15 de abril de 1847, pelo Inspector Geral dos Terrenos Diamantinos da Província da Bahia. *Rev. Trim. do Inst. Hist. Geogr. Ethnogr. Brasil*, **9** : 227-260

Bomfim, L.F.; Pedreira, A.J. (orgs.), 1990 *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.Escala 1:100.000. Folha SD.24-V-A-V (Lençóis).* Brasília, DNPM/CPRM, 130p.

Branner, J.C. 1910. The Tombador escarpment in the State of Bahia, Brazil. *Am. Jour. Sci.* **30**: 335-343

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.

Derby, O.A. 1905. Lavras Diamantinas. *Rev. Inst. Geogr. e Hist. da Bahia*, **11** (30): 143-153

Derby, O.A. 1906. The serra do Espinhaço, Brazil. *Jour. Geology*, **14**: 374-401

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).

Guimarães, J.T.; Pedreira, A.J. (orgs.),1990 *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.Escala 1:100.000. Folha SD.24-V-A-II (Utinga).* Brasília, DNPM/CPRM, 141p.

Kegel, W. 1959. E*studos geológicos na zona central da Bahia*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 35 p. (Boletim no. 198)

Mascarenhas, J.F. 1969. Contribuição à estratigrafia da Chapada Diamantina na região entre Itaetê e Seabra. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador. *Resumo das Conferências e Comunicações* : 59-60.

Moraes, W. 1991. *Jagunços e Heróis*. 4ed. Salvador, Empresa Gráfica da Bahia/IPAC, 217 p.

Pedreira, A.J.; Margalho, R.S.F.X. 1990. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.Escala 1:100.000. Folha SD.24-V-C-II (Mucugê).* Brasília, DNPM/CPRM, 112p.

Pedreira, A.J.; Arcanjo, J.B.; Pedrosa, C.J.; Oliveira, J.E.; Silva, B.C.E. 1975. *Projeto Bahia: Geologia da Chapada Diamantina.* Salvador, DNPM/CPRM, 2 vol. (relatório inédito / unpublished report)

Pedreira, A.J. 1988. Seqüências deposicionais no Precambriano: exemplo da Chapada Diamantina oriental, Bahia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém. *Anais*, **2**: 648-659

Pedreira, A.J. 1994 . *O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro-oriental, Bahia: Sedimentologia, Estratigrafia e Tectônica.* Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.Tese de Doutoramento, 126 p.

Pedreira, A.J. 1995. Registro da sedimentação em uma margem continental no Precambriano: Formação Guiné, Chapada Diamantina, Bahia. *Revista de Geologia*, **7**: 5-15

Pedreira, A.J. 1997. Sistemas deposicionais da Chapada Diamantina Centro-Oreiental, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências,* **27**: 229-240

Sampaio, T. 1955. *O rio São Francisco e a Chapada Diamantina.* Salvador, Livraria Progresso Editora, 278p. (Coleção de Estudos Brasileiros)

Savini, R.R.; Raja Gabaglia, G.P. 1997. *Curso de Campo da Chapada Diamantina*. Salvador, Petrobras, SEREC/CEN-SUD, 15p.

Spix, J.B.von; Martius, C.F.von. 1938. *Através da Bahia; Excerptos da obra Reise in Brasilien*. 3ed. São Paulo, Companhia Editora Nacional, 342 p. (Tradução de Pirajá da Silva e Paulo Wolff)

[1] CPRM-Serviço Geológico do Brasil
Av. Ulysses Guimarães, 2862 – CAB
41213-000 Salvador, Bahia, Brasil
Tel: (0xx71)230-9977
apedreira@cprmba.gov.br

SIGEP 85 - Serra do Sincorá, Chapada Diamantina - BA
Proposta da Área de Proteção

(Imagem de fundo: Google earth, Digital Globe 2012)

Área = 2.799,52 km²

Área de proteção proposta por: Augusto J. Pedreira

Colaborador: Renato Machado de Carvalho Filho

VÉRTICES	LATITUDE	LONGITUDE	UTM - N	UTM - E
1	-12°20'14,039613"	-41°22'53,718832"	8635000	241000
2	-12°33'47,354216"	-41°22'44,585462"	8610000	241500
3	-12°37'18,923581"	-41°22'29,975699"	8603500	242000
4	-12°42'44,867039"	-41°21'16,786876"	8593500	244300
5	-12°42'55,123866"	-41°20'20,552151"	8593200	246000
6	-12°49'06,518518"	-41°19'17,670979"	8581800	248000
7	-12°53'12,788220"	-41°14'54,665576"	8574300	256000
8	-13°08'30,348822"	-41°08'11,331931"	8546200	268400
9	-13°16'13,275676"	-41°06'15,791678"	8532000	272000
10	-13°25'58,827836"	-41°06'20,867740"	8514000	272000
11	-13°29'12,313902"	-41°09'42,017105"	8508000	266000
12	-13°36'18,018276"	-41°04'13,268230"	8495000	276000
13	-13°37'28,749159"	-41°05'53,672753"	8492800	273000
14	-13°37'40,799258"	-41°07'46,873116"	8492400	269600
15	-13°36'47,196712"	-41°10'45,997591"	8494000	264200
16	-13°30'08,533406"	-41°14'08,473203"	8506200	258000
17	-13°12'50,824888"	-41°20'10,787013"	8538000	246800
18	-13°05'39,162664"	-41°24'18,900025"	8551200	239200
19	-13°03'28,816873"	-41°24'44,179507"	8555200	238400
20	-12°49'39,620737"	-41°30'04,363107"	8580600	228500
21	-12°42'22,616576"	-41°32'05,959781"	8594000	224700
22	-12°32'04,625204"	-41°32'06,496283"	8613000	224500
23	-12°29'53,751494"	-41°33'27,974227"	8617000	222000
24	-12°29'38,272558"	-41°32'05,067319"	8617500	224500
25	-12°30'33,872695"	-41°31'32,505397"	8615800	225500
26	-12°28'18,046553"	-41°30'08,437320"	8620000	228000
27	-12°16'55,042955"	-41°30'01,931463"	8641000	228000
28	-12°16'56,835879"	-41°26'43,487648"	8641000	234000
29	-12°17'30,535475"	-41°24'31,483096"	8640000	238000

N

Escala 1:500.000

10.000 5.000 0 10.000 m

Projeção: UTM /Datum: SAD69

Morraria do Puga, MS

Típica associação neoproterozóica de glaciação e sedimentação carbonática

SIGEP 37

Paulo César Boggiani[1]
Armando Márcio Coimbra[2]

Duas unidades pré-cambrianas são identificadas como glaciogênicas, no Estado de Mato Grosso do Sul. São elas a Fomação Puga e o Grupo Jacadigo, aflorantes na região de Corumbá. A Formação Puga, descrita neste capítulo, é constituída por diamictitos arenosos com seixos de quartzito, alguns estriados, e abundantes clastos de rochas carbonáticas e ocorre subjacente às unidades carbonáticas do Grupo Corumbá (Neoproterozóico III). Neste contexto, esta unidade representa a típica associação entre rochas carbonáticas e depósitos glaciogênicos, observada em demais regiões do globo terrestre, a qual tem sido relacionada à formação e fragmentação de supercontinentes ocorrida ao final do Neoproterozóico.

Morraria do Puga (Puga Formation) - Typical association of neoproterozoic glaciation and carbonatic sedimentation

In Mato Grosso do Sul, there are two Pre-Cambrian glaciogenic units: the Puga Formation and the Jacadigo Group. The Puga Formation, described in this text, comprises sand-diamictite with clasts of quartzite, some striated, and many carbonatic clasts. This unit is overlain by carbonates of the Corumbá Group (Neoproterozoic III), in which can be found the Vendian metazoan fossils Corumbella and Cloudina. In this context, the Puga formation represents the typical carbonatic and glaciogenic association observed in the other regions associated with rift-to-drift basins derived from the rifting of the Rodinia supercontinent, which occurred at the end of the Neoproterozoic.

INTRODUÇÃO

Ao longo da Faixa de Dobramentos Paraguai, especificamente no Estado de Mato Grosso do Sul, ocorrem duas unidades neoproterozóicas interpretadas como de origem glácio-marinha: a Formação Puga e o Grupo Jacadigo, ambas com afloramentos na região de Corumbá, às margens do Rio Paraguai, próximas à fronteira com a Bolívia.

Estas duas unidades foram propostas para compor a lista de Sítios Geológicos a serem transformados em Patrimônio da Humanidade em função da importância do registro geológico que representam. Neste capítulo, apresenta-se a Formação Puga e considerações sobre a típica associação de depósitos glaciogênicos pré-cambrianos com sedimentação carbonática e a relação entre glaciação e formação e fragmentação de supercontinentes. O Grupo Jacadigo, que apresenta formações ferríferas e manganesíferas, é tratado em capítulo a parte que diz respeito ao Maciço do Urucum.

A Formação Puga apresenta afloramento nas Morrarias do Puga, situada na região próxima a Porto Esperança, onde se observa boas exposições dos arenitos e lamitos arenosos com seixos isolados, alguns estriados. Nesta unidade estão também inseridos os diamictitos que afloram no Planalto da Bodoquena, em núcleos de anticlinais, subjacentes às rochas carbonáticas do Grupo Corumbá.

O Grupo Jacadigo apresenta depósitos ferríferos e manganesíferos que sustentam maciços elevados com até 1.000 m de altitude, os quais se destacam da planície pantaneira em um belo conjunto de serras e morros tabulares denominados Maciço do Urucum.

O registro sedimentar neoproterozóico é mundialmente caracterizado pela marcante associação entre rochas carbonáticas e depósitos glaciogênicos, onde carbonatos são observados tanto abaixo como acima de sedimentos glaciais, podendo também ocorrer intercalados (Fairchild,1993). No caso das formações Puga e Santa Cruz (Grupo Jacadigo), estas se encontram subjacentes ao Grupo Corumbá e a primeira apresenta abundantes clastos de rochas carbonáticas, cuja unidade estratigráfica, que teria sido a fonte, é ainda desconhecida.

A maioria dos modelos de sedimentação carbonática está relacionada a climas quentes, de tal forma que a associação destes sedimentos com eventos glaciais sempre foi controvertida (Deynoux & Trompette,1976; Walter & Bould,1983). Tal fato conduziu ao questionamento da origem glacial da maioria destes depósitos, os quais passaram a ser interpretados, por alguns autores (Schermerhorn,1974; Hambrey & Harland,1985), em contexto de sedimentação de tectônica ativa, associados a fluxos gravitacionais de sedimentos em bacias do tipo *rift*.

Dados paleomagnéticos têm revelado a possibilidade da ocorrência de fenômenos glaciais até baixas latitudes ao final do Neoproterozóico (Embleton & Williams,1986; Chumakov & Elston,1989; Schmidt *et al.,*1991; Crowley & Braun,1993; Meert & Van Der Voo,1994). A descoberta de esteiras algáceas em lagos glaciais atuais na Antártica (Walter & Bould, 1983) demonstrou a possibilidade de sedimentação carbonática em ambiente glacial, dada a excepcional abundância de estromatólitos no Neoproterozóico. Por outro lado, a idéia da existência de uma calota de gelo tropical tem sido rebatida pela possibilidade dos depósitos glaciais situados nesta possível posição latitudinal representarem sedimentos glaciais de altitude (Eyles, 1993).

Os diamictitos neoproterozóicos apresentam grande quantidade de clastos carbonáticos, sendo esta também uma característica dos conglomerados das formações Puga e Urucum (base do Grupo Jacadigo), expostos na borda sudeste do Cráton Amazônico, e também do Grupo Macaúbas e Formação Jequitaí, em Minas Gerais (Karfunkel & Hoppe,1988).

Fairchild (1993) conclui, portanto, que os sedimentos carbonáticos intercalados a depósitos glaciais seriam detríticos, produto de retrabalhamento de depósitos carbonáticos mais antigos, não podendo ser relacionados à sedimentação carbonática autóctone, contemporânea à glaciação.

GLACIAÇÃO E SUPERCONTINENTES

Para entender a evolução sedimentar das unidades sedimentares neoproterozóicas do Estado de Mato Grosso do Sul, remonta-se aos primórdios do Neoproterozóico, por volta de 1 Ga atrás, quando provavelmente todas as massas continentais estiveram reunidas em um só supercontinente.

A suposição da existência de um supercontinente pré-Pangea foi interpretada com base em dados paleomagnéticos (McWilliams, 1981 *apud* Murphy & Nance, 1991; Piper, 1982). Posteriormente, esta hipótese foi corroborada por estudos estratigráficos (Bond *et al.,* 1984; Hoffman, 1991; Il'in, 1991; Dalziel *et al.,* 1992, 1994, 1995; Aitken, 1989, 1991a, 1991b;

Moores, 1991; Young, 1995), paleontológicos (Donovan,1987; McMenamin & McMenamin,1990) e embasada em maior número de dados paleomagnéticos (Powell *et al.,*1993; Torsvik *et al.,*1996).

As informações obtidas conduziram, por fim, à interpretação de que, durante o Neoproterozóico, as massas continentais estiveram reunidas por duas vezes, uma no início e outra ao final, próximo da transição com o Fanerozóico (Murphy & Nance,1991; Dalziel *et al.*,1994).

Dalziel (1997), em síntese recente sobre esse assunto, empregou a denominação *Rodinia*, definida por McMenamin & McMenamin (1990), para o supercontinente que teria existido no início do Neoproterozóico e *Pannotia*, nome sugerido por Powell (1995), para o que teria existido de forma relativamente efêmera ao final do Neoproterozóico.

Segundo Hoffman (1991), as separações e colisões continentais teriam sido relativamente rápidas, provocando abruptas modificações na configuração dos continentes.

Dados paleomagnéticos evidenciam que os processos *rift-to-drift* do Rodínia teriam sido os mais rápidos já registrados na história geológica, com velocidades superiores a 20 cm/ano (Torvisk *et al.,*1996). Estes dados indicam também que o supercontinente Rodínia permaneceu ao redor do cinturão equatorial, ou próximo deste, antes do início da glaciação sturtiana (Torvisk *et al.,*1996).

A localização do supercontinente em zona equatorial, sob clima quente e úmido, propiciou o intemperismo. As reações químicas envolvidas neste processo teriam promovido retirada de gás carbônico da atmosfera (Nance *et al.,*1986) e diminuição do "efeito estufa" de aprisionamento da radiação solar. Conseqüentemente, a temperatura da Terra abaixou e as calotas de gelo avançaram até baixas latitudes (Young,1995).

Powell *et al.* (1993) e Young (1995) haviam notado que os dois marcantes eventos glaciais neoproterozóicos - o Sturtian/Rapitan (750-700 Ma) e o Marinoan/Varanger (625-580 Ma) - apresentam registros preservados em *rifts* intracontinentais. Estes registros são diferentes em cada lado da Laurentia, núcleo cratônico ancestral do continente norte americano.

No lado oeste, ao longo da Cordilheira Norte Americana (Montanhas Mackenzie, noroeste canadense), o registro sturtiano é abundante e o varangeriano restrito, enquanto que do lado leste ocorre o oposto, ou seja, o registro glacial varangeriano é mais abundante do que o sturtiano.

Com base nas informações geológicas disponíveis, Hoffman (1991) e Powell *et al.* (1993) demonstraram que, no rifteamento do Rodínia, o lado oeste da Laurentia teria se separado primeiro, por volta de 780 Ma atrás, enquanto que o lado leste teria se fragmentado há 600 Ma. Com vistas a estes dados, Young (1995) relacionou a glaciação Sturtian à presença do supercontinente mais antigo e a Varanger ao mais novo (Figura 1, Young, 1995), respectivamente Rodínia e Pannotia.

O supercontinente Rodínia teve origem relacionada à Orogênese Grenviliana. Dalziel (1992, 1994) propôs continuidade entre a Província Grenville, do leste da Laurentia, e a Faixa de Dobramentos Sunsas, do Sudoeste do Cráton Amazônico. Desta forma, o Promontório da Laurentia (Labrador-Groelândia) encontrava-se colado ao embaiamento de Arica (Chile), e o noroeste das Ilhas Britânicas à margem pré-andina do Peru.

O modelo apresentado por Dalziel (1992, 1994) foi parcialmente comprovado posteriormente por Sadowski & Bettencourt (1996). Bettencourt *et al.* (1996), com base na comparação entre dados paleomagnéticos e geocronológicos de rochas magmáticas de Rondônia (sudoeste do Cráton Amazônico), da Província Grenville (América do Norte) e do complexo Imataca (Venezuela), concluíram que, entre 1,15 a 0,91 Ga (final do Mesoproterozóico), estas regiões estiveram unidas.

A Glaciação Varanger, que teria ocorrido entre 625 e 580 Ma, encontra-se associada à formação do segundo supercontinente, o Pannotia (do grego *pan*= todos e *notios*= ao sul), quando toda massa continental encontrava-se no Hemisfério Sul, à qual provavelmente estaria associada a sedimentação da Formação Puga precedente à abertura da Bacia Corumbá em contexto *rift-drift,* onde teriam se depositado os carbonatos do Grupo Corumbá.

LOCALIZAÇÃO

A Formação Puga tem como seção-tipo os afloramentos da Morraria do Puga (19º 37' 20" Latitude Sul, 57º 31' 40" Longitude Oeste) na margem direita do Rio Paraguai, seis quilômetros a sudoeste de Porto Esperança, onde foi descrita pela primeira vez por Maciel (1959).

Figura 1 - Distribuição dos continente durante a glaciação sturtiana (A) e a varangeniana (B), modificada de Young (1995).
Figure 1 - *Continental distribution during the Sturtian (A) and Varanger (B) glaciations, modified by Young (1995).*

No Planalto da Bodoquena, ocorrem diamictitos arenosos em núcleos de anticlinais, identificados como Formação Puga por Almeida (1965) pelo fato de serem litologicamente semelhantes e posicionados na mesma situação estratigráfica.

HISTÓRICO

Maciel (1959) foi o primeiro a descrever a Formação Puga, já com a interpretação de origem glacial, quando realizava estudos para exploração de mármore naquelas morrarias. Este autor a descreveu como constituída por tilitos na base, recobertos por siltitos, margas, mármores e dolomitos marmorizados, seguidos, sem descontinuidade, pelos dolomitos típicos da Formação Bocaina (Grupo Corumbá). Almeida (1965), ao observar a mesma localidade, considerou como Formação Puga apenas os sedimentos conglomeráticos, e posicionou os dolomitos, siltitos e margas na Fomação Cerradinho (Grupo Corumbá), colocando a possibilidade de contato gradativo entre as duas unidades.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O sítio é constituído pelas morrarias do Puga e do Conselho, situadas a sudoeste de Porto Esperança, na margem direita do Rio Paraguai, por serem consideradas as áreas de ocorrência da seção-tipo da Formação Puga. Por situarem-se em plena Planície do Pantanal, encontram-se sujeitas a inundações, sendo a melhor época para visitação dos afloramentos os meses de novembro e dezembro, quando as águas encontram-se em seus níveis mais baixos, possibilitando a observação de excelentes exposições.

Em afloramento situado no Morro do Conselho, localizado ao sul do Morro do Puga, foram observados clastos de quartzito isolados em arenitos com deformação das lâminas subjacentes ao clasto (Figura 2), o que evidencia possível processo de desprendimento de seixo a partir de blocos de gelo flutuantes.

Uma característica marcante é a presença de contato brusco de dolomitos da Formação Bocaina sobre os conglomerados da Formação Puga. Esta relação pode ser bem visualizada nos núcleos dos anticlinais presentes no Planalto da Bodoquena. Neste Planalto, na estrada que liga Bodoquena à Morraria, a oeste da cidade de Miranda, foi identificada extensa superfície erosiva sobre o embasamento gnaíssico-granítico denominada Superfície de Aplainamento Pedra Branca (Boggiani & Coimbra,1998). Sobre esta superfície, ocorre corpo contínuo de estromatólitos pseudocolunares (Formação Bocaina), com 10 a 15m de espessura e área de 10km x 20km.

Figura 2 – Seixo de quartzito isolado em arenitos da Formação Puga
Figure 2 – *Quartzite pebble isolated in the sandstones of the Puga Formation*

Diante do fato do Grupo Corumbá se encontrar em grande parte posicionado diretamente sobre o embasamento, sem a presença da Formação Puga, a qual se encontra em corpos isolados subjacente aos carbonatos, em núcleos de anticlinais, conduz à interpretação de que esta unidade teria se depositado em bacias do tipo *graben,* o que corrobora sua origem associada à formação e fragmentação de supercontinente.

Inúmeras ocorrências de diamictitos ao longo da Faixa Paraguai possuem denominações diversas como Formação Marzagão, Grupo Jangada e algumas foram incluídas no Grupo Cuiabá. Ao norte de Corumbá, na Província Serrana (Estado de Mato Grosso), paraconglomerados foram definidos como Grupo Jangada por Almeida (1964b), que identificou nesta unidade dois avanços de geleiras continentais com desenvolvimento de depósitos glácio-marinhos. Almeida (1965) subdividiu o Grupo Jangada nas formações Acorizal, Engenho, Bauxi e Marzagão, sendo esta última correlacionada à Formação Puga de Maciel (1959). O termo Jangada foi empregado por Rocha-Campos & Hasui (1981), apesar de Vieira (1965) ter estendido anteriormente a denominação Puga a estas exposições da Província Serrana. Del Arco *et al.* (1982) e Barros *et al.* (1982) redefiniram como Formação Moenda os mesmos litotipos que Almeida (1965) havia nomeado como Formação Marzagão.

Na Província Serrana, Almeida (1964a) descreveu os depósitos glaciogênicos, cujas melhores exposições se encontram no Vale do Ribeirão Chiqueiro Grande e no vale do Córrego Vermelho na estrada de Jangada a Barra dos Bugres, como rocha homogênea, de cor cinza escura ou cinza esverdeada que se torna avermelhada pelo intemperismo, com seixos multifacetados e com estrias diversamente orientadas imersos em matriz síltico-argilosa. Para estes depósitos, interpretou origem flúvio-glacial e também glácio-marinha, relacionada às geleiras continentais. Por outro lado, Vieira (1965) interpretou estes depósitos como marinhos associados a correntes de turbidez.

Almeida (1984) sugeriu o abandono do termo estratigráfico Jangada e a incorporação dos sedimentos, anteriormente assim definidos, como Formação Puga. Neste trabalho, manteve a individualização da Formação Bauxi (arenitos, siltitos, folhelhos, arcóseos, grauvacas e delgadas lentes de conglomerados) os quais Alvarenga & Saes (1992) consideraram como variação faciológica lateral da Formação Puga.

Alvarenga (1990) e Alvarenga & Trompette (1992) consideraram os sedimentos glaciogênicos da Formação Puga como relacionados à ultima glaciação do Proterozóico Superior, no início do Vendiano. Desta forma, os sedimentos da Formação Puga seriam relacionados à glaciação Varanger (~610-590 Ma).

Neste complexo contexto estratigráfico, cuja individualização é dificultada pela falta de dados geocronológicos, a Formação Puga, na morraria homônima, pode vir a ser uma área chave para correlação com as demais unidades conglomeráticas da Faixa Paraguai e respectiva cobertura cratônica, sobre as quais merece uma revisão estratigráfica pormenorizada, sob a luz das novas interpretações disponíveis sobre as glaciações neoproterozóicas.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Os afloramentos da Formação Puga encontram-se preservados e em área de difícil acesso, viável apenas por barco ou por estrada de terra nos períodos de seca. Encontram-se em plena Planície do Pantanal e não existe ali nenhum tipo de unidade de conservação ou outro tipo de medida de proteção do sítio.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aitken, J. D. 1989. Uppermost proterozoic formations in central Mackenzie Mountains, Northwest Territories. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 368, 26 p.

Aitken, J. D. 1991a. The Ice Brook Formation and post-Rapitian, Late Proterozoic glaciation, Mackenzie Mountains, Northwest Territories. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 404:1- 43.

Aitken, J. D. 1991b. Two late Proterozoic glaciations, Mackenzie Mountains, nortwestern Canada. *Geology*, 19: 445-448.

Almeida, F. F. M. 1964a. Geologia do centro-oeste mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, 215:1-137.

Almeida, F. F. M. 1964b. Glaciação Eocambriana em Mato Grosso. *Notas Preliminares e Estudos. Divisão de Geologia e Mineralogia*,DNPM, 117:1-11.

Almeida, F. F. M. 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, 219:1-96.

Almeida, F. F. M. 1984. Província Tocantins, setor Sudoeste. In: Almeida, F. F. M.; Hasui,Y.(coord.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher, p. 265-281.

Alvarenga, C.J.S. 1990. Phénomènes sédimentaires, structuraux et circulation de fluides développés à la transition chaîne-craton. Exemple de chaîne Paraguai d'âge protérozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil. Thèse doct. Univ. Aix-Marseille III, France, 177 p.

Alvarenga, C. J. S.; Saes, G. S. 1992. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozoico Médio e Superior da região sudeste do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências,* 22(4): 493-499.

Alvarenga, C. J. S.; Trompette, R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the later Proterozoic of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 92:85-105.

Barros, A. M.; Silva, R. H.; Cardoso, O. R. F. A.; Freire, F. A.; Assis Jr.; Rivetti, M.; Daniel, S. L.; Palmeira, R. C. B.; Tassinari, C. C. G. 1982. Folha SD 21 - Cuiabá. 1-Geologia. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v. 26, p.25-192.

Bettencourt, J. S.; Onstott, T. C.; De Jesus, T.; Teixeira, W. 1996. Tectonic Interpretation of $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages on country rocks from the Central sector of the Río Negro-Jurueba Province, Southwest Amazoninan Craton. *International Geology Review,* 38: 42-56.

Boggiani, P. C.; Coimbra, A. M. 1998. Significado paleogeográfico da Superfície Pedra Branca na evolução da Bacia Corumbá (Neoproterozóico IIII). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, 1998. *Anais*...pg. 45

Bond, G. C.; Nickeson, P. A.; Kominz, M. A. 1984. Breakup of a supercontinente between 625 Ma and 555 Ma: evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 70:325-345.

Chumakov, N. M.; Elston, P. P. 1989. The paradox of Late Proterozoic glaciations at low latitudes. *Episodes*, 12:115-120.

Crowley, T. J.; Braun, S. K. 1993. Effect of decreased solar luminosity on Late Precambrian ice extent. *Journal of Geophysical Research*, 98: 16723-16732.

Dalziel, I. W. D. 1992. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. GSA Today, 2(11):273-241.

Dalziel,I.W.D. 1995. Earth before Pangea. *Scientific American, 272*:58-63.

Dalziel, I. W. D. 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of American Bulletin*, 109(1): 16-42.

Dalziel, I. W. D.; Dalla Salda, L. H.; Gahagan, L. M. 1994. Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachina-Andean mountain system. *Geological Society of American Bulletin*, 106:243-252.

Del'Arco, J. O.; SILVA, R. H.; Tarapanoff, I.; Freire, F. A.; Pereira, L. G. M.; Souza, S. L.; Luz, D. S.; Palmeira, R. C. B.; Tassinari, C. C. G. 1982. Folha SE-21 Corumbá e parte da Folha SE-20; geologia. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v.27, p. 25-160.

Deynoux, M.; Trompette, R. 1976. Late Precambrian mixtite: glacial and/or non-glacial? Dealing especially with the mixtite of West Africa. *American Journal of Science*, 276:117-125.

Donovan, S. K. 1987. The fit of the continents in the late Precambrian. *Nature*, 327:139- 141.

Embleton, J. J.; Williams, G. E. 1986. Low paleolatitude of eposition for late Precambrian periglacial varvites in South Australia: implications for paleoclimatology. *Earth Planetary Science Letters,* 79: 419-430.

Eyles, N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth and Planetary Science Letters*, 35: 1-248.

Fairchild, I. J. 1993. Balmy shores and icy wastes: The paradox of carbonates associated with glacial deposits in Neoproterozoic times. *Sedimentology Review,* 1: 1-5.

Hambrey, M. J.; Harland, W. B. 1985. The late Proterozoic glacial era. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 51:255-272.

Hoffman, P. F. 1991. Did the breakout of turn Gondwanaland inside out? *Science,* 252: 1409-1412.

Il'In, A. V. 1991. The Proterozoic supercontinent: it's precambrian rifting and breakup into a number of continents. *International Geological Review,* 33(1):1-14.

Karfunkel, J.; Hoppe, A. 1988. Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 65:1-21.

Maciel, P. 1959. Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, 81:31-39.

McMenamim, M. A. S.; McMenamim, D. L. S. 1990. The emergence of animals: the Cambrian breakthrouggh. New York, Columbia University Press, 217 p.

Meert, J. G.; Van Der Voo, R. 1994. The Neoproterozoic (1000-540 Ma) glacial intervals: No more snowball earth? *Earth and Planetary Science Letters*, 123: 1-13.

Moores,E.M. 1991. Southwest U.S. - East Antartic (SWEAT) connection: A hypothesis. *Geology*, 19:425-428.

Murphy, J. B.; Nance, R. D. 1991. Supercontinent model for the contrasting charcter of Late Proterozoic orogenic belts. *Geology*, 19: 469-472.

Nance, R. D.; Worsley, T. R.; Moody, J. 1986. Post-Archean biogeochemical cycles and long-term episodicity in tectonic processes. *Geology*, 14:514-518.

Piper, J. D. A. 1982. The Precambrian paleomagnetic record: the case for the Proterozoic Supercontinent. *Earth and Planetary Science Letters,* 59(1): 61-69.

Powell, C. McA. 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? - Comments. *Geology,* 23:1053-1054.

Powell, C. McA.; McElhinny, M. W.; Li, Z. X.; Meert, J. G.; Park, J. K. 1993. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and Cambrian formation of Gondwana. *Geology*, 21: 889-892.

Rocha-Campos, A. C.; Hasui, Y. 1981. Late Precambrian Jangada Group and Puga Formation of Central Western Brazil. In: Earth's pre-Pleistocene glacial record. (HAMBREY, M. J. & HARLAND, M.B. eds.), Univ. Press Cambridge, 916-919 pp.

Sadowski, G. R.; Bettencourt, J. S. 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations beteween eastern Laurentia and the western Border of the Amazon Craton. *Precambrian Research*, 76: 213-227.

Schmidt, P. W.; Williams, G. E.; Embleton, B. J. J. 1991. Low paleolatitude of Late Proterozoic glaciation: Early timing of remanence in haematite of the Elatina Formation, South Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 105: 335-367.

Shermerhorn, L. J. G. 1974. Late Precambrian mixtites: glacial and/or non-glacial. *American Journal of Science*, 274: 673-824.

Torsvik, T. H.; Smethurst, M. A.; Meert, J. G.; Van Der Voo,R.; McKerrow, W. S.; Brasier, M. D.; Sturt, B. A.; Walderhaug, H. J. 1996. Continental break-up and collision the Neoproterozoic and Paleozoic - A tale of Baltica and Laurentia. *Earth Science Reviews,* 40:229-258.

Vieira, A. J. 1965. Geologia do centro-oeste de Mato Grosso, Ponta Grossa. PETROBRÁS-DEBSP, 79 p. (Relatório Técnico Interno, 379).

Walter, M. R.; Bould, J. 1983. The association of sulphate evaporites stromatolite carbonate and glacial sediments: examples from the Proterozoic of Australia and the Cainozoic of Antarctic. *Precambrian Research*, 21: 129-148.

Young, G. M. 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents?. *Geology,* 23:153-156.

[1] Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências da USP
boggiani@usp.br

[2] *In memoriam*

Lagoa Salgada, RJ

Estromatólitos recentes

SIGEP 41

Narendra K. Srivastava[1]

A lagoa Salgada (uma laguna hipersalina), ocupa uma área de cerca de 16 km^2 e, localizada na região norte do estado do Rio de Janeiro, no litoral do município de Campos, próximo ao Cabo do São Tomé, abriga as únicas ocorrências de estromatólitos carbonáticos colunares, domais, estratiformes, trombólitos e oncólitos da idade holocênica do Brasil, e provavelmente de toda a América do Sul. Os estromatólitos ocorrem em toda a extensão das bordas da lagoa, sobrepostos às areias marinhas, recobertos por solo ou submersos em períodos de cheia. Não foram encontrados estromatólitos no fundo da lagoa. Eles variam em espessura, ocorrendo como pequenos (cabeços), massivos *biohermas* e estromatólitos laterais contínuos. Apresentam estruturas colunares discretas na base, que se unem lateralmente em lâminas irregulares, resultando em superfície, uma forma dômica. A superfície externa dos estromatólitos é cimentada por calcita, calcita magnesiana e dolomita. Investigações ficológicas das amostras de água superficial da lagoa, esteiras microbianas e estromatólitos estratiformes demonstraram a ocorrência de dezenove espécies de cianofíceas pertencentes às famílias Chroococcaceae, Dermocarapaceae, Entophysalidaceae, Hydrococcaceaeae, Mycroccystaceae, Oscillatoriaceae, Pleurocapsaceae, Rivulariaceae e Xenococcaseae, além de clorofíceas e crisofíceas. Muitas dessas cianofíceas suportam alta salinidade, pH alcalino, temperaturas elevadas e baixo teor de oxigênio e estão eventualmente participando na formação destes estromatólitos recentes na lagoa Salgada. A idade máxima de estromatólitos ainda em crescimento, calculada na base de datações das conchas *Anomalocardia* em sedimentos associados, é de 3780 ± 170 anos AP.

Lagoa Salgada, State of Rio de Janeiro - Recent Stromatolites

The Lagoa Salgada (a highly saline lagoon), occupies an area of about 16 square kilometers, near the coastal town of Cape of São Tomé of the municipality of Campos, on the north coast of the state of Rio de Janeiro (Brasil), and contains the unique ocurrence of Recent columnar carbonate stromatolites of whole of Brazil and probably of the South America. The geological history of the lagoon is intimately associated with the fluctuations of the sea level during the Late Quaternary and the formation of the delta of Paraiba do Sul river. The stromatolites occur as discontinuous patches , principally at the southwest and northwest borders of the lake , overlying the marine sands, and are normally covered by soil or water during high - tides. The thickness of stromatole bioherms and biostromes varies all along the western border. The discrete columnar stromatolites show great variations vertically. The phytological investigations of water samples, microbial mats and the poorly ithified horizonatally stratified stromatolites revealed nineteen species of cianobacterias belonging to the following families : Chroccocaceae, Oscillatoriaceae, Dermocapaceae, Entophysalidae, Hydrococcaceae, Mycrocystacae, Pleurocapsaceae, Rivulariacae and Xenococcasae. Besides these some clorofite and chrysophyte algae also occur in the lake. All these cyanobacterian communities, along with other invertebrades (pelecypodes, microgastropodes, ostracodes) participate, directly or indirectly, in the formation of Recent stromatolites of the lagoon. The isotope date of the formation of lagoon is estimated to be 3780 ± 170 years B.P.

INTRODUÇÃO

O referido sítio abriga a única ocorrência de estromatólitos recentes do Brasil e, provavelmente, também da América do Sul. A sua importância geológica e paleontológica poderá ser comparada com as outras poucas ocorrências semelhantes em Shark Bay (Austrália), Pink ou Spencer Lake (Austrália), Bahamas, Golfo Pérsico, Solar Lake (Israel), Salt Lake (EUA) , Green Lake (*EUA*), Yellowstone National Park (EUA), Florida (*EUA*), Ilha de Hai-Nan (China) e Golfo do México, entre outros.

LOCALIZAÇÃO

A lagoa Salgada encontra-se (21°54'10''S e 41°00'30''W) na região norte do estado do Rio de Janeiro, no litoral do município de Campos, próximo ao Cabo do São Tomé, e faz parte do complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul (área total de cerca de 2500 km^2 e ocupando parte da porção terrestre da Bacia do Campos). Está situada em uma planície arenosa formada por cristas praiais *(Beach Ridges)* holocênicas, ao sul da foz do rio Paraíba do Sul (Figura 1). A origem marinha destas areias é confirmada através de análise de foraminíferos, cujas formas encontradas evidenciam uma ligação aberta com o mar.

A partir do Rio de Janeiro, a lagoa Salgada é atingida pela rodovia BR-101 (Rio de Janeiro–Campos – 280 km) e depois pela rodovia RJ-216 (Campos–Farol de São Tomé - 50 km). Daqui até a lagoa Salgada, distante 20 km, o acesso é feito pela estrada de barro secundária dentro dos canaviais, passando por pequenos povoados de Santa Rosa, Quixaba em direção de Barra do Açu.

HISTÓRICO

Lamego (1946; 1955) sugeriu o primeiro modelo evolutivo para a região e considerou que os processos formadores do complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul deram origem a várias pequenas lagunas , inclusive a lagoa Salgada. Dias (1981) descreveu estromatólitos calcários sobre os fragmentos de substrato biodetrítico litificado, atestando assim condições hipersalinas. Dias & Gorini (1980) realizaram um estudo morfológico detalhado dos ambientes litorâneos do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul, incluindo a região que engloba a lagoa Salgada, discriminando e caracterizando os diversos fatores relativos a progradação e erosão litorânea. Rodrigues *et al.* (1981) estudaram a microfauna de foraminíferos em testemunhos das areias da lagoa e sugeriram um processo gradativo de colmatação , passando de um ambiente marinho para continental. Martin *et al.* (1984, 1993) sugeriram modificações para o modelo de Lamego e propuseram, na base de datações das conchas coletadas nos sedimentos basais da lagoa Salgada, uma idade em torno de 3.850 anos B.P. que pode ser considerada como idade da formação desta laguna. Esta idade corresponde à subida do nível do mar entre 3.900 e 3.000 anos B.P. Lacerda *et al.* (1984) realizaram estudos físico-químicos e biológicos da coluna da água da lagoa Salgada, determinando as concentrações de diversos íons e nutrientes. Os resultados obtidos apontaram alta concentração de clorofila em comparação com outros ecossistemas brasileiros, indicando uma alta taxa de produção primária. No ano de 1995, Lemos realizou um estudo das fácies deposicionais e das estruturas estromatolíticas da lagoa Salgada onde ela constatou que os estromatólitos só ocorrem na borda da lagoa e variam localmente em espessura, desde as crostas laminadas até cabeças bem formadas. Ademais, a variação das estruturas internas, entre a base e o topo das cabeças estromatolíticas, está diretamente ligada às mudanças nas condições ambientais. Silva & Silva (1999) e Silva & Silva *et al.* (1999) identificaram 19 espécies de cianofíceas (cioanobactérias) em amostras da lagoa, esteiras microbianas e estromatólitos estratiformes ligeiramente litificados das quais três pertencentes à família Chroococcaceae, uma da Dermocarpaceae, duas da Hydrococcaceae, três da Mycrocystaceae, duas da Oscillatoriaceae, uma da Entophysalidacae , uma da Pleurocapsaceae, duas da Rivulariacae e uma da família Xenococcoccaceae, em maior parte idênticas às da supramaré da região de Cabo Frio (Estado do Rio de Janeiro). Evidencia-se, também, a presença de clorofíceae e crisofíceas em água e esteiras microbianas. As espécies de cianofíceas (cianobactérias) identificadas são : *Phormidium komarovii* , *P. hypolimneticum* , *P. tenue* , *Oscillatoria terebriformis, Lyngbya aestuarii, Calotrix confervicola, C. crustacea, Chroococus turgidus, Aphanocapsa litoralis, Aphanothece saxicola e A . halophyica.*

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

A lagoa, com eixo principal NW–SE, apresenta comprimento máximo de 8,6 km e largura de 1,9 km. Conforme fotos aéreas de 1976, seu espelho d'água possui cerca de 4,5 km de comprimento e 1,2 km de largura, em sua porção central . A lagoa quando cheia apresenta lâmina d'água em torno de 1 m, mas pode encontrar-se completamente seca. Os valores médios apurados para parâmetros físico-químicos das águas

da lagoa são os seguintes: temperatura: 28° a 31° C; pH: 8,7 a 9,7; condutividade elétrica: 52.000 a 86.200 µs/ cm; alcalinidade: 7,0 m Eq/l; salinidade: 6,35 %; CO_2 (total): 233,6 mg/l; O_2 (dissolvido): 3,2 a 3,6 mg/ l; SO_4: 733,3 ppm; Cl: 13.720,2 ppm ; Ca: 71,8 ppm ; Fe: 0,5 ppm ; K: 543 ppm ; Na: 8.846 ppm ; Mg: 664 ppm ; Mn: traço; SiO_2 - Si: 1,3 mg/l; P (total dissolvido): 143,0 µg/l. A lagoa está situada em uma região caracterizada por um clima tropical com fortes ventos nordeste, embora ventos na direção sudoeste também sejam freqüentes. Entre os meses de fevereiro a abril predomina a baixa pluviosidade provocando o rebaixamento ou até a ausência da lâmina da água; entretanto, entre os meses de agosto e setembro, devido à alta pluviosidade, a lagoa apresenta-se cheia. A lagoa tem uma ligação com o mar através do rio Açu (salinidade: 4,23%; pH: 8, 2).

Segundo os moradores, a lagoa secava na época da seca há aproximadamente quinze anos quando não havia ligação com o rio. Ao redor da lagoa existem flora e fauna da restinga, embora os impactos ambientais provocados pelas atividades antropogênicas tenham devastado quase que completamente estes componentes.

A formação da lagoa Salgada, segundo Martin *et al.* (1993), aconteceu após uma fase de erosão da planície costeira do Rio Paraíba do Sul e a subida do nível do mar entre 3.900 a 3.600 anos, durante o qual as barreiras arenosas deslocaram-se rumo ao continente, nas condições hidrodinâmicas geradas pelas ondas da área ao sul do Cabo de São Tomé. Esses deslocamentos provocaram a formação de porões e afastando a laguna alongada da costa. As datações das conchas coletadas da base fornecerem uma idade de 3.850 ± 200 anos B.P., que é considerada como a idade da formação da lagoa Salgada. Próximo a lagoa observa-se que as cristas de praia perdem o caráter retilíneo e se curvam obedecendo o contorno de sua margem .

As investigações dos sedimentos da lagoa realizadas a partir de testemunhos de sondagens (Rodrigues *et al.*, 1981; Lemos, 1995) revelaram que os sedimentos basais da lagoa são areias marinhas, da textura média a grossa, cinza escuras, esverdeadas com abundantes foraminíferos, indicando a transição do ambiente lagunar para o marinho. Sobreposto a este pacote arenoso são encontrados estromatólitos carbonáticos. Finalizando a coluna encontramos sedimentos lagunares, representados por argilas cinzas,

Figura 1 - Mapa de localização da Lagoa Salgada (Rio de Janeiro), Brasil
Figure 1 *- Location Map of Lagoa Salgada (Rio de Janeiro), Brazil*

ricas em matéria orgânica, intercalados com esteiras microbianas ligeiramente carbonáticas, restos vegetais, microgastrópodos, diatomáceas, bivalves, crustáceos e bioclastos de vertebrados.

ESTROMATÓLITOS

Os estromatólitos encontrados nas bordas da lagoa (Figuras 2, 3, 4a, 4e) são geralmente recobertos por solo ou vegetação ou submersos na época de cheia, formando pequenas biohermas ou biostromas de espessuras variadas, mas raramente superior a um metro. Existem os seguintes tipos de estruturas microbianas na lagoa Salgada: (a) Esteiras microbianas, (b) Estromatólitos colunares; (c) Oncólitos ; e (d) trombólitos.

(a) **Esteiras Microbianas:** gelatinosas, escuras, compostas de uma sucessão de lâminas escuras (ricas em matéria orgânica) e cinzas, claras, carbonáticas, estratiformes a crenuladas, finamente laminadas (0,5 mm a 1,0 mm em espessura), ocasionalmente cobertas contendo microgastrópodos, ostracóidos e palinomorfos. Elas são expostas na borda da lagoa em duas formas: quando cobertas pela fina lâmina da água as esteiras são lisas na superfície; na área emersa essas esteiras microbianas tendem a quebrar em pequenos polígonos com superfície esbranquiçada e carbonática (Figura 4d).

(b) **Estromatólitos Colunares :** Este tipo de estruturas biosedimentares carbonáticas formam pequenos biohermas e biostromas litificadas, dômicas a subesféricas (10 cm a 20 cm em diâmetro) e apresentam colunas discretas que se unem lateralmente em lâminas irregulares (Figura 4b). Em planta, os biohermas são ovais a elipsoidais. A superfície externa de biohermas estromatolíticas é altamente cimentada e o seu interior friável, com alta porosidade, é ocasionalmente preenchido por microgastrópodos, matéria orgânica, tubos de vermes, bioclastos de bivalves e material terrígeno. Os estromatólitos colunares, eretos de aragonita, calcita magnesiana e calcita são geralmente pequenos (altura 2 cm), subcilíndricos, coalescendo no topo. Alguns estromatólitos colunares maiores (5 cm) possuem uma terminação cônica na superfície. A laminação interna, ondulada, varia de pouco a moderadamente convexa, com presença de microdiscordâncias. O relevo sinóptico é baixo e o grau de herança é baixo.

(c) **Oncólitos:** pequenas estruturas microbianas (2 cm a 5 cm em diâmetro) com laminações concêntricas, ainda em fase de crescimento, são encontradas na borda oriental da lagoa, geralmente associadas às esteiras microbianas estratiformes (Figuras 4c, 4f e 9). A forma varia de arredonda a elipsoidal e são indicadores do ambiente ligeiramente profundo e agitado.

(d) **Trombólitos:** Estes tipos de estruturas microbianas, em suas feições externas, são semelhantes aos estromatólitos colunares e colunares-estratiformes, formando pequenas biohermas dômicas. Mas a grande diferença de trombólitos do estromatóltos reside no fato de que a laminação interna é geralmente difusa devido às atividades parasíticas de microgastrópodos, vermes, ostracóidos e de outros organismos que destroem as estruturas internas, deixando uma feição grumelosa.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Os estromatólitos recentes da lagoa Salgada são localizados numa região altamente poluída, pois ao redor dessa lagoa são situados sítios agropecuários e de lazer que, muitas vezes, utilizam agrotóxicos e outros produtos nocivos, criando situações altamente perigosas para alterações do ambiente hidroquímico da lagoa.

Embora não existam dados concretos sobre o impacto ambiental provocado por tais atividades sobre o crescimento dos estromatólitos, entretanto existem indícios suficientes para tais deduções, pois os pequenos produtores arrancam as biohermas de estromatólitos para dar lugar a plantação de tomate, pimentão, batata-doce , milho, etc. Essas atividades já vêm sendo desenvolvidas há muitos anos destruindo uma grande parte dos afloramentos de estromatólitos. Essa destruição pode ser vista no local, pois os pedaços das biohermas estromatolíticas são separadas e jogadas numa área fora do local das atividades agrícolas. Muitas vezes, os pequenos agricultores fazem uma trincheira cortando as biohermas e biostromas de estromatólitos para escoar a água da lavoura bastante poluída dentro do ecossistema da lagoa, provocando sérios danos à hidroquímica e consequentemente, ao crescimento de estromatólitos. Ademais, o calcário estromatolítico esta sendo utilizado na construção civil (alicerces das casas, fabricação de "cal virgem") pela população. Diante destes fatos, é imprescindível que sejam tomadas medidas urgentes e drásticas para proteger este sítio geológico-paleontológico, antes que as impressionantes ocorrências de estromatólitos atuais sejam destruídas pelas atividades antropogênicas predadoras. Existem ocorrências semelhantes, por exemplo, na Austrália (Shark Bay), onde as ocorrências de estromatólitos

Figura 2 - Estromatólitos recentes na borda oeste da Lagoa Salgada.
Figure 2 *– Recent stromatolites on the western border of Lagoa Salgada.*

Figura 3 – Pequenas biohermas carbonáticas na borda da lagoa.
Figure 3 *– Small carbonate bioherms on the border of the lake.*

Figura 4-a – Vista geral da ocorrência de esteiras microbianas e biohermas; **b)** Seção polida de uma bioherma carbonática litificada; **c)** Oncólitos microbianos em crescimento na borda lesta da lagoa; **d)** Esteira microbiana com gretas de dissecação e invertebrados; **e)**Associação lateral entre esteiras microbianas e biohermas litificadas; **f)** Associação de esteiras microbianas e oncólitos.

Figure 4- a) *General view showing microbial mats and bioherms;* ***b)*** *Polished section of a lithified calcareous bioherm;* ***c)*** *Microbial oncolites in growth position on the east shore of the lake;* ***d)*** *Microbial mat with desiccation cracks and invertebrates;* ***e)*** *Lateral association of microbian mats and lithified bioherms;* ***f)*** *Association of microbial mat and oncolites.*

recentes são preservadas não somente como patrimônio natural e científico, mas também para realizar ecoturismo. As medidas necessárias para proteger este sítio seriam fazer desapropriações dos terrenos e o isolamento da área ao redor da lagoa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Dias,G.T.M. 1981. Complexo deltaico do rio Paraíba do Sul. In: Simpósio sobre o Quaternário do Brasil. 4, Rio de Janeiro, 1981, CTQC/SBG. *Publicação Especial*, **2**: 58-79.

Dias,G.T.M.; Gorini,M.A. 1980. A Baixa Campista - Estudo morfológico dos ambientes litorâneos. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú/SC,1980, SBG. *Anais*, **1**: 588 - 602.

Esteves,F.A.; Ishii,I.H.; Camargo,A.F.M. 1984. Pesquisas limnológicas em 14 lagoas do litoral do Estado do Rio de Janeiro. *In*: Simpósio sobre as Restingas Brasileiras, Niterói/RJ, 1984, CEUFF/UFF. *Anais*: 443-454.

Lamego,A.R. 1946. *O Homem e a Restinga, Brasil.* Rio de Janeiro. Conselho Nacional de Geografia.

Lacerda,L.D.; Araújo, D.S.D.; Cerqueira, R.; Turcq,B. 1984. Restingas - Origem, Estrutura e Processos. *In*: Simpósio sobre as Restingas Brasileiras, Niterói/RJ, 1984, UFF/CEUFF. *Anais*: 443-454.

Lamego,A.R. 1955. Geologia das Quadrículas de Campos , São Tomé , Lagoa Feia e Xexé. Rio de Janeiro, DNPM/ DGM, *Boletim* **154**: 1-60.

Lemos,R.M.T. 1995. *Estudo das fácies deposicionais e das estruturas estromatolíticas da Lagoa Salgada - Rio de Janeiro.* Programa de Pós- Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, Niterói, (Dissertação de Mestrado), 122p.

Lemos,R.M.T.; Silva,C.G.; Spadini,A.R. 1994. Estratigrafia e estromatólitos recentes da Lagoa Salgada - RJ. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú/SC,1994, SBG. *Anais*, **3**: 258-260.

Martin,L.; Suguio,K. ; Dominguez,J.M.L.; Flexor,J.M. ;Azevedo,A.E.G. 1984. Evolução da planície costeira do Rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário : Influência do nível do mar. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio do Janeiro, 1984, SBG. *Anais*, **1**: 84 - 97.

Martin,L.; Suguio,K.; Flexor,J.M. 1993. As flutuações de nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica de "deltas "brasileiros". Boletim IG - USP, *Publicação Especial* **15**, 186 pp.

Rodrigues,M.A.; Carvalho,M.G.P.; Dias,G.T.M. 1981. Interpretação paleoambiental das Lagoas Salgadas e das Ostras (RJ), Brasil. *In*: Congresso Latino-Americano de Paleontologia,II, Porto Alegre/RS. *Anais*: 893 - 906.

Silva e Silva,L.H. 1999. Estromatólitos e Cianofíceas na Lagoa Salgada, Rio de Janeiro, R.J. Levantamento Preliminar. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia,16, Crato/CE, SBP. *Boletim de Resumos*: 106 - 107.

Silva e Silva,L.H.; Senra, M.C.E.; Srivastava,N.K. 1999. Composição Ficológica dos Estromatólitos Estratiformis e Esteiras Algais com Biodetritos Associados na Lagoa Salgada, Rio de Janeiro, Brasil. *In*: Congresso da Associação Brasileira de Estudos Quaternários, Porto Seguro/BA, 1999, ABEQUA. (*no prelo*).

1 Departamento de Geologia (UFRN)
Department of Geology (UFRN)
Natal (RN) – Brasil

narendra@geologia.ufrn.br

Complexo Lagunar Centro-Sul Catarinense

Valioso patrimônio sedimentológico, arqueológico e histórico

SIGEP 75

Paulo César Fonseca Giannini[1]

A costa centro-sul catarinense, entre Jaguaruna e Garopaba, guarda valioso patrimônio sedimentológico, arqueológico e histórico. No aspecto sedimentológico, encontra-se aí um dos mais complexos e singulares exemplos de interação entre fácies costeiras quaternárias no Brasil. Estas fácies apresentam-se organizadas segundo quatro tipos de sistemas deposicionais: lagunar, barra-barreira, planície costeira e eólico. O sistema lagunar inclui a desembocadura do rio Tubarão, maior delta interior do país, e o sistema eólico abrange exemplos raros de dunas quaternárias, de diferentes gerações, empoleiradas sobre obstáculos rochosos. No aspecto arqueológico, a região destaca-se pela concentração e dimensões extraordinárias de sambaquis, metade dos quais praticamente intacta. No âmbito histórico, o complexo lagunar representa a memória e o cenário de acontecimentos que marcaram o auge da Revolução dos Farrapos e a criação da República Juliana. Este patrimônio entrou em rápida deterioração na segunda metade do século XX. A região mais preservada, correspondente aos sistemas barra-barreira, lagunar e eólico a sul de Laguna, deve seu estado de conservação à dificuldade de acesso.

Lagoonal Complex, State of Santa Catarina - A valuable sedimentological, archaeological and historical heritage

In Santa Catarina's mid-south coast, between Jaguaruna and Garopaba, lays a valuable sedimentological, archaeological and historical patrimony. In the sedimentologic aspect, this region exhibits one of the most complex and rare examples of Quaternary facies interaction in Brazil. These facies are organized according to four types of depositional systems: lagoonal, barrier-bar, strandplain and eolian. The mouth of Tubarão river, Brazil's largest interior delta, is included in this lagoonal system. Rare examples of Quaternary dunes, from different generations, perched on rocky obstacles, are to be seen in the eolian dunefield system. In the archaeological aspect, the area stands out for the concentration and extraordinary dimensions of shell-middens (sambaquis). Half of these shell-middens are practically intouched. Historically, the lagoonal complex represents the memory and the stage for the most important events of the Revolução dos Farrapos ("Rags Revolution") and the creation of the República Juliana ("Republic of July"). Since the second half of the century 20th, this patrimony has seen a very fast deterioration. The best preserved region, which corresponds to the barrier-bar, lagoonal and eolian systems to South from Laguna, owes its good preservation state to the difficulties in reaching the area.

INTRODUÇÃO

O complexo lagunar centro-sul catarinense, entre Garopaba e Jaguaruna, reúne singularidades geomorfológicas, sedimentológicas e arqueológicas. Do ponto de vista geomorfológico, integra-se em área de mudança nas características da costa. A região de Garopaba-Imbituba, no seu extremo norte, foi indicada por Martin *et al*. (1988b) como início da zona fisiográfica das lagunas do Sul do Brasil, que se estende e ganha sua máxima expressão nas lagunas Patos e Mirim (RS). Entre o cabo de Santa Marta e a cidade de Laguna, a orientação da linha de costa muda de ENE para NNE. As planícies largas e contínuas prevalecentes a sul do cabo dão lugar rumo norte a paisagem dominada por baías, pequenas lagunas, ilhas e praias recortadas pelo embasamento proterozóico. Paralelamente, a plataforma continental interna torna-se mais estreita e íngreme. Nesse contexto, o cabo de Santa Marta tem sido adotado como fronteira geográfica natural entre o litoral sul e o litoral sudeste do pais (Silveira, 1964; Villwock, 1987). Esta transição reveste-se de interesse geológico, seja por sua origem ligada a condicionamentos tectônico-estruturais de ordem regional (Giannini, 1993; Angulo *et al.*, 1999), seja por sua influência na distribuição de fácies e nos padrões hidrodinâmicos de ação de ondas e correntes induzidas. A transição geomorfológica possui ainda implicações de grande interesse no que se refere à construção de curvas de variação do nível relativo do mar (NRM). Um dos principais indicadores biológicos de paleonível marinho utilizados no Brasil é o vermetídeo, gastrópodo de hábito incrustante, cuja presença depende portanto da existência de costões rochosos. Devido à transição geomorfológica mencionada, os costões tornam-se muito raros a sul do cabo de Santa Marta. Desse modo, a mais completa curva de variação de NRM da Região Sul foi construída com base na análise (medida de altura e datação radiocarbônica) de carapaças aragoníticas de vermetídeos fósseis coletados entre este cabo e Imbituba (Angulo *et al.*, 1996, 1999).

Do ponto de vista sedimentológico, destaca-se a presença da desembocadura do rio Tubarão, com o maior exemplo de delta lagunar ativo da costa brasileira. O delta encaixa-se como uma das peças de um complexo mosaico de processos eólicos, lagunares e marinhos interdependentes. Esta situação confere aos depósitos quaternários da área uma diversidade faciológica maior que a da costa paranaense e sul paulista, e comparável a do Rio Grande do Sul, da qual difere, porém, pelo contexto de costa mais recortada pelo embasamento proterozóico. Uma conseqüência deste último aspecto é o maior desenvolvimento de dunas e paleodunas eólicas sobre elevações do embasamento.

Do ponto de vista arqueológico, a região do complexo lagunar centro-sul catarinense é singular pela quantidade e dimensões relativamente grandes de sambaquis. Sua distribuição geográfica aparenta controle pela distribuição das lagunas. Em levantamento de *jazigos conchíferos* (bancos de moluscos e sambaquis) na quadrícula de Laguna, Castro & Castro (1969a,b) identificaram mais de 80 ocorrências. Destas, 40 referiam-se a sambaquis então existentes na área costeira do complexo lagunar entre Imbituba e Laguna. Alguns deles, como os sambaquis de Garopaba do Sul, Carniça e Cabeçuda, apresentariam na época volumes superiores a 200 mil m^3 (Bocchi & Liberatore, 1968c), os maiores de que se tem registro no país. Hoje, os dois primeiros estão reduzidos possivelmente a menos da metade e, do sambaqui de Cabeçuda, restam apenas vestígios.

Além do interesse pré-histórico, os sambaquis possuem várias importâncias no estudo da sedimentação na área: como fornecedores potenciais de informações sobre variações do NRM holocênico (Guerra, 1950a; Pimienta, 1958; Martin *et al.*, 1986, 1988b); como possível indício de elevada produtividade biológica local durante pelo menos parte do Holoceno, favorecida por regime climático e/ou hidrodinâmico; e como auxiliares na datação de eventos de deposição eólica (Pimienta, 1958; Giannini, 1993).

A área possui também interesse histórico. Declarada em 1838 capital da República Juliana, nação independente sonhada pelos revolucionários farroupilhas, a cidade de Laguna preserva ainda a memória desta época e dos dois heróis mais famosos da revolução: o italiano Giuseppe Garibaldi e sua companheira Anita, que ele conheceu em Laguna.

Este conjunto de singularidades determina as três principais vocações econômicas não industriais da área. O acervo histórico e pré-histórico e a paisagem marcada pelo contraste entre praias, dunas e lagunas reservam-lhe um grande potencial para o turismo cultural e ecológico. A produtividade biológica do complexo lagunar, que no passado pré-histórico favoreceu a construção dos sambaquis, permite o desenvolvimento da pesca, com destaque para o camarão. E a existência de uma grande área inundável, correspondente à planície deltaica do rio Tubarão, viabiliza o cultivo do arroz.

HISTÓRICO

Um dos primeiros estudos específicos sobre depósitos sedimentares quaternários dentro da área enfocada foi empreendido por Guerra (1950b) na

região entre Imbituba e Laguna. Nesse trabalho, é apresentada em mapa uma distribuição faciológica muito simplificada, na qual o autor se limita a distinguir entre *planície litorânea* e *banhados*. A planície litorânea é descrita como formada por terraços de *restingas* (cordões litorâneos) de altura não superior a 6 m, terraços lagunares, incluindo bancos de conchas, e dunas eólicas alongadas, subparalelas à costa, influenciadas pelos ventos de NNE e SSW. Ainda em relação aos depósitos eólicos, o autor já menciona a *invasão dos afloramentos de granito pelas dunas* na ponta da Entrada da Barra, em Laguna.

Um mapa mais detalhado da mesma área, com extensão para sul até Jaguaruna, foi apresentado por Pimienta (1958). Neste mapa, parte das áreas sedimentares descritas por Guerra (1950b) como *banhados* são reconhecidas como integrantes da *planície deltaica* do rio Tubarão.

O quadro evolutivo da área concebido por Pimienta (1958) atribuía à planície uma idade essencialmente holocênica. Este quadro tornou-se questionável, porém, face às conclusões do estudo sistemático sobre o comportamento do NRM quaternário na costa brasileira, iniciado com a publicação de Martin & Suguio (1976) sobre o litoral paulista, e que atentava para a possibilidade de existência de terraços marinhos pleistocênicos. Mesmo antes disto, Bigarella & Becker (1975c,d) já supunham a presença de paleodunas eólicas de idade pleistocênica na região de Vila Nova, a sul da cidade de Imbituba. Com a extensão daquele estudo sistemático à costa de Santa Catarina (Suguio *et al.*, 1986; Martin & Suguio, 1986; Martin, *et al.*, 1988b), um novo esquema evolutivo foi proposto, assim como mapas da cobertura sedimentar em escalas 1:150.000 (Martin & Suguio 1986) e 1:200.000 (Martin *et al.*, 1988b). Neste último, as unidades quaternárias foram separadas quanto a sua idade (holocênica, pleistocênica ou indiferenciada) e caracterização litológica. Apesar de o mapa possuir, no termo dos próprios autores, caráter *descritivo*, atribuem-se interpretações *ambientais* às unidades reconhecidas. Identificam-se, desse modo, quatro unidades na área entre Garopaba e Jaguaruna:

1. *areias marinhas litorâneas*, correspondente às praias atuais e a terraços holocênicos e pleistocênicos, com superposição parcial por *dunas ativas e estabilizadas*;
2. *sedimentos argilosos e arenosos de lagunas e baías*, melhor representados na área por depósitos lagunares holocênicos entre o rio da Madre e Garopaba do Sul;
3. *sedimentos argilo-arenosos flúvio-lagunares*, holocênicos, identificados na parte alta do delta do rio Tubarão (planície deltaica) e nos vales dos rios Linha Anta e Sangão, escavados ao interior dos terraços pleistocênicos da região de Jaguaruna;
4. *sedimentos continentais mal selecionados*, com idade quaternária não diferenciada, relacionada pelos autores a *alúvios fluviais e colúvios*.

A separação feita por Martin *et al.* (1988a,b) entre terraços arenosos holocênicos e pleistocênicos é baseada na menor altitude dos primeiros, no seu menor grau de impregnação epigenética dos grãos e na maior nitidez dos alinhamentos superficiais de cristas praiais, como os identificados a norte da cidade de Laguna. Devido ao recobrimento extensivo dos terraços por dunas eólicas, os critérios mencionados de altimetria e nitidez de alinhamentos tiveram, todavia, uso muito restrito na região. Daí a conveniência de estudos sobre a determinação, o mapeamento e a estimativa de idade de diferentes gerações de depósitos eólicos. Em relação a essa questão, Giannini (1993), Giannini & Suguio (1994) e Giannini *et al.* (1997) apresentaram critérios geomorfológicos, texturais e mineralógicos para distinguir pelo menos quatro gerações de areias eólicas na região entre Imbituba e Jaguaruna. Os mapas 1:100.000 e 1:25.000 de Giannini (1993) apresentam a distribuição destas gerações e introduzem uma abordagem baseada na caracterização de fácies, associações de fácies e sistemas deposicionais, com ênfase às fácies eólicas. Para cada fácies, são fornecidas as principais relações processo-forma, bem como as características texturais e mineralógicas baseadas na análise de grande número de amostras (mais de 800, no total).

Caruso (1995) apresentou mapa de unidades quaternárias para a região sudeste de Santa Catarina entre o morro dos Cavalos (enseada da Pinheira) e Arroio Corrente (Jaguaruna), complementado por cartografia compilada do Escudo Catarinense e pelo levantamento detalhado de ocorrências e jazidas minerais. As unidades mapeadas, sob a forma de uma miscelânea de fácies descritivas e fácies interpretativas de ambiente (*paludais*, *flúvio-delta-lagunares*), de contexto evolutivo (*residuais transgressivas*) e de processo (*deltas de maré enchente*), agrupam-se segundo os sistemas laguna-barreira III e IV definidos por Villwock (1984) no Rio Grande do Sul. Apesar da diferença de terminologia, a maioria das unidades sedimentares apresenta equivalência nos mapas de Martin *et al.* (1988b).

Embora iniciado há mais tempo que as investigações sedimentológicas, o estudo arqueológico da região tem ainda um vasto campo por ser explorado. Informações sobre localização, dimensões, constituição e exploração de sambaquis encontram-se dispersas em trabalhos em que o enfoque arqueológico raramente é a finalidade principal (Wiener, 1876; Abreu, 1928, 1944a,b; Guerra, 1950a,b; 1951; Bocchi & Liberatore, 1968a,b,c,d; Castro & Castro, 1969a; Hurt 1974; Caruso 1985; Martin *et al.*, 1988b; Giannini, 1993; Caruso, 1995). Assim, pode-se considerar que a investigação arqueológica sistemática da região esteja apenas começando (De Blasis, 1998).

Figura 1 - Mapa de localização e sistemas deposicionais da região entre Jaguaruna e Imbituba (modificado de Giannini & Santos 1994).

Figure 1 *- Location map and depositional systems of the area between Jaguaruna and Imbituba (modified from Giannini & Santos 1994).*

Figura 2 - Aspecto panorâmico do sistema deposicional barra-barreira, visto a partir do flanco norte do cabo de Santa Marta Grande (primeiro plano). Destacam-se a Praia Grande do Norte, a leste (direita), a laguna Santa Marta, a oeste (esquerda), e dunas transversais lineares e barcanóides (no centro).

Figure 2 - *Panoramic view of the barrier-bar depositional system, from the northern flank of Santa Marta cape (first plan). Notice the Grande do Norte beach, to East (right), the Santa Marta lagoon, to West (left), and lineal transverse and barchanoid dunes on the barrier (in the center).*

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Os sedimentos superficiais quaternários da costa centro-sul catarinense podem ser agrupados em quatro tipos de sistemas deposicionais (Figura 1).

O sistema lagunar holocênico abrange, de norte para sul, as lagunas Garopaba e Ibiraqüera, um conjunto de lagunas intercomunicáveis entre Imbituba e Laguna (Mirim, Imaruí, Santo Antônio, Santa Marta, Camacho e Garopaba do Sul), e uma série de lagos residuais de antigas lagunas (Bonito, Arroio Corrente, Figueirinha, Gregório Bento, Laranjal). Comunica-se com mar aberto através de duas desembocaduras (*inlets*): a de Entrada da Barra, a norte, entre as lagunas Santo Antônio e Santa Marta, e a do Camacho, entre as lagunas Camacho e Garopaba do Sul. O sistema lagunar foi formado por dois tipos de processos diferentes, porém mais ou menos concomitantes, no âmbito da elevação de NRM cujo máximo foi atingido em cerca de 5100 anos A.P (Martin *et al.*, 1988a; Angulo *et al.*, 1996, 1999). O primeiro processo corresponde ao isolamento parcial de corpo de água por crescimento de uma barreira. O segundo, ao afogamento de vales de dissecação em terraços marinhos regressivos preexistentes (portanto pleistocênicos). Esta distinção permite reconhecer dois tipos de associações de fácies lagunares (Giannini, 1993), a *baía-laguna* (Santo Antônio, Santa Marta, Camacho, Garopaba do Sul) e a *vale-laguna* (Garopaba, Ibiraqüera, Mirim, Imaruí). O delta lagunar do rio Tubarão constitui a principal particularidade faciológica distintiva da associação de fácies baía-laguna com relação à associação vale-laguna. Uma das feições sedimentares que preenchem as planícies interdistributárias de frente deltaica são canais abandonados de formas e dimensões variadas. Canais intermitentes maiores, como os rios da Guarda e Mirim, representam antigos distributários principais e atestam a constante mudança de posição da zona de avanço preferencial do delta lagunar. Pimienta (1958), ao apresentar considerações sobre a dinâmica sub-recente do delta lagunar do rio Tubarão, já reconhecia a existência de uma frente abandonada em sua parte sul, hoje ocupada pelas lagunas Garopaba do Sul e Camacho.

O sistema barra-barreira regressivo (Figura 2) constitui-se por sedimentos arenosos holocênicos que isolam atrás de si o complexo de lagunas intercomunicáveis entre Santo Antônio e Garopaba do Sul, com cerca de 65 km^2. Ocorre na forma de uma faixa ENE com 0,8 a 2,0 km de largura e mais de 20 km de comprimento, que se estende desde a margem externa do lago Figueirinha, em Jaguaruna, até a orla do morro Entrada da Barra, em Laguna. É cortado pela desembocadura do Camacho. Admitida a relativa antigüidade de maior parte da barreira (mais velha que 5100 anos), o seu alargamento por regressão, durante os últimos milênios, teria sido minimizado por mecanismos erosivos similares aos que ocorrem em barreiras sob condições transgressivas (Giannini 1993). Os melhores exemplos destes mecanismos encontram-se a sul de Laguna: (1) a desembocadura lagunar (canal Camacho) alterna, inclusive em tempos históricos, fases de abertura e de fechamento, mantendo uma comunicação intermitente entre laguna e mar aberto; (2) fenômenos de sobrelavagem (*washover*) parcial da barreira ocorrem também em tempos históricos, afetando áreas situadas a poucas dezenas de metros da margem lagunar.

O sistema planície costeira representa-se por pelo menos duas gerações, uma pleistocênica e outra holocênica. A norte, as duas gerações estendem-se paralelas por cerca de 40 km desde a margem norte da laguna Santo Antônio até a borda norte da laguna Ibiraqüera. A sul, elas prolongam-se ininterruptas da desembocadura do rio Uruçanga (a sul de Campo Bom) até a margem sul do lago Figueirinha. O sistema planície costeira distingue-se do barra-barreira pela ausência de corpo lagunar contíguo que a ele se relacione geneticamente. Em toda sua extensão, o sistema planície costeira pleistocênico avizinha-se ao interior por sedimentos atuais ou antigos do sistema lagunar holocênico, em sua associação vale-laguna. Apresenta portanto caráter de sistema afogado em forma de barreira erosiva.

O sistema eólico possui ocorrência generalizada, superpondo-se aos sistemas barra-barreira e planície costeira em maior parte da área. As idades das quatro gerações de depósitos eólicos variam possivelmente do Pleistoceno superior ao atual (Giannini, 1993; Giannini & Suguio, 1994).

As relações de idade entre depósitos eólicos foram estabelecidas com base no uso combinado de dois tipos de informações. O primeiro tipo refere-se à descrição de quatro diferentes *unidade de empilhamento* estratigráfico informais em seções verticais naturais (23), a maioria delas em rampas de areia eólica e dunas de topo de escarpa. O segundo tipo de informação refere-se a *variedades morfológicas* (e eventualmente morfoecológicas) de depósitos eólicos com diferentes graus de dissecação, mapeadas em superfície através de aerofotogeologia com controle de campo. A suposição de quatro gerações é em parte apoiada por resultados analíticos laboratoriais (Giannini, 1993; Giannini & Suguio, 1994; Giannini *et al.*, 1997) (Figura 3).

No modelo evolutivo da área, as gerações 1 e 2 foram correlacionadas aos máximos transgressivos do Pleistoceno superior e do Holoceno, respectivamente, enquanto a geração 3 teria sido formada nos últimos séculos (Giannini 1993). A geração 4 corresponde às dunas ativas. As datações absolutas e as informações relativas advindas de correlação com eventos de idade conhecida não contrariam esta cronologia. Em relação à unidade 1, dispõe-se de informações baseadas em datações de sambaqui e fragmentos de tronco. A base do sambaqui do cabo de Santa Marta Pequeno, que repousa diretamente sobre sedimentos eólicos da geração 1, foi datada em 4530 ± 70 anos A.P (Giannini 1993). As datações radiocarbono em madeiras obtidas por Bigarella & Becker (1975b,c), Caruso (1975) e Giannini *et al.* (1997) referem-se a um mesmo nível estratigráfico dentro da unidade 1 e permitem atribuir a esta unidade uma idade maior que 43 mil anos. O topo do sambaqui do Estreito, construído sobre paleodunas da geração 2, foi datado por Giannini (1993) em 4080 ± 70 A.P. Os depósitos desta geração encontram-se truncados erosivamente pelas margens do sistema lagunar (como, por exemplo, na margem sudeste da laguna Imaruí e na margem sudoeste da laguna Garopaba do Sul), o qual atingiu por volta de 5100 anos A.P. a sua máxima extensão (Giannini, 1993; Giannini & Suguio, 1994). Assim, a geração 2 pode ser considerada como anterior a essa data. As gerações 3 e 4 cavalgam e portanto são mais novas que os três sambaquis datados por Giannini (1993) em Garopaba do Sul, com idade mínima de 3780 ± 70 anos A.P.

O exame de fácies eólicas definidas pelo critério morfológico conduz a distinção das duas associações de fácies (Giannini 1993, 1998; Carvalho & Giannini, 1998), esquematizadas na Figura 4. A associação de fácies maciça, de posição proximal, inicia-se por dunas frontais incipientes e/ou instabilizadas (fácies de suprimento), grada ao interior para dunas transversais lineares e barcanóides (fácies de superposição) e termina, rumo SW, em frentes parabólicas (fácies de avanço). A associação de fácies distal inicia-se por rastros lineares, dunas parabólicas isoladas e cavas deflacionares inundadas (fácies residuais de deflação), passa para cadeias barcanóides (fácies de superposição) e termina por frentes e dunas parabólicas alongadas (fácies de avanço). A margem interna de ambas as associações apresenta frentes de avanço secundárias, contidas por vegetação (fácies de contenção).

Geneticamente, supõe-se que a primeira associação seja formada pelo espalhamento contínuo de areias, sob alta deriva eólica efetiva. As dunas frontais, quando instáveis, de ocorrência restrita e/ou temporária, constituem a fonte imediata de areia para este tipo de associação. Quando estáveis, sob a forma de cordões contínuos e perenes favorecidos pela baixa deriva eólica efetiva, são a fácies única da mesma associação abortada, isto é, não desenvolvida completamente por falta de areia. A segunda associação situa-se sempre a sotavento da primeira, seja esta abortada ou não, dela se separando por uma área deflacionar, onde se encontram suas fácies mais proximais. Estaria relacionada a valores mais baixos de deriva eólica efetiva e razão suprimento/energia.

Nas áreas de aporte eólico mais efetivo, a deposição de areia eólica na berma praial ocorre em taxa maior que a velocidade de crescimento normal de vegetação pioneira, o que dificulta o desenvolvimento perene de dunas frontais. Este estado de desequilíbrio favorece a *instabilização maciça de dunas frontais*, mencionada por Short (1988), dando vez ao desenvolvimento de extensos lençóis de areia (campos de dunas) que se iniciam na orla praial e só terminam nas frentes parabólicas interiores, distantes por até dezenas de quilômetros. Nas áreas costeiras de aporte eólico menor, as dunas frontais não se instabilizam, mas sofrem deflação gradual pelo ventos prevalecentes, formando dunas parabólicas de migração lenta, as quais se coalescem em maior ou menor grau na forma de lençóis parabólicos de dimensões variáveis, sempre menos extensos que os depósitos maciços proximais.

Lençóis parabólicos da associação distal ativa formados a partir da deflação da associação proximal abortada (dunas frontais estáveis) podem ser vistos, por exemplo, na parte sul da praia de Itapirubá. Lençóis distais à frente de associação proximal desenvolvida são encontrados na praia do Sol ou a noroeste de Canto da Lagoa.

O desenvolvimento completo da associação proximal ocorre preferencialmente sobre o sistema deposicional barra-barreira existente a sul do cabo de Santa Marta. Esta distribuição geográfica pode estar ligada ao excesso de areia em desequilíbrio na face litorânea e costa afora, favorecido pela redução do gradiente da plataforma interna a sul de Santa Marta. Nessa região, o desenvolvimento de fácies deflacionares restringe-se apenas às épocas e locais em que a reativação da desembocadura lagunar ou de canais de sobrelavagem interrompem o aporte sedimentar eólico (Figura 5).

O estabelecimento da faciologia eólica foi baseado na observação de depósitos ativos (geração 4), mas pode ser nítido também na geração 3, a qual ocorre preferencialmente sob três formas principais: como ombreiras de contenção na margem interna vegetada de lençóis parabólicos ativos, como rastros lineares deixados pela movimentação desses lençóis, e como lençóis parabólicos deflacionares, imbricados.

Figura 3 - Escapa de Guaiúba - Vila Nova (município de Imbituba), considerada seção-tipo dos depósitos das gerações eólicas mais antigas, 1 e 2 (Giannini et al., 1997). Areias esbranquiçadas vegetadas da geração 3 ocorrem sob a forma de paleodunas de topo da escarpa. A escarpa é parcialmente coberta também por cadeias barcanóides da geração 4, como se observa no lado direito da fotografia.

Figure 3 *- Vila Nova - Guaiúba cliff (Imbituba), considered as type-section for the deposits of the oldest eolican generations, 1 and 2 (Giannini et al, 1997). Vegetated whitish sands of generation 3 occurs in the form of cliff-top paleodunes. The cliff is also partially covered by barchanoid chains of generation 4, as shown on the right hanside of the picture.*

Figura 4 - Representação esquemática dos dois tipos de associações de fácies eólicas ativas encontradas na costa centro-sul de Santan Catarina (extraída do painel de Carvalho & Giannini, 1998).

Figure 4 *- Schematic representation of the two types of active eolian facies associations found in Santa Catarina's mid-south coast. Taken from Carvalho & Giannini (1998) poster.*

Figura 5 - Floco de barlavento de megaforma eólica, similar a um draa costeiro, próximo ao extremo norte da Praia Grande do Sul , com desenvolvimento de fácies deflacionares (em primeiro plano), devido à interrupção, pela desembocadura lagunar do Camacho, de suprimento de NE. Notar a formação temporária de faces de avalancha reversas (voltadas para NE).

Figure 5 *- Upwind flank of costal eolian megaform similar to a draa, close to he northen end of the Grande do Sul beach, with development of deflation facies (first plan). Deflation can be attributed to the presence of Camacho lagoonal inlet interrupting the sand supply from NE. Notice the temporary formation of reverse slipfaces (turned towards NE).*

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O patrimônio natural e arqueológico da região teve sua deterioração acelerada desde a segunda metade do século XX, devido à intensa exploração de concheiros naturais e sambaquis e à expansão das cidades de Tubarão, Laguna e Imbituba: a primeira como sede da usina termoelétrica, a segunda como balneário turístico e a terceira como pólo carboquímico e portuário. A região melhor preservada, correspondente aos sistemas barra-barreira, lagunar e eólico a sul de Laguna, deve sua situação à inexistência de acesso direto por rodovia asfaltada. Deve-se lembrar que o cruzamento da desembocadura lagunar de Entrada da Barra é feito até hoje por balsa.

A exploração adequada dos recursos naturais e do espaço físico oferecidos pelos sistemas deposicionais costeiros depende da manutenção das relações de matéria e energia destes sistemas entre si ou com os *sistemas externos* (rios e plataforma continental, por exemplo). Pressupõe, portanto, o conhecimento dos princípios que regem estas relações. Sob esse aspecto, o conhecimento da dinâmica de associações de fácies quaternárias extrapola suas funções acadêmicas, para desempenhar papel essencial na preservação e uso do patrimônio natural. O rio Tubarão, por exemplo, representa um canal de entrada de energia e matéria advindas dos sistemas deposicionais externos continentais (Giannini, 1993). Pelo menos dois dos problemas ambientais que ameaçam a harmonia da relação entre homem e natureza na região relacionam-se com este canal de entrada. O primeiro deles é a poluição química e detrítica da bacia hidrográfica do rio Tubarão pela indústria de extração, beneficiamento e derivação química do carvão da Formação Rio Bonito (Paleozóico da Bacia do Paraná) explorado nos municípios de Criciúma, Siderópolis e Urussanga. A poluição reflete-se no complexo lagunar receptor na região de Imbituba-Laguna (Kux & Valeriano, 1982; Garcia, 1986; Tommasi, 1987). O segundo problema são as enchentes em mesma bacia hidrográfica, acompanhadas por mecanismos episódicos de fluxos gravitacionais em encostas (Bigarella & Becker, 1975a) e, por extensão, no rompimento temporário do sistema barra-barreira (Giannini, 1993). Mecanismos naturais de interação entre sistemas deposicionais, estes fenômenos não podem ser desconsiderados quando do planejamento da ocupação. Nem sequer serem sumetidos à *força* das obras de engenharia, sem que se considerem as conseqüências, a prazo mediato, da interrupção nos fluxos naturais de matéria e energia. A utilização de canais distributários da planície deltaica para irrigação das culturas de arroz é um exemplo de interferência humana cujos desencadeamentos indesejáveis parecem crescer em progressão geométrica. Esta interferência reduziu a vazão natural do delta e, por conseqüência, a pressão hidráulica nas desembocaduras lagunares. Como possível efeito, observa-se, nas últimas décadas, o abandono de distributários e uma menor freqüência de abertura da desembocadura do Camacho, posicionada num ponto de intenso aporte eólico e litorâneo. Este fato comprometeu a mistura de águas e nutrientes nas lagunas Camacho e Garopaba do Sul e reduziu de modo drástico as populações de camarão. Pressionada pelos pescadores, a prefeitura municipal de Laguna investiu em sucessivas tentativas de construção de molhes guia-corrente, frustradas uma a uma pela ação ora destrutiva ora deposicional das ondas. A fragilidade destas grandes obras frente aos agentes sedimentares denuncia a ausência de perspectiva geológica no seu dimensionamento. Além disso, a construção de obras deste tipo, resistindo ou não aos eventos de energia anômala ou aos fenômenos de liquidificação esquecidos nos cálculos de engenharia, pode ser questionada por princípio (Pilkey, 1989, 1991), uma vez que sempre põe em risco o equilíbrio de sedimentação, à medida que interrompem a deriva litorânea longitudinal a sotamar.

Outro ponto de conflito entre a ocupação humana e a dinâmica dos sistemas deposicionais refere-se aos sistemas eólico e barra-barreira. Nas praias entre Passagem e Camacho encontram-se exemplos de casas e *benfeitorias* de loteamentos que, após modificarem a paisagem natural pela eliminação de dunas e paleodunas, não resistiram, em poucos meses, à invasão de ondas de tormenta e/ou areias eólicas. Mesmo no perímetro urbano de Laguna, núcleos habitacionais à frente de lençóis parabólicos ativos encaram como rotina a tarefa de tentar conter o avanço das dunas através da fixação da areia com o uso de água, cascalho ou cercas.

Apesar desses exemplos de deterioração da paisagem, a região mantém inegável vocação para o turismo ecológico e histórico. O conhecimento profundo dos sistemas deposicionais e sua aplicação prática são necessidades urgentes, não apenas para evitar formas de visitação turística, e de ocupação, agressivas ao equilíbrio destes sistemas, mas também pelo poder de explicação histórica que este conhecimento oferece. Giuseppe Garibaldi, herói da unificação italiana, também lembrado por sua participação na Revolução

dos Farrapos e na criação da República Juliana, é um exemplo de que as atitudes que consideram a dinâmica dos sistemas naturais têm mais chances de obter sucesso. Os capítulos mais dramáticos da tomada de Laguna pelos revolucionários ganham tempero com estratégias bélicas que exploraram detalhes da dinâmica do sistema lagunar. Enquanto as embarcações do império aguardavam o ataque naval por mar aberto, junto a desembocadura lagunar que banha a cidade (Entrada da Barra), as tropas revolucionárias, chefiadas por Garibaldi, penetravam com uma embarcação leve, pelos meandros do rio Tubarão, após adentrar a laguna Garopaba do Sul através da pequena desembocadura do Camacho (Collor, 1938). O resultado foi a vitória de Garibaldi. No caso, a vitória da razão de quem soube explorar os caminhos oferecidos pela natureza, sobre a força de quem os ignorou. Mais do que explicar, a história, bem contada, deixa lições.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abreu, S.F. 1928. Sambaquis de Imbituba e Laguna, Santa Catarina. *Rev. Soc. Geog., Separata.*

Abreu, S.F. 1944a. O problema dos sambaquis. I: sambaquis de Imbituba e Laguna, Santa Catarina. *Bol. Geográfico,* **2**(20):1136-1143.

Abreu, S.F. 1944b. O problema dos sambaquis. II: sambaquis de Imbituba e Laguna, Santa Catarina. *Bol. Geográfico,* **2**(21):1298-1311.

Angulo, R.J.; Giannini, P.C.F.; Suguio, K.; Pessenda, L.C.R. 1996. Variação do nível relativo do mar nos últimos 5500 anos na região de Laguna-Imbituba (Santa Catarina), com base em datações radiocarbônicas de tubos de vermetídeos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 39, Salvador, BA. *Anais...* Salvador, SBG, v.5, p.281-285.

Angulo, R.J.; Giannini, P.C.F.; Suguio, K.; Pessenda, L.C.R. 1999. Relative sea level changes during the last 5500 years in the Laguna-Imbituba region (Santa Catarina, Brazil), based on vermetid radiocarbon ages. *Marine Geology,* **159**(1999):323-339.

Bigarella, J.J. & Becker, R.D. 1975a. Catastrophic events in the Tubarão area. In : INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE QUATERNARY, Curitiba. *Topics for discussion, VI... Bol. Paranaense Geoc.,* **33**:200-206.

Bigarella, J.J. & Becker, R.D. 1975b. Correlative deposits. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE QUATERNARY, Curitiba. *Topics for Discussion, X... Bol. Paranaense Geoc.,* **33**:225-230.

Bigarella, J.J. & Becker, R.D. 1975c. Sea level changes. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE QUATERNARY, Curitiba. *Topics for Discussion, XIII... Bol. Paranaense Geoc.,* **33**: 245-251.

Bigarella, J.J. & Becker, R.D. 1975d. State of Santa Catarina. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE QUATERNARY, Curitiba. *Itinerary... Bol. Paranaense Geoc.,* **33:**311-329.

Bocchi, P.R. & Liberatore, G. 1968a. Análises químicas de sambaquis e concheiros naturais em Santa Catarina. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, Belo Horizonte. *Resumo das Comunicações...* Belo Horizonte, SBG. p.43.

Bocchi, P.R. & Liberatore, G. 1968b. *Relatório Complementar da Vistoria Efetuada junto aos Sambaquis e Concheiros Naturais (Terraços) no Leste do Estado de Santa Catarina entre as Cidades de Jaguaruna e Imbituba, Levando-se em Consideração as Análises Químicas para P_2O_5, CaO e MgO das Amostras Coletadas durante a Vistoria*. Porto Alegre, DNPM-1 Distrito. Relat.Interno (inéd.).

Bocchi, P.R. & Liberatore, G. 1968c. *Relatório Preliminar da Vistoria Efetuada junto aos Sambaquis e Concheiros Naturais (Terraços) no Leste do Estado de Santa Catarina entre as Cidades de Jaguaruna e Imbituba.* Porto Alegre, DNPM-1 Distrito. Relat.Interno (inéd.). 46p.

Bocchi, P.R. & Liberatore, G. 1968d. Relatório Preliminar da vistoria efetuada junto aos sambaquis e concheiros naturais (terraços) no Leste do Estado de Santa Catarina entre as cidades de Jaguaruna e Imbituba. *In* : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belo Horizonte, *Resumo das Comunicações...* Belo Horizonte, SBG, p.44-45.

Caruso, F., Jr. 1985. *Síntese sobre a Geologia dos Sambaquis e Depósitos Calcários Biodetríticos em Santa Catarina*. Florianópolis, DNPM. Relat. Interno (inéd.), 13p.

Caruso, F., Jr. 1995. *Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Sudeste de Santa Catarina.* Brasília, DNPM. 52p., mapa. (Programa Cartas de Síntese e Estudos de Integração Geológica, 1).

Carvalho, C.H.G. & Ggiannini, P.C.F. 1998. Morfodinâmica de draas costeiros e superfícies de truncamento na região de Imbituba-Jaguaruna, SC. *In*: CONGR. BRAS. GEOL., 40, Belo Horizonte, MG. *Anais...* Belo Horizonte, SBG. p.258.

Castro, V.H.S. & Castro, E.C. 1969a. *Geologia da Quadrícula de Laguna, SC.* Porto Alegre, DNPM -1º Distrito. Relat. Interno (inéd.), 38p.

Castro, V.H.S. & Castro, E.C. 1969b. Geologia da Quadrícula de Laguna. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23 , Salvador. *Bol.Especial (1), Resumo das Conferências e das Comnunicações.* Salvador, SBG, p.23.

Collor, L. 1938. *Garibaldi e a Guerra dos Farrapos.* Rio de Janeiro, São Paulo, Porto Alegre, Editora Globo. 2 ed., 1958. 374p. (Coleção Província, 14).

De Blasis, P.; Afonso, M.C.; Figuti, L.; Fish, P.; Fish, S.; Gaspar, M.D,; Eggers, S.; Lahr, M.M. 1998. Padrões de assentamento e formação de sambaquis em Santa Catarina. *Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia - USP,* **8**:319-321.

Garcia, M. l986. O meio ambiente. In: GAPLAN-SC. *Atlas de Santa Catarina.* Rio de Janeiro, Aerofoto Cruzeiro. p.39-40.

Giannini, P.C.F. 1993. *Sistemas Deposicionais no Quaternário Costeiro entre Jaguaruna e Imbituba, SC.* São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Tese de Doutoramento (inéd.) 2v, 2 mapas, 439p..

Giannini, P.C.F. 1998. Associações de fácies eólicas ativas na costa centro-sul de Santa Catarina. *Anais da Acad. Bras. Ciências,* **70**(3): 696.

Giannini, P.C.F. & Santos, E.R. 1994. Padrões de variação espacial e temporal na morfologia de dunas de orla costeira no centro-sul catarinense. *Bol. Paranaense de Geoc.* **42**: 73-95.

Giannini, P.C.F. & Suguio, K. 1994. Diferenciação entre gerações de depósitos eólicos quaternários na costa centro-sul de Santa Catarina. *In*: CONGR. BRAS. GEOL., 38, Balneário Camboriú, SC. *Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú, SBG. p.402-403.

Giannini, P.C.F.; Suguio, K.; Santos-Giannini, E.R.; Kogut, J.S. 1997. Gerações de areias eólicas na escarpa de Guaiúba, Imbituba, SC. *In*: CONGR. ASSOC. BRASIL. DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6, Curitiba. *Resumos Expandidos...* Curitiba, Abequa. p.63-67.

Guerra, A.T. 1950a. Apreciações sobre o valor dos sambaquis como indicadores de variação dos oceanos. *Bol.Geog.,* **8**(90): 850-853.

Guerra, A.T. 1950b. Contribuição ao estudo da geomorfologia e do Quaternário do litoral de Laguna (Santa Catarina). *Rev. Bras. Geog.*, **12**(4):535-564.

Guerra, A. T. 1951. Notas sobre alguns sambaquis e terraços do litoral de Laguna (Santa Catarina). *In*: ASSEMBLÉIA GERAL ORDINÁRIA DA ASSOCIAÇÃO DOS GEÓGRAFOS DO BRASIL, 6, Nova Friburgo, 1951. *Anais Assoc. Geóg. Brasil, São Paulo,* AGB, 1953, v.5, tomo 1, p.11-24.

Hurt, W.R. 1974. *The interrelationships between the natural environment and four sambaquis, Coast of Santa Catarina, Brazil.* Indiana, Indiana Univ.Museum, 23p. (Ocasional Papers and Monographs, 1).

Kux, H.J.H. & Valeriano, D.M. 1982. Resultados preliminares da interpretação automática de dados do MSS - Landsat, aplicada a estudos de área de rejeito de carvão, na região de Criciúma, Estado de Santa Catarina, Brasil. *In*: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2, Brasília. *Anais* ... São José dos Campos, INPE. v.3.p.705-712.

Martin, L. & Suguio, K. 1976. O Quaternário marinho do litoral do Estado de São Paulo. *In*: CONGR. BRAS. GEOL., 19, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto, SBG. v1, p. 281-293.

Martin, L. & Suguio, K. 1986. Excursion route along the coastal plains of States of Paraná and Santa Catarina. *In*: INTERN. SYMP. SEA LEVEL CHANGES AND QUATERNARY SHORELINES. São Paulo, 1986. *Special Publication...* São Paulo, Inqua. v.1, p.39-124.

Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.M. 1988a. Hauts niveaux marins pleistocenes du litoral bresilien. *Palaeogeog., Palaeoclimat., Palaecol.*, **68**(3):231-239.

Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.M.; Azevedo, A.E.G. 1988b. Mapa Geológico do Quaternário Costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Brasília, DNPM. 40 p, 2 mapas. (Série Geologia, 28).

Pilkey,O.H. 1989. The engineering of sand. *J. Geol. Education,* **37**:308-311.

Pilkey,O.H. 1991. Coastal erosion. *Episodes,* **14**(1):46-51.

Pimenta, J. 1958. *A Faixa Costeira Meridional de Santa Catarina.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM. 104p. (Bol. 176).

Short, A.D. 1988. Holocene coastal dune formation in Southern Australia: a case study. *Sediment. Geol.*, **55**(1/2): 121-142.

Silveira, J.D. 1964. Morfologia do litoral. *In*: AZEVEDO, A. ed. *Brasil: A Terra e o Homem, v.I: As Bases Físicas.* São Paulo, Cia. Ed. Nacional. p.253-305.

Suguio, K. & Martin, L. 1978. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. *In*: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, São Paulo. *Special Publ.(1).* São Paulo, IGCP-IGUSP-SBG, 55p.

Suguio, K.; Martin, L.; Flexor, J.M.; Azevedo, A.E.G. 1986. The quaternary sedimentary deposits in the states of Paraná and Santa Catarina coastal plains. *In* : INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON SEA LEVEL CHANGES AND QUATERNARY SHORELINES, São Paulo. *Quaternary South Am. Antartic. Peninsula,* **4**:3-25.

Tommasi, L.R. 1987. Santa Catarina. *In*: Poluição marinha: Brasil. *Public. Especial Inst. Oceanogr. Univ. S. Paulo,* **5**:20-21.

Villwock, J.A. 1984. Geology of the coastal province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A Synthesis. *Pesquisas,* **16**:5-49.

Villwock, J.A. 1987. Processos costeiros e a formação das praias arenosas e campos de dunas ao longo da costa sul e sudeste brasileira. *In*: SIMPÓSIO SOBRE ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA, Cananéia. *Síntese dos Conhecimentos, v. 1...* São Paulo, Public. ACIESP (54) I. p.380-398.

Wiener, C. 1876. Estudos sobre os sambaquis do sul do Brazil. *Arch.Museu Nacional,* **1**: 3-20.

[1] Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental; Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo; Rua do Lago, 562, Cidade Universitária, Caixa Postal 11348, CEP 05422-970, São Paulo, SP
pcgianni@usp.br

Campo de Dunas Inativas do Médio Rio São Francisco, BA

Marcante registro de ambiente desértico do Quaternário brasileiro

SIGEP 56

Alcina Magnólia Franca Barreto[1]
Kenitiro Suguio[2]
Paulo Eduardo De Oliveira[2]
Sonia Hatsui Tatumi[3]

O campo de dunas inativas do médio Rio São Francisco representa, sem dúvida, um dos mais importantes registros de mudanças paleoambientais, principalmente paleoclimáticas, durante o Quaternário no Nordeste Brasileiro. Tal importância advém não somente da sua extensão (cerca de 7.000 km^2) e espessura (mais de 100 m), mas também como testemunho de antigos climas mais secos que o atual, que interferiram fortemente na evolução da fauna e flora lá viventes.

Através de estudos geomorfológicos e sedimentológicos foram reconhecidos cinco domínios, possivelmente representativos de distintas gerações de dunas eólicas. Por outro lado, as análises palinológicas de turfas e os dados sedimentológicos de areias sugerem que, no Pleistoceno tardio, houve expansão de florestas pluviais de afinidades Atlântica e Amazônica através do Vale do Rio Icatu. Este fato poderia explicar a existência de alguns enclaves de florestas atuais, com aquelas afinidades, no domínio da caatinga nordestina.

Portanto, acredita-se que a proteção e a preservação deste ecossistema constituam medidas importantes e necessárias visando a manutenção das diversidades faunística e florística na área, representativas das mudanças paleoambientais supracitadas.

The Stabilized Sand Dunefield of Middle São Francisco River, State of Bahia - A remarkable record of desertic environment of the Brazilian Quarternary

The stabilized sand dunefield of the middle São Francisco River represents one of the most important records of paleoenvironmental change, mainly paleoclimatic, during the Quaternary of northeastern Brazil. Such importance is not only a consequence of its large size (ca. 7,000 km^2) and of the thickeness of its sediments (more than 100 m), but also because it contains a record of past climates, drier than present, which have strongly affected the evolution of its flora and fauna.

Five geomorphological domains, which are representative of distinct eolian dune generations, have been recognized in the area through geomorphological and sedimentological studies. In addition, pollen analysis in peat bog sediments and sedimentological studies of sands indicate that tropical rain forest of Atlantic and Amazonian floristic affinities expanded in the Icatu River Valley during the Late Pleistocene. This forest expansion could explain the existence of present-day tropical forest enclaves with such affinities, within the modern phytogeographical domain of the northeastern brazilian caatinga.

Therefore, the environmental protection and preservation of this important ecosystem is of paramount importance for the maintenance of the modern and rich biodiversity patterns found in the area, which in turn are consequence of past environmental change.

INTRODUÇÃO

As dunas inativas, também chamadas fósseis, representam uma herança de climas antigos mais secos que o atual na área, embora estejam estabilizadas pela vegetação (Thomas & Shaw, 1991). Geralmente, exibem formas originais parcialmente reafeiçoadas pelo intemperismo e erosão pluviais. Elas são encontradas em diversas partes do mundo em desertos atuais ou nas suas adjacências (Figura 1), fornecendo dados relacionados aos paleoclimas e paleoventos (Melton, 1940; Lowe & Walker, 1997).

O campo de dunas inativas, aqui estudado, acha-se delimitado pelo Rio São Francisco e a Serra do Estreito, entre as cidades de Barra e Pilão Arcado, Estado da Bahia. A natureza muito inóspita e a conseqüente baixa densidade demográfica da população humana são fatores que favorecem a preservação da área. Portanto, constitui um sítio privilegiado para pesquisas paleoambientais e paleoecológicas, visando a melhor compreensão das diversidades faunística e florística lá encontradas.

LOCALIZAÇÃO

Este campo de dunas inativas situa-se a NW do estado da Bahia, ao sul do Polígono das Secas, entre as latitudes de $10^0$00' e $11^0$00'S e longitudes $42^0$30' e $43^0$20'W (Figura 2). Ocupa parte dos municípios de Barra, Pilão Arcado e Xique-Xique, distando cerca de 700 km de Salvador.

O acesso à área pode ser feito de Salvador até Juazeiro pela BR-324 e, a seguir, pela BR-235 até Pilão Arcado. A constituição arenosa do terreno, a ausência de estradas pavimentadas e a precária infra-estrutura restringem o acesso somente a veículos com tração nas quatro rodas ou de tração animal.

HISTÓRICO

A área foi denominada por Williams (1925) de um "*pequeno Saara ao longo do São Francisco*". Segundo este autor, as areias hoje estabilizadas pela vegetação teriam sido supridas pelo Rio São Francisco, durante as estiagens, sendo a seguir transportadas pelo vento.

Moraes Rego (1926) incluiu os depósitos aluviais e eólicos, que margeam o Rio São Francisco, na Formação Vazantes, por ele proposta.

As primeiras considerações paleoclimáticas sobre a área são de Domingues (1948), que atribuiu à fase de acentuada aridez durante o último período glacial do hemisfério norte. Segundo este autor, o Rio São Francisco teria assumido caráter senil no Pleistoceno, quando teria apresentado intensa sedimentação, com curso divagante devido à capacidade de transporte insuficiente para carrear toda a carga sedimentar.

Segundo King (1956) as areias eólicas do médio Rio São Francisco seriam resultantes do ciclo erosivo posterior à Superfície Velhas, que teria originado o aplainamento Pliocênico-pleistocênico. Este autor admitiu que o canal principal do rio seguia para NW e

Figura 1 – Localização dos sistemas de dunas inativas ou fósseis.
Figure 1 - *Occurrence of inactive or fossil dune systems.*

<u>América do Norte</u>
1. Deserto de Mojave; 2. Arizona; 3. Colorado; 4. Nebrasca
<u>América do Sul</u>
5. Lhanos, Venezuela e Colômbia; **6. São Francisco, Brasil**; 27) Maranhão, Brasil; 8. Pampas, Argentina;
<u>África</u>
9. Mauritânia; 10. Senegal; 11. Hausaland, Nigéria; 12. Mali; 13. Níger; 14. Bacia do Chad; 15. Kordofan, Sudão; 16. Zaire; 17. Zâmbia-Angola; 18. Zimbabue; 19. Kalahari
<u>Ásia</u>
20. Deserto de Thar
<u>Oceania</u>
21. Noroeste da Austrália; 22. Deserto de Gt. Sandy; 23. Deserto de Simpson-Malle-Strezelecki; 24. Oeste da Austrália; 25. Sul da Austrália; 26. Tasmânia.

(Modificado de Thomas & Shaw, 1991)

desembocava no Rio Tocantins mas, por captura fluvial, teria chegado à posição atual.

Este campo de dunas inativas foi interpretado como evidência geomorfológica de clima pretérito mais seco que o atual que, segundo Tricart (1974), teria existido durante o último máximo glacial (cerca de 18.000 anos AP). Na época existiria uma drenagem endorreica, que terminava num lago e a atual característica exorreica teria sido adquirida no fim da última glaciação há cerca de 12.000 anos AP.

Baseado na interpretação de Tricart (*op. cit.*), Goudie (1983) incluiu este campo de dunas inativas em um mapa mundial de distribuição de áreas submetidas a atividades eólicas durante o último máximo glacial. Schobbenhaus *et al.* (1984) também aceitaram a interpretação de Tricart (*op. cit.)* e admitiram ser este o "*único exemplo de formações dunares de ambiente desértico quaternário no Brasil*".

Dunas longitudinais e parabólicas, atingindo até 50 m de altura, teriam sido depositadas por ventos de SE e E (Costa, 1984). As areias deste campo de dunas seriam provenientes do Rio São Francisco e da Serra do Estreito que, como barreira topográfica, limitou a expansão do campo para W. No fim do último estádio glacial, do hemisfério norte, teria ocorrido uma umidificação do clima, propiciando a modificação da drenagem endorreica para exorreica. Deste modo, as dunas teriam sido colonizadas pela vegetação, ficando estabilizadas porém dotadas de equilíbrio muito frágil. Baseada nesta característica, esta autora sugeriu que a área fosse incorporada ao Sistema Nacional de Unidades de Conservação, com preservação assegurada em caráter permanente e compulsório. Esta medida seria favorecida pela inexpressiva ocupação antrópica, atribuível às limitações edáficas e hídricas .

Rodrigues (1991) estudou a herpetofauna, reconhecendo gêneros e espécies novos de lagartos, completamente adaptados à vida subterrânea no interior de areias, semelhantes aos encontrados em desertos australianos e sul-africanos. Segundo o autor, esses animais teriam origem em um ancestral comum que, tendo as suas áreas de dispersão isoladas por uma barreira geográfica representada pelo Rio São Francisco, deram origem a três novas espécies.

Diferentemente da idéia de Costa (1984), Barreto & Suguio (1993) e Barreto (1996) obtiveram dados sedimentológicos, indicando que o Rio São Francisco teria sido praticamente a única fonte de areias para o campo de dunas. Estes autores compararam a carga sedimentar atual transportada pelo Rio São Francisco com o volume estimado de areia eólica existente entre Barra e Pilão Arcado e concluíram que seriam necessários, no mínimo, 100.000 anos para que toda a areia fosse acumulada na área.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Clima

O clima da área pode ser classificado (Köppen) de Bswh (semi-árido quente com 7 a 8 meses de seca). A precipitação anual de 400-800 mm ocorre principalmente de outubro a março. Segundo Nimer (1977, 1989), a temperatura média do mês mais frio é superior a 18^0C e as médias anuais não ultrapassam 27^0C. As flutuações sazonais dos ventos estão ligadas à Massas Equatorial Atlântica e Tropical Atlântica no inverno e à Massa Equatorial Continental no verão. As velocidades de vento, medidas nas estações meteorológicas de Remanso e Barra, entre 1928-1942 e 1972-1976, indicaram médias relativamente baixas, entre 1,8 a 3,1 m/s (Pessoa, 1979 e Silva, 1974).

Vegetação

Os solos arenosos pouco desenvolvidos das dunas e o clima semi-árido da área dão origem à vegetação predominante do tipo caatinga (Jacomine *et al.*, 1976).

A caatinga pode ser subdividida em hipoxerófila (arbustiva) e hipoxerófila (arbórea). A primeira desenvolve-se preferencialmente, nas proximidades do Rio São Francisco, com densidade variável e aspecto rasteiro e aberto. São comuns a favela (*Cnidoscolus phyllacanthus*), o pinhão bravo (*Euphorbia*), o araçá-de-boi (Myrtaceae), a macambira (*Bromelia* sp.) e touceiras do cacto quipá (*Opuntia inamoema*). A caatinga hiperxerófila estende-se sobre os depósitos eólicos e assemelha-se a uma vegetação de transição entre a caatinga e a floresta caducifólia. São típicas a bombacácea (*Pseudobombax*), a celastrácea (*Maytenus*), algumas cactáceas arborescentes (*Pilocereus*), o xique-xique (*Pilocereus* sp.) e o cacto conhecido como coroa-de-frade.

Figura 2 –Localização da área de estudo.
Figure 2 - *Map of study site*

Figura 3 - Mapa simplificado de Domínios Geomorfológicos (Barreto, 1996).
Figure 3 - *Simplified map of geomorphic domains (Barreto, 1996).*

Figura 4 – Domínio Geomorfológico 3. Visão geral das dunas junto ao Rio São Francisco, apresentando-se com relevo fortemente ondulado, leques de areia de erosão pluvial e vegetação de caatinga arbustiva

Figure 4 – *Geomorphic Domain 3. General aspect of the dunes adjacent to the São Francisco River, showing the undulated physiography of the region, sand fans formed by pluvial erosion and shrub-caatinga vegetation.*

Figure 5 – Domínio Geomorfológico 4. Aspecto geral do relevo moderadamente ondulado e da vegetação de caatinga arbórea densa. Nota-se também a coloração branca das areias junto ao brejo de São Gonçalo (Rio Icatu).

Figura 5 *– Geomorphic Domain 4. General aspect of the local physiography showing the moderately undulated terrain covered by dense arboreal caatinga. Note the white sands next to the São Gonçalo swamp (Icatu River).*

Figura 6 – Domínio Geomorfológico 3, com predominância de formas parabólicas compostas aninhadas e escalonadas (em detalhe). No canto inferior direito, observa-se trecho do Rio São Francisco junto a Xique-Xique e, à esquerda, seu tributário Rio Icatu.

Figure 6 *– Geomorphic Domain 3, with predominance of nested, compound, eschelon parabolic dunes (detail). On the right hand lower corner, the São Francisco River at Xique-Xique, and its tributary, the Icatu River.*

Margeando o Rio São Francisco ocorre a mata ciliar, com espécies de carnaúba (*Copernicia cerifera*), umari (Palmae), quixabeira (*Bromelia sartorum*). Nas margens dos afluentes do Rio São Francisco que atravessam as dunas e nas baixadas interdunares são encontradas as veredas desenvolvidas sobre solos hidromórficos, com buriti (*Mauritia vinifera*), pindaíba e taoba (*Typha* sp.).

Geomorfologia e geologia

A área situa-se, em termos geomorfológicos, na depressão periférica do médio Rio São Francisco, com altitudes variáveis entre 400 e 800 m (IBGE, 1977).

As feições relacionadas à sedimentação eólica foram analisadas quanto às características sedimentológicas e morfológicas, modificações pós-deposicionais e padrões pretéritos de paeloventos (Barreto, 1996). Este estudo permitiu a caracterização de cinco domínios geomorfológicos descritos na Figura 7 (ver também Figuras 3, 4 e 5):

Cada domínio geomorfológico compreende área com características morfológicas semelhantes, resultantes da época de sedimentação e das modificações pós-deposicionais que, a rigor, pode abranger mais de uma fase de geração de dunas. Entretanto, essas premissas orientaram as coletas de amostras de areias para estudos sedimentológicos e datações por termoluminescência (TL).

As alturas das dunas são variáveis entre 5-10 m até 50-60 m, com a média entre 15 m. e 25 m. As dimensões horizontais das dunas situam-se mais comumente entre 1-3 km, mas algumas dunas parabólicas podem ter mais de 10 km. Aplicando-se a classificação de Pye (1993) foi constatada a ocorrência de grande variedade de dunas parabólicas compostas e simples. As formas mais comuns são: aninhadas (*nested*), escalonadas (*echelon* ou *rake-like*), digitadas (*digitate*) e superimpostas (*superimposed*) (Figura 6). A diversidade de formas parabólicas pode ser atribuída à variabilidade de rumos de paleoventos em escala regional. Os paleoventos apresentaram duas modas marcantes (NW e W), com dispersão na faixa de 53^0 (Barreto, 1996).

O gigantismo das dunas poderia ser atribuído ao efeito combinado de alta energia (velocidade) dos ventos, aliada ao abundante suprimento de areia e à resistência local à migração oferecida pelos obstáculos como vegetações e afloramentos rochosos.

No atual estado de conhecimentos, existem muitas dúvidas quanto às relações entre os padrões de

Figura 7 - Caracterização dos Domínios Geomorfológicos.
Figure 7 *- Characterization of Geomorphological Domains.*

Domínios Geomorfológicos	Altitudes médias (m)	Principal forma de relevo	Densidade e preservação das dunas	Processos/ agentes	Principais tipos de depósitos
Fluvial	*400-440 480 e 520*	*Plano*	-	*Fluvial*	*Fluvial*
Lençóis de areia	*400-440*	*Plano*	-	*Eólico com Retrabalhamento fluvial e pluvial importante*	*Mantiformes com canais fluviais difusos*
Dunas com morfologia nítida	*400-480*	*Fortemente ondulado*	*Alta densidade e boa preservação*	*Eólico com Retrabalhamento fluvial e pluvial*	*Variedade de dunas Parabólicas nítidas*
Dunas com morfologia tênue nítida	*440-600*	*Forte a moderado ondulado*	*Densidade e preservação variável*	*Eólico com Retrabalhamento fluvial e pluvial*	*Dunas com formas Ténues, nítidas e indefinidas*
Dunas dissipadas	*600-680*	*Tabuleiros e suave ondulado*	*Baixa*	*Eólico com intenso Retrabalhamento fluvial e pluvial*	*Tabuleiro*

paleoventos e as diferentes gerações de dunas; porém, do Pleistoceno-tardio até hoje podem ser reconhecidos, pelo menos, três episódios seguintes:

a. Entre 28.000 e 15.000 anos AP - Neste intervalo de tempo foram geradas as principais dunas parabólicas compostas e aninhadas, com tendência a formas de "V" fechadas, a formas parabólicas simples e alongadas, com ventos de SE para NW, refletindo regimes unimodais com pequena dispersão.

b. Entre 9.000 e 4.000 anos AP - Neste intervalo de tempo foram originadas dunas parabólicas, compostas e aninhadas, além de escalonadas superimpostas e digitadas, com formas predominantemente fechadas de "U", em resposta a ventos de E a SE para W a NW. Nesta época, embora ainda fossem unimodais, os ventos apresentaram maior dispersão, favorecendo a ocorrência de variedade de formas parabólicas.

c. Entre 4.000 e 900 anos AP - Uma nova geração de dunas superimpostas às mais antigas, constituída por dunas parabólicas aninhadas e alongadas-assimétricas de menores tamanhos, refletindo possivelmente ventos de SE para NW com menor dispersão, foi originada.

As três gerações supracitadas encontram-se superimpostas na porção centro-norte do domínio geomorfológico 4. As duas últimas gerações são encontradas principalmente no domínio geomorfológico 3, ao longo do Rio São Francisco, sugerindo que seja a fonte principal e quase única das areias eólicas. Aliás, este fato foi também mostrado muito claramente pelas características sedimentológicas.

Os estudos granulométricos, morfoscópicos e mineralógicos indicaram altas maturidades textural e composicional das areias, sugestivas de areias policíclicas.

Sete perfis de sondagem elétrica vertical, combinados com as características topográficas da área, indicaram que o embasamento das dunas pode situar-se até cerca de 140 m abaixo do nível de base atual, representado pelo Rio São Francisco, com 50 a 150 m de espessura de areia eólica. As dunas constituem um aqüifero importante, mas sem utilização devida à baixa densidade demográfica , representando fonte potencial de suprimento para demandas domésticas e irrigações.

As datações por termoluminescência (TL) de 42 de areias de dunas indicaram fases de atividades eólicas importantes, intercaladas por épocas de estabilização, pelo menos desde 28.000 a 900 anos AP (Figura 8). A falta de idades entre 10.500 e 9.000 anos sugere que, no início do Holoceno, a atividade eólica tenha sido mais limitada. Por outro lado, a grande freqüência de idade entre 4.500 e 1.700 anos AP, sugere aumento da atividade eólica. As idades obtidas por termoluminescência, quando comparáveis com idades radiocarbono em amostras contíguas, mostraram boa concordância.

A grande maioria das idades obtidas por termoluminescência em areias eólicas está, aparentemente, de acordo com a aridez crescente, sugerida pelo aumento de vegetação de caatinga e cerrado nos últimos 4.000 anos. Este fato parece ser apoiado pela ocorrência de 12 sítios amostrados, com fragmentos de carvão disseminados nas dunas, datados por radiocarbono, em área de cerca de 1.000 km^2 (Barreto *et al.*, 1996). O aumento de aridez no Holoceno tardio poderia ser correlacionado a fatores semelhantes, atribuídos a fenômenos do tipo El-Niño de longa duração (dezenas a centenas de anos), sugeridos em outras áreas (Meggers, 1994; Turcq *et al.*, 1998).

Figura 8 - Representação gráfica do número de amostras datadas em função da idade TL.
Figure 8 *– Graphic representation of the samples dated by Thermoluminescence.*

Palinologia e paleoclimas

O estudo palinológico de uma turfeira do Rio Icatu, principal afluente do Rio São Francisco na área de estudo, na localidade de Saquinho ($10^0$24'S; $43^0$13'W), acusou idade basal de 10.900 anos AP (De Oliveira *et al*., 1997). Este estudo, que representa o primeiro trabalho do gênero realizado em zona semi-árida de caatinga dos Brasil, permitiu o reconhecimento de cinco fases distintas de vegetação e clima, ocorridas nos últimos 11.000 anos.

No fim do Pleistoceno e início do Holoceno, as condições de clima mais frio e úmido que o atual permitiram a expansão de floresta pluvial de galeria (mata ciliar) nas planícies fluviais. Embora menos conspícua na paisagem entre 11.000 e 8.900 anos AP, a vegetação de caatinga sempre esteve presente, cuja participação aumentou após 4.240 anos AP.

Os estudos palinológicos, bem como as datações por termoluminescência, não corroboram a hipótese simplista de Tricart (1974), de que este gigante campo de dunas tenha sido originado durante o último máximo glacial, entre 18.000 e 14.000 anos AP. O retrabalhamento de dunas nos últimos 30.000 anos parece ter sido mais intenso no Holoceno que no Pleistoceno tardio e, além disso, a grande espessura de areias eólicas sugere que eventos semelhantes remontem ao início do Quaternário ou, até mesmo, ao Terciário tardio na área em questão.

Finalmente, as análises palinológicas sugerem que, no Pleistoceno tardio, ocorreu grande expansão de florestas pluviais de afinidades Atlântica e Amazônica, que invadiram o Vale do Rio Icatu. Este fato poderia explicar a afinidade botânica dos atuais enclaves, de floresta pluvial no domínio climático da caatinga nordestina, às florestas supra-citadas (De Oliveira *et al*., 1999).

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A área do campo de dunas inativas do médio Rio São Francisco (Estado da Bahia), representa um sítio muito importante como testemunho de evoluções geomorfológicas e geológicas locais, em grande parte atribuíveis às alternâncias paleoclimáticas do Nordeste Brasileiro durante o Quaternário. Por outro lado, a biodiversidade da fauna e flora locais reflete também o dinâmico cenário físico acima relatado.

É enorme a suscetibilidade à erosão dos sedimentos essencialmente arenosos, de modo que a ocupação humana da área conduziria à completa desfiguração geomorfológica das dunas, causando reflexos irreversíveis na hidrologia e na biodiversidades faunística e florística. Não há qualquer dúvida que o adensamento da ocupação humana local exacerbaria os processos geológicos. Os solos pobres e aproveitáveis pela rarefeita população local para culturas de subsistência e, além disso, as dificuldades de acesso são fatores naturais que favorecem a preservação.

Deste modo é imprescindível que a vegetação, que protege o relevo contra a erosão e reativação da atividade eólica hoje existente, seja protegida. Além disso, a vegetação nativa controla o regime hidrológico e fornece alimentação e forma os nichos de refúgio e de vida para os animais endêmicos ainda pouco estudados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barreto, A. M. F. 1993. *Estudo morfológico e sedimentológico da porção norte do mar de areia fóssil do médio Rio São Francisco, Bahia*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 98p.

Barreto, A.M. F.; Suguio K. 1993. Considerações sobre a idade e a paleogeografia das paleodunas do médio Rio São Francisco, Bahia. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA, IV, São Paulo. *Resumos Expandidos*, p. 11.

Barreto, A. M. F. 1996. *Interpretação paleoambiental do sistema de dunas fixadas do médio Rio São Francisco, Bahia*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 174 p.

Barreto, A. M. F.; Pessenda, L C.; Suguio, K. 1996. Probable drier Holocene climate evidenced by charcoal bearing middle São Francisco river paleodunes, state of Bahia, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **68**:1. 43-48p

Costa, M. I. P. 1984. Caracterização e avaliação dos ambientes dunares nas folhas SA 24 Fortaleza; SB 24/25 Jaguaribe/ Natal e SC 23 Rio São Francisco. *Boletim Técnico do Projeto RadamBrasil*, Série Geomorfologia, **187**:84-87.

De Oliveira, P.E.; Barreto, A.M.F.; Suguio, K. 1997. Paleovegetação e paleoclima do Quaternário tardio da caatinga brasileira: o campo de dunas do médio rio São Francisco, Bahia. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA, VI e VII Reunião sobre o Quaternário da América do Sul. Curitiba, PR. *Resumos Expandidos*.171-175.

De Oliveira, P.E.; Barreto, A.M.F.; Suguio, K. 1999. Late Pleistoceno/Holocene Climatic and Vegetational History of the Brazilian Caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* vol 152 (3-4) 319-337.

Domingues, A. J. P. 1948. Contribuição a geologia do sudeste da Bahia. *Revista Brasileira de Geografia*, **10**:255-289

Goudie, A. 1983. *Environmental Change*. 2 ed. Oxford, Clarendon 258 p.

IBGE. 1977. *Geografia do Brasil*. Rio de Janeiro, SERGRAF/IBGE vol. 2.

Jacomine, P.K.T.; Cavalcanti, A.C.; Ribeiro, M. R.; Montenegro, J. O.; Burgos, N. 1976. Levantamento Exploratório - Reconhecimento de solos da margem esquerda do Rio São

Francisco, Estado da Bahia. *Boletim Técnico EMBRAPA*, n⁰ 38, 404 p.

King, L. G. 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, **18**(2):147-265.

Lowe, J. J.; Walker, M. J. C. 1997. *Reconstructing Quaternary Environments*. London, Longmam Group Ltd. Londres, 446p.

Meggers, B.J. 1994. Archeological evidence for the impact of mega-niño events on Amazonia during the past two millenia. Climatic Change, **28**: 321-338.

Melton, F.A. 1940. A tentative classification of sand dunes its application to dune history in the Southern High Plains. *Journal of Geology*, **48**(2):113-145.

Moraes Rego, L. F. de. 1926. Reconhecimento geológico da parte occidental do Estado da Bahia. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, **17**:33-54.

Nimer, E. 1977. Clima. In: *Geografia do Brasil - Região Nordeste*. Vol. 2 IBGE. Rio de Janeiro.

Nimer, E. 1989. *Climatologia do Brasil*. IBGE. Rio de Janeiro, 421p.

Pessoa, M. D. 1979. Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste. Folha 18. São Francisco NE. *SUDENE, Série Hidrogeologia*, Bol. nº 59,

Pye, K. 1993. Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. *Spec. Publ. of the Int. Ass. Sediment*., **16**:23-44.

Rodrigues, M. T. 1991. Herpetofauna das dunas interiores do Rio São Francisco, Bahia, Brasil. *Papéis Avulsos de Zoologia*, **37**(19):285-320.

Schobbenhaus, C. F. 1984. *Geologia do Brasil*. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1: 2.500.000. Brasília, MME/DNPM, 501 p.

Silva, A.B. 1974. Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste. Folha 23 São Francisco SE. SUDENE, *Série Hidrogeologia*, Bol. nº **50**, 160 p.

Thomas, D.S.G.; Shaw, P.A. 1991 "Relict" desert systems: interpretations and problems. *Jounal of Arid Environments*, **20**:1-14.

Tricart, J. 1974. Existence de périodes seches au Quaternaire en Amazonie et dans les régionas voisines. *Revue Geomorphologie Dynamique*, **4**:145-158.

Turcq, B. Sifeddine, A.; Martin, L.; Absy, M.L.; Soubies, F. Suguio, K.; Volkmer-Ribeiro, C. 1998. Amazonia rainforest fires: A lacustrine record of 7,000 years. *Ambio*, **27**:139-142.

Williams, H. E. 1925. Notas geológicas e econômicas sobre o vale do Rio São Francisco. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, n⁰ **12**, 56 p.

[1] Departamento de Geologia. Universidade Federal de Pernambuco. Recife, PE.
alcina@npd.ufpe.br

[2] Departamento de Paleontologia e Estratigrafia. Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.
bjd@bragnet.com.br

[3] Departamento de Ensino Geral. Faculdade de Tecnologia de São Paulo.
tatumi@fatecsp.br.

Sítio 056: Campo de Dunas Inativas do Médio Rio São Francisco, BA

Pontos	Latitude	Logitude
1	-9,98391715459	-43,39035368980
2	-11,15735192030	-43,38882763730
3	-11,13768886530	-42,73279113910
4	-10,50146835820	-42,49911229330
5	-10,50317404320	-42,33877790280
6	-9,98391169853	-42,33500307960

Responsável: Alcina Magnólia Franca Barreto
email: alcinabarreto@ufpe.br

A Costa do Descobrimento, BA

A geologia vista das caravelas

SIGEP 71

José Maria Landim Dominguez[1]
Louis Martin[2]
Abílio Carlos da Silva Bittencourt[3]

A Costa do Descobrimento compreende o trecho da costa brasileira primeiro visitado pelos exploradores portugueses quando aqui chegaram. A geomorfologia da região é dominada pelos tabuleiros costeiros da Formação Barreiras (Terciário) e por ocorrências secundárias de depósitos quaternários. A evolução quaternária da região foi controlada pela interação entre a litosfera e as mudanças globais no clima e no nível do mar. Devido aos seus valores, históricos, culturais e cênicos esta paisagem tem um profundo significado para a memória nacional.

The Discovery Coast, State of Bahia - The geology seem from the caravelles

The Discovery Coast comprises the section of the Brazilian coastline first visited by the Portuguese explorers. The geomorphology of the region is dominated by the coastal tablelands of the Barreiras Formation (Tertiary) and minor occurrences of quaternary deposits. The quaternary evolution of this region was controlled by the interaction between the lithosphere and the global changes in climate and sea level. Because of its historical, cultural and scenic values this landscape has a profound meaning to the national heritage.

INTRODUÇÃO

A Costa do Descobrimento é aqui definida como o trecho da costa brasileira visitado pelos navegadores portugueses quando aqui chegaram por volta do ano de 1500. Este trecho se estende aproximadamente da foz do rio Cahy até a baía de Cabrália (Figura 1) e apresenta características muito peculiares que o diferencia do restante da Zona Costeira brasileira. Estas características associadas ao seu valor paisagístico e cultural, tornam a região sem dúvida um importante sítio geológico-geomorfológico e cultural do Brasil.

A geomorfologia deste trecho de costa é sustentada primordialmente pelos sedimentos terciários da Formação Barreiras e secundariamente por sedimentos quaternários (recifes de coral, arenitos de praia, depósitos praiais e lagunares), os quais no seu conjunto ajudam a compor a grande beleza natural da região.

Esta zona costeira teve sua origem na separação ocorrida entre a América do Sul e África, com início no Mesozóico, a qual estabeleceu as grandes linhas do

Figura 1 – Mosaico de imagens LANDSAT-TM5 da Costa do Descobrimento. Observar a morfologia típica dos tabuleiros costeiros. Os principais remanescentes de Mata Atlântica aparecem em vermelho e estão protegidos através da criação de três parques nacionais. As linhas pontilhadas indicam os trajetos possíveis da esquadra cabralina. O Trajeto 1, Rio Caí – Baía de Cabrália, é defendido por grande parte dos historiadores, enquanto o Trajeto 2, Rio dos Frades – Baía de Cabrália é defendido por M.J. Guedes (1996). Os retângulos azuis indicam a localização de mapas Geológico-Geomorfológico simplificados (modificados de Martin *et al.*, 1999):

A– Trecho Ponta Grande – Ponta Santo Antônio;
B– Região de Porto Seguro;
C– Região de Ponta Itaquena;
D– Região de Ponta Corumbau;
E– Trecho Ponta do Moreira – Rio Cahy.

Figure 1 – *Landsat TM5 mosaic of the Discovery Coast. Note the very characteristic morphology of the coastal tablelands. The major remnants of the Atlantic rainforest appear in red and are protected by national parks. Dotted lines show the possible route of the Portuguese explorers when they first arrived in the region. Route 1 is defended my most historians whereas route 2 is defended by M.J. Guedes (1996). Blue rectangles show location of simplified geologic-geomorphlogic maps (modified from Martin et al., 1999):*

A– *Ponta Grande – Ponta Santo Antônio region;*
B– *Porto Seguro region*
C– *Ponta Itaquena region*
D– *Ponta Corumbau region*
E– *Ponta do Moreira – Cahy River region*

SCOBRIMENTO
A
Baía de Cabrália
Coroa Vermelha
Parque Nacional do Pau Brasil
B
Porto Seguro
Frades
C
Ponta Itaquena
Trajeto 2
Trajeto 1 - percorrido pela esquadra cabralina
D
Ponta Corumbau
E
Rio Cahy
15 km
LEGENDA
Bancos de Arenito
Terras Úmidas (água doce)
Terras Úmidas (mangue)
Recifes de Coral
Terraço Marinho Holocênico
Terraço Marinho Pleistocênico
Formação Barreiras
Ponta Santo Antônio
Coroa Alta
Baía de Cabrália
Santa Cruz Cabrália
Coroa Vermelha
Ponta Grande
Porto Seguro
Ponta Itaquena
Rio dos Frades
Curaípe
Caraíva
Ponta Corumbau
Itacolomis
Pataxós
Rio Cai
Ponta do Mineiro

seu arcabouço geológico regional. Num tempo geológico mais recente (final do Terciário - Quaternário) a evolução da região costeira esteve intrinsecamente associada às interações entre a litosfera e as mudanças globais no clima e no nível relativo do mar.

Variações do nível relativo do mar durante o Quaternário

Para a costa leste do Brasil podem ser reconhecidos três episódios transgressivos durante o Quaternário; denominados do mais antigo para o mais recente de Transgressão Mais Antiga, Penúltima Transgressão e Última Transgressão (Martin *et al.*, 1980a e b; Suguio *et al*. 1985; Martin *et al.*, 1988).

A *Transgressão Mais Antiga* não tem ainda sua idade determinada. Sabe-se apenas que ocorreu após a deposição da Formação Barreiras. Os testemunhos deste episódio transgressivo encontram-se preservados sob a forma de uma linha de falésias fósseis que separam os sedimentos da Formação Barreiras de depósitos quaternários que se acumularam sob a forma de leques aluviais arenosos no sopé destas falésias (Martin *et al.*, 1980a).

A *Penúltima Transgressão* alcançou um máximo por volta de 123.000 anos A.P. quando o nível relativo do mar se posicionou cerca de 8 + 2 metros acima do nível do mar atual (Martin *et al.*, 1982). Os testemunhos estratigráficos deste episódio transgressivo e da regressão que se seguiu são os terraços marinhos pleistocênicos. Estes terraços são em verdade depósitos de areias litorâneas regressivas resultantes da progradação da linha de costa. Morfologicamente eles são caracterizados pelo topo plano com altitudes que alcançam cerca de uma dezena de metros acima do nível do mar atual. A idade de 123.000 anos atribuída à Penúltima Transgressão é resultado da convergência de uma série de evidências, dentre as quais a mais importante, é a datação pelo método do Io/U, na região de Olivença, sul do Estado da Bahia, de fragmentos de corais do gênero *Siderastrea* encontrados na base de terraços com estas características. Estes fragmentos de corais, num total de 5 amostras forneceram idades entre 122.000 e 142.000 anos A.P. (Martin et al., 1982). Vale ressaltar que esta é a única datação radiométrica disponível para estes terraços em toda a costa brasileira. Com base nesta datação e em outras evidências se optou por posicionar estes terraços no tempo com uma idade em torno de 123.000 anos (Martin *et al.*, 1988).

A *Última Transgressão* alcançou um nível de mar alto por volta de 5100 anos A.P. quando este nível alcançou cerca de 5 metros acima do nível atual (Martin *et al.*, 1980a; Suguio *et al.*, 1985). Este nível de mar alto e a regressão que se seguiu deixou como testemunhos ao longo da zona costeira brasileira, uma série de indicadores de níveis de mar pretéritos, tais como incrustações de vermetídeos, corais, algas coralináceas etc. os quais permitiram se construir curvas de variação do nível relativo do mar para diversos trechos da costa brasileira (Martin *et al*. 1979; Suguio *et al.*, 1985; Dominguez *et al.*, 1990). Algumas destas curvas são bastante detalhadas, como por exemplo a curva de Salvador (Figura 2), cuja construção encontra-se baseada em 68 datações por Carbono-14. Além dos indicadores descritos acima, a Última Transgressão e o episódio regressivo que se seguiu, deixou como principal testemunho estratigráfico os chamados terraços marinhos holocênicos, os quais à semelhança dos terraços depósitos marinhos pleistocênicos, são depósitos de areias litorâneas regressivas resultantes da progradação da linha de costa. Estes terraços apresentam morfologia plana e seus topos não ultrapassam 6 metros acima do nível do mar atual. A superfície destes terraços apresenta cordões litorâneos muito bem delineados. Dezenas de datações pelo método do radiocarbono de conchas de moluscos e fragmentos de madeira coletados nestes depósitos forneceram idades mais recentes que 5.000 anos A.P. (Martin *et al.*, 1996).

As curvas de variação do nível relativo do mar mostram que após o máximo de 5.100 anos A.P., o nível do mar não desceu de maneira regular. Esta descida foi interrompida por duas importantes oscilações de alta freqüência que ocorreram em 4.200-3.600 e 2.900-2.400 anos A.P. (Figura 2).

Figura 2 – Curva de Variações do Nível Relativo do Mar construída para a região de Salvador (modificado de Martin *et al.* 1979).

Figure 2 – *Sea-level variations curve constructed for the Salvador region (modified from Martin et al., 1979).*

Os dois últimos grandes episódios transgressivos quaternários deixaram testemunhos muito nítidos na forma de terraços arenosos nas planícies costeiras de Caravelas e do rio Jequitinhonha, situadas respectivamente a sul e a norte da Costa do Descobrimento. Na Costa do Descobrimento propriamente dita os testemunhos estratigráficos desta história de variações do nível do mar são esparsos, devido principalmente ao fato desta região apresentar um balanço negativo de sedimentos ao longo da linha de costa, ou seja os processos oceânicos e costeiros retiram mais sedimentos da linha de costa do que os aportes trazidos pelos rios ou aqueles oriundos de outras fontes. Isto explica porque este trecho da linha de costa praticamente não experimentou nos últimos 120.000 anos. Em verdade vários segmentos da Costa do Descobrimento tem sido caracterizados por uma tendência para erosão de longo prazo, o que faz com que ainda hoje, nestes trechos a Formação Barreiras alcance a linha de costa formando falésias vivas.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Geologia-geomorfologia

A paisagem natural da Costa do Descobrimento, encontrada pelos navegantes portugueses quando aqui chegaram, reflete a interação complexa de vários agentes naturais.

A Figura 1(A a E) mostra mapas geológico-geomorfológicos detalhados de vários trechos da Costa do Descobrimento. As seguintes unidades geológico-geomorfológicas principais podem ser identificadas:

Embasamento Precambriano

Inclui rochas metamórficas de alto grau com relevo da ordem de 500 metros originando morros de escarpas íngremes formando inselbergs que se elevam do relevo aplainado dos Tabuleiros Costeiros. O Monte Pascoal primeiro acidente geográfico avistado pela esquadra cabralina está inserido nesta província (Figuras 1 e 3). Este acidente geográfico, encontra-se assim descrito na carta de Pero Vaz de Caminha:

"E assim seguimos nosso caminho por este mar, de longo, até que, terça-feira das Oitavas de Páscoa, que foram vinte e um dias de abril, estando da dita ilha obra de 660 léguas, segundo os pilotos diziam, topamos alguns sinais de terra, os quais eram muita quantidade de ervas compridas, a que os mareantes chamam botelho, assim como outras a que dão o nome de rabo-de-asno. E quarta-feira seguinte, pela manhã, topamos aves a que chamam fura-buxos.

Neste dia, a horas de véspera, houvemos vista de terra! Primeiramente dum grande monte, mui alto e redondo; e doutras serras mais baixas ao sul dele; e de terra chã, com grandes arvoredos: ao monte alto o capitão pôs nome, o Monte Pascoal, e à terra, a Terra da Vera Cruz"

Tabuleiros Costeiros

Constituem as terras chãs descritas por Pero Vaz de Caminha:

"Esta terra, senhor, me parece que da ponta que mais contra o sul vimos até outra ponta que contra o norte vem, de que nós deste porto houvemos vista, será tamanha que haverá nela bem vinte ou vinte e cinco léguas por costa. Tem, ao longo do mar, nalgumas partes, grandes barreiras, delas vermelhas, delas brancas; e a terra por cima toda chã e muito cheia de grandes arvoredos. De ponta a ponta, é tudo praia-palma, muito chã e muito formosa"

Os tabuleiros costeiros são sustentados pelos depósitos areno-argilosos da Formação Barreiras (Figuras 1 e 4). Sua espessura varia de poucos metros próximo ao contato com o embasamento precambriano até 70-120 m próximo à linha de costa. Nesta região a Formação Barreiras apresenta um relevo extremamente plano e alcança sua maior expressividade em toda a costa leste-nordeste do Brasil. Os interflúvios planos são recortados por vales amplos de fundo chato e paredes íngremes bastante característicos da morfologia desta formação na região (Figura 1). A Formação Barreiras se acumulou em uma extensa planície aluvial que se estendia plataforma continental adentro tendo em vista a ocorrência de remanescentes desta formação que são ainda hoje encontrados submersos na plataforma interna. Na Costa do Descobrimento a Formação Barreiras é constituída por lamas e areias intercaladas, predominando localmente depósitos arcosianos, mal selecionados, do tipo fluxo de detritos. Embora em sua quase totalidade esta Formação seja de origem continental, ao sul da Ponta Corumbau são encontrados afloramentos que apresentam estruturas sedimentares indicativas de deposição em ambiente de planície de marés, capeando depósitos de fluxo de detritos (Figuras 1 e 5). Esta ocorrência inédita, indica que é possível que as porções mais distais da Formação Barreiras, incluam depósitos de natureza transicional.

A passagem da Formação Barreiras para o ambiente marinho costeiro se dá através de uma linha de falésias que em grande parte da região experimenta nítido processo erosivo, originando os melhores afloramentos desta unidade, os quais podem ser visitados durante uma caminhada ao longo da linha de costa. Dentre estes, aquele que apresenta as melhores exposições em termos de preservação de estruturas sedimentares são as falésias situadas ao sul da Ponta Corumbau.

Figura 3 – Foto do Monte Pascoal que se eleva a quase 500 metros de altitude. Observar o relevo plano da Formação Barreiras.
Figure 3 – *Photo of the Monte Pascoal, a precambrian inselberg, rising above the flat upper surface of the Barreiras Formation.*

Figura 4 – Foto dos tabuleiros costeiros ao sul de Porto Seguro. Observar o topo plano dos tabuleiros e as falésias vivas.
Figure 4 – *Photo of the coastal tablelands south of Porto Seguro. Note the extremely flat surface of these tablelands and the active sea cliffs.*

Figura 5 – Foto de afloramento da Formação Barreiras ao sul da Ponta Corumbau mostrando depósitos de fluxos de detritos canalizados **(A)** capeados por possíveis sedimentos de planície de marés **(B)**.
Figure 5 – *Photo of an outcrop of the Barreiras Formation, south of the Ponta Corumbau showing channeled debris flow sediments* **(A)** *capped by possible tidal flat deposits* **(B)**.

Figura 6 – Foto mostrando níveis mais resistentes da Formação Barreiras, constituídos por fluxos de detritos originando terraços de abrasão.
Figure 6 – *Photo showing resistant horizons of the Barreiras Formation made up of debris flow deposits. These horizons give origin to abrasion terraces.*

Os depósitos de fluxos de detritos apresentam geometria tipicamente em canais rasos, e dão origem a níveis muito resistentes a erosão formando pequenas projeções que se estendem mar adentro (Figuras 1C, 1E e 6). Associadas a estas projeções ocorrem terraços de abrasão resultantes do processo de recuo erosivo das falésias, cujo substrato duro favoreceu sua colonização por organismos sésseis tais como algas coralinas e corais. Alguns destes terraços perderam seu contato com a linha de costa em função do recuo erosivo da mesma, dando origem a pequenas ilhas que pontilham a zona costeira.

Planície Quaternária

A planície quaternária tem uma distribuição muito restrita alcançando sua maior expressão nas pontas Corumbau (Figura 1D) e Itaquena (Figura 1C), e nas regiões de Santa Cruz Cabralia – Ponta Grande e Ponta de Santo Antônio (Figura 1A). As principais feições a comporem estas planícies são:

Terraços Marinhos – nas regiões protegidas pela presença de obstáculos situados costa afora, ou na porção mais externa dos maiores vales que cortam a Formação Barreiras, acumularam-se durante os últimos 120.000 anos, associados aos dois importantes episódios transgressivos que afetaram a zona costeira brasileira (Penúltima e Última Transgressões) terraços arenosos resultantes da progradação da linha de costa. Uma linha de falésias fósseis separa os tabuleiros costeiros da planície quaternária. As principais áreas de ocorrência de terraços marinhos são ao norte de Porto Seguro, entre Ponta Grande e Coroa Vermelha (Figura 1A), e nas regiões de Ponta Itaquena (Figura 1C) e de Ponta Corumbau (Figura 1D). Quando ocorrem conjuntamente as duas gerações de terraços (pleistocênicos e holocênicos), os depósitos holocênicos aparecem encostados diretamente aos terraços pleistocênicos, ou então separados destes por zonas baixas, preenchidas por sedimentos lagunares (Figura 1A, C e D). No restante da Costa do Descobrimento os terraços marinhos são muito estreitos ou estão ausentes, seja porque nunca se acumularam seja porque foram posteriormente erodidos.

Bancos de Arenitos ("Arenitos de Praia") – nas regiões de Santa Cruz Cabrália (Figura 1A), Porto Seguro (Figura 1B) e ao sul de Caraíva (Figura 1D) existem importantes bancos de arenito, cuja composição é bastante similar à dos sedimentos dos terraços marinhos holocênicos. São areias predominantemente quartzosas, com teores variados de grãos biodetríticos. Pode-se observar nos mesmos estratificações cruzadas planar e cruzada acanalada. Em bancos de arenitos do norte do Estado da Bahia, com as mesmas características, os tipos de cimento encontrados indicam origem nitidamente marinha (Nolasco, 1987; Apoluceno *et al.*, 1996). O ambiente de formação desses arenitos, levando-se em consideração as estruturas sedimentares presentes, seria a zona de antepraia superior (Bigarella, 1975). Por esta razão não constituem arenitos de praia verdadeiros. Normalmente, eles foram depositados em época de nível relativo do mar mais alto que o nível atual. Após sua cimentação a erosão da linha de costa, associada ao abaixamento do nível relativo do mar resultou na exumação deste depósitos que nos dias atuais afloram na região de intermarés formando verdadeiras barreiras, as quais devido à sua retilineidade chamaram, muitas vezes, a atenção de exploradores que passaram pela região.

Recifes de Coral – no litoral sul do Estado da Bahia encontram-se os maiores e os mais ricos recifes de coral de toda a costa brasileira, sendo que a área de maior incidência é a região de Abrolhos (vide sítio SIGEP 90 neste livro) (Leão, 1996) . Os recifes de corais da Bahia abrigam uma fauna coralina relativamente pobre (17 espécies), se comparada com a do Oceano Atlântico Norte, possuindo diversas espécies endêmicas, isto é , espécies que só ocorrem nos mares brasileiros (Leão, 1996). Na Costa do Descobrimento as estruturas recifais coralinas estão implantados em substratos de bancos de arenito, terraços de abrasão esculpidos na Formação Barreiras e recifes pleistocênicos. Os recifes de coral são mencionados em vários trechos da Carta de Caminha, como neste transcrito a seguir, no qual é descrita a baía de Cabrália (Figura 1A):

"Quando fizemos vela, estariam já na praia assentados perto do rio obra de sessenta ou setenta homens que se haviam juntado ali poucos e poucos. Fomos de longo, e mandou o capitão aos navios pequenos que seguissem mais chegados à terra e, achassem pouso seguro para as naus, que amainassem.

E, velejando nós pela costa, acharam os ditos navios pequenos, obra de dez léguas do sítio donde tínhamos levantado ferro, um recife com um porto dentro, muito bom e muito seguro, com uma mui larga entrada. E meteram-se dentro e amainaram. As naus arribaram sobre eles; e um pouco antes do sol posto amainaram também, obra de uma légua do recife, e ancoraram em onze braças".

O ilhéu da Coroa Vermelha, local onde supostamente teria sido rezada a primeira missa no Brasil (Figura 1A), está situado na extremidade sul da Baía de Cabrália. Este ilhéu é também referido na carta de Pero Vaz de Caminha:

"À tarde saiu o capitão-mor em seu batel com todos nós outros e com os outros Capitães das naus em seus batéis a folgar pela baía, em frente da praia. Mas ninguém saiu em terra, porque o capitão o não quis, sem embargo de ninguém nela estar. Somente saiu - ele com todos nós - em um ilhéu grande, que na baía está e que na baixa-mar fica mui vazio. Porém é por toda a parte cercado de água, de sorte que ninguém lá pode ir a não ser de barco ou a nado. Ali folgou ele e todos nós outros, bem uma hora e meia. E alguns marinheiros, que ali andavam com um chinchorro, pescaram peixe miúdo, não muito. Então volvemo-nos às naus, já bem de noite.

Ao domingo de Pascoela pela manhã, determinou o capitão de ir ouvir missa e pregação naquele ilhéu. Mandou a todos os capitães que se aprestassem nos batéis e fossem com ele. E assim foi feito. Mandou naquele ilhéu armar um esperável, e dentro dele um altar mui bem corregido. E ali com todos nós outros fez dizer missa, a qual foi dita pelo padre frei Henrique, em voz entoada, e oficiada com aquela mesma voz pelos outros padres e sacerdotes, que todos eram ali. A qual missa, segundo meu parecer, foi ouvida por todos com muito prazer e devoção".

Terras Úmidas – compõem ainda a paisagem da Costa do Descobrimento, diversos tipos de Terras Úmidas. O termo "terra úmida" é utilizado para descrever áreas que não são nem completamente terrestres, nem completamente aquáticas. Engloba, portanto, aquelas áreas que são inundadas ou saturadas por água superficial ou subterrânea, numa freqüência e duração suficientes para dar suporte a uma vegetação tipicamente adaptada à vida em condições saturadas. São áreas transicionais entre os sistemas terrestres e aquáticos, onde o nível freático está à superfície do terreno, ou onde o terreno é coberto por água rasa. São identificados três tipos principais de terras úmidas na Costa do Descobrimento:

• Terras Úmidas de Água Doce (pântanos, banhados, brejos e florestas Inundáveis)

São terras úmidas caracterizadas por vegetação herbácea (hidrófila), especialmente adaptada a terrenos mal drenados, saturados em água. Estas terras úmidas ocupam zonas baixas da planície quaternária e os vales de fundo chato que cortam a Formação Barreiras.

• Manguezais

Compreendem um grupo de plantas adaptadas para colonizar solos saturados com água, anaeróbicos e salinos. A vegetação é constituída por árvores e arbustos que crescem ao longo de estuários, canais de maré e costas protegidas. O substrato sobre o qual o mangue se encontra instalado é predominantemente constituído de materiais argilo-siltosos ricos em matéria orgânica. Os manguezais são bem desenvolvidos nas partes inferiores dos grandes vales escavados na Formação Barreiras (Figura 1A, B, C e E), assim como na região progradante de Ponta do Corumbáu (Figura 1D).

EVOLUÇÃO QUARTERNÁRIA DA ZONA COSTEIRA

Tendo em vista o balanço de sedimentos ter sido negativo ou nulo na Costa do Descobrimento, durante os últimos 120.000 anos, sua fisiografia não experimentou mudanças dramáticas a exemplo do que ocorreu nas planícies de Caravelas e do Rio Jequitinhonha situadas respectivamente a sul e a norte.

Durante os máximos da Penúltima e Última Transgressões a parte inferior dos grandes vales que cortam a Formação Barreiras foi invadida pelo mar dando origem a lagunas e estuários, preenchidos e assoreados durante os episódios subsequentes de abaixamento do nível do mar. Durante o máximo destes dois eventos, a quase totalidade da linha de costa era constituída por falésias vivas da Formação Barreiras. Com o abaixamento do nível do mar que se seguiu ao máximo da Última Transgressão foram construídas as planícies quaternárias de Ponta Grande – Ponta de Santo Antônio (Figura 1A), Itaquena (Figura 1C) e Corumbau (Figura 1D). Este abaixamento do nível relativo do mar gerou também grandes estresses ambientais nos recifes de coral que tiveram seus topos expostos e no ecossistema de manguezal que teve sua área grandemente reduzida.

CONCLUSÕES

O Sítio do Descobrimento apresenta características geológico-geomorfológicas bastante peculiares, que podem ser prontamente reconhecidas nas descrições apresentadas na carta de Pero Vaz de Caminha. Os poderes públicos devem envidar todos os esforços para proteger esta paisagem não só por abrigar importantes ecossistemas como os recifes de coral e remanescentes da Mata Atlântica, como também pela grande importância histórica e cultural que está paisagem representa para a memória nacional.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Apoluceno, D.M., Andrade, E.J., Dominguez, J.M.L. 1996. Origem dos bancos de arenito de Arembepe, litoral norte do Estado da Bahia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXIX, Salvador. Anais ... SBG, v.1, pp. 181-184.

Bigarella, J.J. 1975. Reef sandstones from northeastern Brazil (a survey on sedimentary structures). Anais da Academia Brasileira de Ciências 47 (suplemento): 395-410.

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.

Guedes, M.J. 1996. Aspectos náuticos da Carta de Caminha. Revista FESPI – Edição Especial – Ilhéus –Bahia, p.38.

Leão, Z.M.A.N. 1996. The coral reefs of Bahia: morphology, distribution and the major environmental impacts. Anais da Academia Brasileira de Ciências 68: 439-452.

Martin, L; Bittencourt, A.C.S.P; Dominguez, J.M.L. 1999. Physical setting of the Discovery coast: Porto Seguro region, Bahia. Ciência e Cultura 51 (3/4): 245-261.

Martin, L; Bittencourt, A.C.S.P; Vilas Boas, G.S. 1982. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira: datação do máximo da Penúltima Transgressão. Revista Ciências da Terra, 3: 16-17.

Martin, L; Suguio, K; Flexor, J.M. 1988. Haut niveaux marins pleistocene du littoral bresilien. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 68: 231-239.

Martin, L; Bittencourt, A.C.S.P; Vilas Boas, G.S; Flexor, J.M. 1980a. Mapa geológico do Quaternário costeiro do Estado da Bahia, escala 1:250.000. Governo do Estado da Bahia. Secretaria de Minas e Energia, 57p.

Martin, L; Flexor, J.M; Vilas Boas, G.S; Bittencourt, A.C.S.P; Guimarães, M.M.M. 1979. Courbe de variation du niveau relatif de la mer au cours des 7,000 derniéres années sur un secteur homogène du littoral brésilien (nord de Salvador). 1978. International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo, Proceedings: 264-274.

Martin, L; Suguio, K; Flexor, J.M; Bittencourt, A.C.S.P; Vilas Boas, G.S. 1980b. Le Quaternaire marin bresilien (littoral pauliste, sud-fluminense and bahianais). Cahiers Office de la Récherche Scientifique et technique d'Outre-Mer, série Geologie 10:95-124.

Martin, L; Suguio, K; Flexor, J.M; Dominguez, J.M.L; Bittencourt, A.C.S.P. 1996. Quaternary sea-level history along the central part of the Brazilain coast. Variations in coastal dynamics and their consequence on coastal plain construction. Anais da Academia Brasileira de Ciências 68: 289-404.

Nolasco, M.C. 1987. Construções carbonáticas da costa norte do Estado da Bahia (Salvador à Subaúma). Tese de Mestrado. IGEO-Universidade Federal da Bahia, 143p.

Suguio, K; Martin, L; Bittencourt, A.C.S.P; Dominguez, J.M.L; Flexor, J.M. 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 15: 273-286.

[1,3] Laboratório de Estudos Costeiros – CPGG – UFBA
Rua Caetano Moura 123 – Federação – 40.210-340 – Salvador – Bahia
[2] Laboratório de Estudos Costeiros – CPGG – UFBA / IRD

Canyon do Rio Sergi, BA

Feições desérticas do Jurássico

SIGEP 95

Augusto J. Pedreira[1]

No baixo curso do rio Sergi, cerca de sete quilômetros a noroeste da cidade de Santo Amaro, Estado da Bahia, existe um profundo *canyon* escavado em arenitos que afloram ao longo da borda ocidental da Bacia do Recôncavo, de idade mesozóica. Esses arenitos, descritos pela primeira vez na década de quarenta, são denominados de Formação Sergi. Sua idade é neo-jurássica e eles constituem o principal reservatório de petróleo daquela bacia. A Formação Sergi depositou-se antes do rifteamento que deu origem à Bacia do Recôncavo, pertencendo à Seqüência do Continente. Ela é sotoposta pelas formações Aliança e Afligidos, pertencentes à mesma seqüência. Foram reconhecidas duas fácies na Formação Sergi: uma fácies fluvial composta por arenitos grossos com estratificação cruzada de médio porte, e uma eólica que compreende arenitos finos com lâminas de granulação média e estratificação cruzada de grande porte. Estas podem ser tabulares ou acanaladas e se apresentam em *sets* separados por camadas com estratificação horizontal, que representam superfícies limitantes de 1ª ordem. As superfícies que separam *sets* de estratificação cruzada de mergulhos distintos, são interpretadas como superfícies limitantes de 2ª ordem. Entre alguns *sets* de estratificação horizontal, interpretados como interdunas, existem camadas com estratificação convoluta, resultantes da deformação de sedimentos saturados de água. As diversas estruturas sedimentares dos arenitos da Formação Sergi são interpretadas como dunas compostas e complexas separadas por áreas interdunas, em um mar de areia Neojurássico.

Canyon of Sergi River, State of Bahia - Desertic features of Jurassic

In the lower course of the Sergi river, about seven kilometers northwest of the town of Santo Amaro, Bahia State, there is a deep canyon cut into sandstones that crop out along the western border of the Recôncavo Basin, of Mesozoic age. These sandstones, described for the first time in the forties, were named Sergi Formation. Their age is neo-jurassic and they constitute the main petroleum reservoir of that basin. The Sergi Formation was deposited prior to the rifting that gave birth to the Recôncavo Basin, belonging to Sequence of the Continent. It is underlain by the Aliança and Afligidos formations, of the same sequence. In the Sergi Formation two facies were recognized: a fluvial facies composed by medium scale cross bedded coarse grained sandstones, and an eolian facies that comprises fine grained sandstones with medium grained laminae, and large scale cross bedding. These can be of tabular or trough types and are in sets separated by horizontal beds that represent 1st order bounding surfaces. The surfaces that separate cross bedded sets of different dips are interpreted as 2nd order bounding surfaces. Between some horizontally bedded sets interpreted as interdunes, there are beds with convolute stratification that result from the deformation of water saturated sediments. The diverse sedimentary structures of the Sergi Formation sandstones are interpreted as composed and complex dunes separated by interdune areas, in a neo-jurassic sand sea.

INTRODUÇÃO

Próximo ao limite ocidental da Bacia do Recôncavo, a mais antiga bacia petrolífera do Brasil, existe uma crista de arenito que se prolonga, para norte e para sul, por dezenas de quilômetros. O rio Sergi, escava nessa crista um *canyon* com mais de cem metros de profundidade, que se estende desde a estação de Sergi na ferrovia que liga as cidades de Santo Amaro e Cachoeira, até próximo a sua confluência com o rio Subaé. Essa região, conhecida de longa data, começou a ser estudada geologicamente na primeira metade dos anos quarentas, a partir da exploração petrolífera da Bacia do Recôncavo, desde quando as rochas que aí afloram, são o principal reservatório de petróleo da bacia (Lanzarini, 1996). Nas escarpas do *canyon* os arenitos possuem estruturas sedimentares que indicam os processos ocorridos há mais de 150 milhões de anos atrás. Além dos aspectos geológicos, os afluentes do rio Sergi de ambas as margens do seu vale ao desembocar no *canyon* formam cachoeiras que acrescentam aos aspectos geológicos, grande beleza paisagística.

LOCALIZAÇÃO

O *Canyon* do Rio Sergi está localizado a cerca de sete quilômetros a noroeste da cidade de Santo Amaro (Estado da Bahia), entre as coordenadas 12º 27' S - 12º 33' S e 38º 45' W -38º 50' W, no vale do rio Sergi (Figura 1). Este rio, o maior afluente do rio Subaé, que atravessa aquela cidade, nasce nas proximidades da cidade de Feira de Santana, desaguando nele após atravessar o *canyon*.

A partir da cidade de Salvador, o acesso ao local é feito pela rodovia Salvador-Feira de Santana (BR-324), até o seu entroncamento com a BR-240, que a liga às cidades de Santo Amaro e Cachoeira. Saindo da cidade de Santo Amaro existem pelo menos duas alternativas para chegar ao *canyon* (Figura 1): a primeira é seguir a estrada para Campinhos até o entroncamento para a vila da Pedra deixando o veículo na passagem de nível e seguindo a pé ao longo da ferrovia para noroeste por cerca de 5km, até a ponte da Cabeça do Cavalo. A segunda alternativa é continuar 22km pela BR-420 em direção à cidade de Cachoeira e, deixando-a no povoado de Cepel, seguir para a localidade de Jambeiro (10,9km); deixar o veículo em Jambeiro, descendo a pé para o vale do rio até a estação Sergi, seguindo então a ferrovia em direção à cidade de Santo Amaro.

HISTÓRICO

Ao longo da falha que marca a borda ocidental da Bacia do Recôncavo, existem faixas paralelas de arenito com relevo de cuestas, formando longas escarpas (Ghignone, 1979). Esta falha passa pelas localidades de Amélia Rodrigues, Campinhos, Afligidos e Maragojipe (Figura 1).

Arenitos componentes de uma dessas faixas foram descritos no vale do rio Sergi, em um trecho de cerca de 5km entre o quilômetro 89 da ferrovia e a estação de Sergi (Figura 2). Eles foram denominados arenito Sergi, como membro da Formação Brotas, pelo geólogo E.F. Taylor, do antigo Conselho Nacional do Petróleo (Taylor, 1948; *apud* Baptista *et al*., 1984). Segundo a definição original, trata-se de arenito branco, vermelho, púrpura e castanho, de granulação média a grossa, arcosiano, friável, possuindo zonas com seixos de quartzo e concreções silicosas com diâmetro em torno de 5cm; as estruturas sedimentares descritas na época foram estratificações cruzadas. A espessura da formação varia de 9 até mais de 90m, na borda ocidental da bacia, atingindo a espessura máxima de 440m na ilha de Itaparica (Ghignone, 1979).

Em 1958, o Estudo da Bacia efetuado pela Petróleo Brasileiro S.A.-Petrobrás (Viana *et al*., 1971), elevou a Formação Brotas à categoria de grupo e o arenito Sergi à de formação, mantendo a seção-tipo original. Sua idade, presumida como neojurássica, é indicada pela presença de ostracodes não-marinhos do Tithoniano (Caixeta *et al*., 1994); o Tithoniano, na Bacia do Recôncavo, tem a denominação local de Andar D. João. Ghignone (1979), acrescenta que os seixos de quartzo formam lentes de conglomerado, existindo ainda outras lentes de siltito micáceo, ambos os tipos com distribuição irregular, e que a Formação Sergi foi reconhecida na África com o nome de M'Vily.

A Formação Sergi pertence à Seqüência do Continente (Asmus & Porto, 1980), tendo sido depositada antes do rifteamento que deu origem à Bacia do Recôncavo (fase Pré-Rift; Caixeta *et al*., 1994), juntamente com as formações Afligidos e Aliança, que lhe são sotopostas (Figura 3). O seu contato com a Formação Aliança é gradativo, ou por canalizações de fundo irregular (Ghignone, 1979).

No *Canyon* do Rio Sergi, Medeiros & Ponte (1981) reconheceram duas fácies na formação: 1) fácies eólica compreendendo arenitos finos com lâminas de granulação média, estratificação cruzada de grande porte e seixos facetados na superfície onde as lâminas da estratificação cruzada tangenciam a superfície da camada inferior; e, 2) fácies fluvial composta de conglomerados e arenitos grossos com estratificação cruzada de médio porte.

Figura 1 - Mapa de localização do *Canyon* do Rio Sergi.
Figure 1 - *Location of the Sergi River Canyon*

Figura 2 - Fotografia aérea (Petrobrás/LASA, Vôo 53-D, 1959, escala 1:25.000) mostrando a geologia regional: à esquerda, o embasamento Precambriano separado dos sedimentos da bacia (formações Afligidos, Aliança ? e Sergi) por uma falha. O *canyon* está abaixo da escala, cuja flecha indica o norte.
Figure 2 - *Aerial photograph (Petrobrás/LASA, Flight 53-D, 1959, 1:25.000 scale), showing the regional geology: at the left side, the Precambrian basement, separated from the basinal sediments (Afligidos, Aliança ? and Sergi formations) by a fault. The canyon is below the scale and its arrow indicates the north*

Estudando em detalhe os sedimentos eólicos descritos acima, Lanzarini (1996), identificou dunas e interdunas-lençóis de areia, interpretando as primeiras como formas de leito de grande porte, com 500 a 1000m de extensão e dezenas de metros de altura. Trata-se de barcanóides empilhadas com estratos limitados por superfícies de truncamento originadas pela migração de *foresets* segundo ângulo subcrítico. Essas dunas podem estar associadas a outras formas de igual porte, formando *draas* em um mar de areia do Jurássico.

Utilizando geoprocessamento a fim de minimizar distorções da fotogrametria de campo, Carrasco *et al*. (1996) interpretaram a faciologia da Formação Sergi no *canyon*, como resultante do empilhamento de dunas e interdunas. Além das dunas descritas por Lanzarini (1996), eles rastrearam mais três fácies, interpretadas como interdunas, deformações e superfícies limitantes. As interdunas consistem em depósitos de areia com laminação quase horizontal, intercalados aos depósitos de dunas; sua extensão é de poucas centenas de metros, com espessura de 1,5 a 2,5m. As deformações são depósitos caóticos subordinados às dunas, desenvolvidos por sobrecarga em sedimentos saturados de água abaixo do lençol freático. Essas deformações são caracterizadas por estruturas conturbadas, sem falhas associadas; seu comprimento varia entre 30 e 80m e sua espessura é de quatro metros. As superfícies limitantes indicam a migração de campos de dunas (1ª ordem); estão situadas entre dunas indicando a passagem de uma duna

Figura 3 - Modelo deposicional para os sedimentos pré-rifte aluviais, fluviais, eólicos e lacustres do Andar D. João, abrangendo as formações Afligidos, Aliança e Sergi. Modificado de Medeiros & Ponte (1981).
Figure 3 - *Depositional model for the pre-rift alluvial, fluvial, eolian and lacustrine sediments of the D.João Stage, encompassing Afligidos, Aliança and Sergi formations. Modified from Medeiros & Ponte (1981).*

migrante por cima de uma estacionária (2ª ordem); e formam faixas de laminação cruzada dentro dos *co-sets* da estratificação (3ª ordem).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O *canyon* do rio Sergi ocupa uma grande extensão, mas o sítio proposto se restringe ao trecho entre a ponte da Cabeça do Cavalo e a estação de Sergi, ao longo da ferrovia, por ter acesso relativamente fácil e possuir excelentes exposições. Próximo à cabeceira ocidental da ponte, já existem alguns cortes onde aflora a Formação Sergi, representada por arenitos friáveis com estratificação cruzada tabular de grande porte (Figura 4).

Figura 4 - Corte da ferrovia a oeste da cabeceira da ponte da Cabeça do Cavalo.
Figure 4 - *Railroad cut west of the Cabeça do Cavalo bridge.*

Figura 5 - Estratificação cruzada tabular de grande porte na metade inferior do afloramento e estratificação horizontal na superior.
Figure 5 - *Large scale tabular cross bedding in the lower half of the outcrop, and horizontal bedding in the upper one.*

Figura 6- Escarpas do canyon do rio Sergi.
Figure 6 - *Escarpments of the Sergi River Canyon*

Figura 7 – Pequena queda d'água formada por um afluente da margem esquerda do rio Sergi, fotografada em meados do mês de março.
Figure 7 – *Small water fall formed gy a tributary of the Sergi river left bank, photographed in middle March.*

Figura 8 - Dois conjuntos de estratificação cruzada tabular de grande porte, separados por superfície limitante de 1ª ordem.
Figure 8 - *Two sets of large scale tabular cross bedding, separated by a first order bounding surface.*

Figura 9 - Caminho para a cachoeira do Urubu, através de matacões de arenito, cobertos de musgo.
Figure 9 - *Trail to the Urubu water fall, among moss covered sandstone boulders.*

Figura 10 - Cachoeira do Urubu.
Figure 10 - *Urubu water fall*

Figura 11 - Escarpa com cerca de 50m de altura na parede sul do canyon. O setor entre as linhas de vegetação tem cerca de quinze metros de espessura.
Figure 11 - *Escarpment about 50m high, in the southern wall of the canyon. The sector between the lines of vegetation is about fifteen meters thick.*

Após a travessia da ponte, as escarpas mostram estratificações cruzadas tabulares de grande porte indicativas de dunas e superfícies limitantes de primeira e segunda ordens, semelhantes às estudadas por Carrasco *et al*. (1996) (Figura 5).

A superfície limitante de 1ª ordem é representada pelas estratificações horizontais separando os *co-sets* de estratificação cruzada, que são interpretados como dunas migrantes. A de 2ª ordem é a linha inclinada da esquerda para a direita no *co-set* mais inferior, que separa dois *sets* com mergulhos distintos. Deste ponto se vêm as escarpas que formam a o *canyon* (Figura 6).

Os afluentes das margens esquerda e direita do rio Sergi formam quedas d'água de diversos tamanhos, cujo fluxo aumenta e diminui conforme a estação do ano (Figura 7).

As escarpas da margem direita do rio mostram estratificações cruzadas tabulares de grande porte, separadas por superfícies limitantes de 1ª ordem (Figura 8), que representam *draas* em um mar de areia (Lanzarini, 1996).

Um grande afluente da margem direita forma dentro do *canyon* a cachoeira do Urubu. Para alcançá-la, é necessário descer da ferrovia e atravessar a vau o rio Sergi, seguindo pelo caminho mostrado na Figura 9, que atravessa a mata que oculta a cachoeira.

A cachoeira do Urubu tem cerca de 20 m de altura, caindo em um pequeno lago de grande profundidade. Na Figura 10, à direita da queda d'água podem ser vistas estratificações cruzadas tabulares de grande porte. Os paleoventos formadores destas estratificações sopravam alternadamente da esquerda para a direita e vice-versa. Este tipo de estratificação cruzada pode ser encontrado em dunas longitudinais (tipo *seif*), nos "chifres"de dunas barcanóides e nas pernas de dunas estreladas (tipo *rhourd*).

Na escarpa da margem direita do *canyon* pode ser visto o afloramento que foi estudado por Carrasco et al. (1996) (Figura 11), com estratificações convolutas interpretadas como resultado da deformação de sedimentos saturados de água, estratificações horizontais e cruzadas acanaladas interpretadas respectivamente como interdunas e dunas e superfícies limitantes de 1ª, 2ª e 3ª ordem (Figura 5). Esta escarpa está a montante do afluente que forma a cachoeira do Urubu.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Atualmente não existem medidas de proteção ao sítio. Entretanto, como é uma área escassamente povoada e afastada de centros urbanos, as medidas podem se limitar à melhoria do acesso do lado da estação de Sergi e à cachoeira do Urubu. Nesta, os paredões estão riscados por nomes de visitantes e, devido à friabilidade do arenito, em geral os nomes são entalhados, impossibilitando a sua remoção.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Asmus,E.H.; Porto,R. 1980. Diferenciação nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, **1**: 225-233.

Baptista,M.B.; Braun,O.P.G.; Campos,D.A.C. 1984. *Léxico Estratigráfico do Brasil*. Brasília, CPRM, 560 p. (Convênio DNPM/CPRM).

Caixeta,J.M.; Bueno,G.V.; Magnavita,L.P.; Feijó,F.J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8** (1): 163-172.

Carrasco,B.N.; Fonseca,L.E.N.; Durães,E.M. 1996. Fotointerpretação de fácies e elementos arquiteturais eólicos no afloramento do Canyon do Sergi, Bacia do Recôncavo, Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, **1**: 141-144.

Ghignone,J.I. 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do estado da Bahia. In: Inda, H.A .V., org., *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*; *Textos Básicos*. Salvador, SME/CPM, p. 23-154.

Lanzarini,W.L. 1996. Geometria das unidades genéticas fluviais e eólicas das formações Aliança e Sergi na borda oeste da Bacia do Recôncavo. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, **1**: 328-331.

Medeiros,R.A.; Ponte,F.C. 1981. *Roteiro Geológico da Bacia do Recôncavo*. Salvador, Petrobrás/SEPES/DIVEN/SEN-BA, 63 p. (Acordo Petrobrás-SENAI).

Taylor,E.F. 1948. Estado da Bahia. In: Brasil. Conselho Nacional do Petróleo. *Relatório de 1946*. Rio de Janeiro, p. 148-172.

Viana,C.F.; Gama Jr.,E.; Moura,J.A.; Fonseca,J.R.; Alves,R.J. 1971. Revisão estratigráfica da bacia do Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobrás*, **14** (3/4): 157-178.

[1] CPRM – Serviço Geológico do Brasil
Avenida Ulysses Guimarães, 2862
Centro Administrativo da Bahia
41213-000 Salvador, Bahia, Brasil
apedreira@cprmba.gov.br

SIGEP 95 - Canyon do Rio Sergi - Bacia do Recôncavo - BA
Proposta da Área de Proteção

Área = 800 km²

(Imagem de fundo: Vôo 53 D/FI 4A/ Foto 3755, Petrobras 1959)

VÉRTICES	LATITUDE	LONGITUDE	UTM – N	UTM - E
1	12°30'53.459"	38°47'07.971"	8616500	523300
2	12°30'17.649"	38°47'08.000"	8617600	523300
3	12°30'17.580"	38°45'45.168"	8617600	525800
4	12°30'53.390"	38°45'45.136"	8616500	525800

Área de proteção proposta por: Augusto J. Pedreira

Colaborador: Renato Machado de Carvalho Filho

N

Escala 1:10.000

150 75 0 150 m

Projeção: UTM /Datum: SAD69

Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena, MS

Cachoeiras petrificadas ao longo dos rios

SIGEP 34

Paulo César Boggiani[1]
Armando Márcio Coimbra[2]
Ana Lúcia Desenzi Gesicki[1]
Alcides Nóbrega Sial[3]
Valderez Pinto Ferreira[3]
Fernando Brenha Ribeiro[4]
Jean-Marie Flexor[5]

No Planalto da Bodoquena, situado na borda sudeste do Pantanal Mato-Grossense, Estado de Mato Grosso do Sul, encontram-se em desenvolvimento inúmeros depósitos de tufas calcárias ao longo da drenagem atual, na forma de cachoeiras e barragens naturais.

As drenagens apresentam águas bicarbonatadas muito límpidas, o que proporciona o crescimento das tufas associada a musgos e algas. A turbidez das águas dos rios é praticamente nula, e isto se deve ao fato de suas cabeceiras, que cortam o planalto e desembocam na margem esquerda do Rio Miranda, situarem-se em áreas de exposição de calcários muito puros da Formação Tamengo do Grupo Corumbá (Neoproterozóico III).

Tufas calcárias modernas e antigas, estas últimas situadas em canais de drenagem abandonados, apresentam excelentes moldes de folhas, os quais, juntamente com estudos de isótopos de C e O, possibilitam interpretações paleoclimáticas e paleohidrológicas. Além deste interesse científico, as tufas calcárias formam conjuntos paisagísticos de inusitada beleza, muito procurados pelos turistas, motivos estes que implicam na necessidade de preservação deste depósitos e atenção especial para a qualidade das águas de seus rios, do que depende a continuidade do processo de formação destes depósitos.

Palavras-Chave: tufas; Serra da Bodoquena; Pantanal; calcário; algas; Bonito

Calcareous Tufa of Bodoquena Ridge, State of Mato Grosso do Sul - Petrified Waterfalls along the Rivers

On the southeastern border of the Pantanal, there is a carbonate plateau, denominated Serra da Bodoquena, where there are several calcareous tufa deposits. These freshwater calcareous structures are still in the process of formation, along the present drainage system, forming dams and waterfalls of rare beauty, representing important tourist attractions in the region.

The rivers of the Bodoquena Plateau have clean, bicarbonate waters, which help the formation of tufas associated with moss and algae. The waters have almost zero turbidity because the rivers, which cross the plateau and join, the Miranda River on its left bank, have their headwaters located on calcitic limestones of the Tamengo Formation of the Corumbá Group (Neoproterozoic III).

There are plant moulds in the modern and old tufas, which, in conjunction with C and O isotope studies, can provide paleoclimatological and paleohydrological informations. Besides the scientific interest, calcareous tufas form beautiful structures with tourist potential. Thus, it is important that these structures be preserved, and that the clean state of the water be maintained, thereby assuring the process of tufa formation.

INTRODUÇÃO

A região de Bonito, no Estado de Mato Grosso do Sul, é conhecida pelos singulares atrativos naturais que apresenta, em especial aqueles relacionados aos seus rios, com águas de incrível transparência, repletos de inúmeros depósitos de tufas calcárias que compõem cachoeiras e barragens naturais de excepcional beleza (Figura 1). Estes depósitos de calcário fluvial, ainda em formação, apresentam interesse científico por possibilitarem estudos sobre os processos de sedimentação carbonática e investigações paleohidrológicas e paleoclimáticas.

O conjunto paisagístico das tufas calcárias se insere no Planalto da Bodoquena (Figura 2), onde se desenvolveu relevo cárstico em extensa exposição de rochas calcárias muito puras do Grupo Corumbá (Neoproterozóico III). Em praticamente todas drenagens que cortam o planalto, há formação de tufas calcárias, o que torna o relevo do Planalto da Bodoquena distinto das demais áreas cársticas brasileiras. No mundo, este conjunto de tufas calcárias talvez seja superado, em beleza e tamanho, apenas pelos depósitos de tufas do Parque Plitivice na Croácia, reconhecido como Patrimônio da Humanidade pela UNESCO.

Causa preocupação, no entanto, a acelerada ocupação da área, pela agricultura e pecuária, e os desmatamentos generalizados que não pouparam nem as florestas ripárias ao longo dos rios. Preocupa também o crescimento da atividade turística na região, principalmente após 1995, que tem os seus rios e as cachoeiras de tufas calcárias como principais atrativos.

LOCALIZAÇÃO

A Serra da Bodoquena (Figura 2) constitui planalto escarpado a oeste, no sentido da Planície do Pantanal, e suavemente inclinado a leste, onde transiciona para a planície de inundação do Rio Miranda. Apresenta-se alongado no sentido norte-sul, com cerca de 300 km de comprimento e largura variando de 20 km a 50 km, sustentado por rochas calcárias do Grupo Corumbá (Neoproterozóico III).

O Planalto apresenta sua conformação superficial com forte influência das estruturas tectônicas relacionadas à Faixa de Dobramentos Paraguai, onde as camadas foram intensamente dobradas na porção oriental, na forma de dobras isoclinais associadas a falhas de empurrão com vergência para oeste, no sentido do Bloco Rio Apa. Já a oeste de Bonito, no interior do Planalto, as camadas encontram-se na forma de dobras abertas, com destaque para os sinclinais do Rio Perdido e do Rio Salôbra. Em função desta estruturação tectônica, a porção central do Planalto é caracterizada por um maciço rochoso elevado onde predominam exposições dos calcários calcíticos da Formação Tamengo.

Neste maciço rochoso elevado, com altitudes que variam de 450 m a 650 m, praticamente não ocorreu desenvolvimento de solo. O substrato rochoso é coberto por um dos últimos remanescentes de vegetação do Planalto, caracterizado por matas estacionais semi-deciduas, motivo pelo qual foi criado em 21/09/2000 o Parque Nacional da Serra da Bodoquena, com área de 76.400 hectares. A proteção desta área é fundamental para a preservação da Serra da Bodoquena como um todo em função de ser um reservatório subterrâneo das águas que ressurgem na planície a leste, onde ocorrem inúmeras ressurgências cársticas.

No Planalto da Bodoquena existem dezenas cavernas, das quais encontram-se mapeadas cerca de 50 delas (Lino *et al.*, 1984, Gnaspini Netto *et al.*, 1994, Ayub *et al.*, 1996). Entre estas, as grutas do Lago Azul e Nossa Senhora Aparecida, situadas 15 km a oeste da cidade de Bonito, foram tombadas pelo Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional - IPHAN, do Ministério da Cultura, em 13/10/1978 (processo nº 79-T-1978), em função do excepcional valor cênico e importância científica. Na primeira caverna ocorre fauna endêmica de crustáceos aquáticos e concentração de fósseis representantes da megafauna pleistocênica, motivos pelos quais, entre outros, a Gruta do Lago Azul foi indicada à Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP) para compor a lista mundial indicativa de Sítios Geológicos de interesse para serem reconhecidos como Patrimônio da Humanidade (*Global Indicative List of Geological Sites – GILGES*).

Figura 1 – Cachoeira do Aquidaban, localizada na borda oeste do Planalto da Bodoquena com aproximadamente 40 m de altura (fotografia – Juca Ygarapé). No detalhe, tufas calcárias na forma de cachoeira, Rio Mimoso, Bonito-MS.
Figure 1 *– Aquidaban falls situated in the west border of Bodoquena Plateau, 50 m high.(foto Juca Ygarapé). In detail, calcareous tufas as falls in the Rio Mimoso, Bonito-MS.*

As cavernas da região destacam-se pela presença de cavidades subaquáticas, consideradas entre as melhores do mundo para espeleomergulho. As cavidades submersas apresentam dimensões de dezenas de metros, na forma de salões, como a Gruta do Lago Azul, com 50 metros de profundidade, ou mesmo a dolina de dissolução da Lagoa Misteriosa, onde foram medidos 220 m de coluna d' água, e o Abismo Anhumas, com 70 m de desnível, tendo ao fundo um lago com 12m de profundidade. Há ainda outros condutos subterrâneos, como o Buraco das Abelhas, a Nascente do Rio Formoso, a Gruta Mimoso e o Buraco do Japonês, este último com ocorrências fossilíferas de megafauna pleistocênica.

A leste do Maciço do Rio Perdido, ocorrem inúmeras surgências de água, conhecidas regionalmente por "olhos d'água". Entre estas destacam-se a do Rio Sucuri, Baía Bonita e Nascente do Rio Formoso, em Bonito, a Nascente do Prata, em Jardim, e a do Córrego Azul em Bodoquena, algumas com intensa atividade turística (Scremin-Dias *et al.*, 1999).

Figura 2 – Planalto da Bodoquena.
Figure 2 – *Bodoquena Plateau.*

EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS

O conhecimento da geologia do Planalto da Bodoquena se deu no início do século 20, com os trabalhos de Miguel Arrojado Ribeiro Lisboa que, em 1907, participou da Comissão Schnoor de reconhecimento do traçado da Estrada de Ferro Noroeste do Brasil, a qual corta o extremo nordeste do planalto (Lisboa, 1909). Deve-se a este geólogo a correlação dos calcários pré-cambrianos ali presentes com os de Corumbá, já conhecidos há mais tempo, em função do acesso à região através do Rio Paraguai.

Seguiram-se os trabalhos de Glycon de Paiva que, em 1937, percorreu a região no sentido de examinar possíveis ocorrências de petróleo (Paiva & Leinz, 1939). Vieram, em seguida, os trabalhos de Avelino Ignácio de Oliveira e Pedro de Moura, relatados na 2ª edição do livro Geologia do Brasil de Oliveira & Leonardo (1943), e os trabalhos de Barbosa (1957) e Beurlen & Sommer (1957).

Foi apenas no início da década de sessenta, no entanto, que a região foi objeto de estudo geológico sistemático com objetivo de entender sua estratigrafia e evolução geológica através dos trabalhos de Almeida (1965), o qual fez as primeiras menções sobre as tufas calcárias.

Seguiram-se aos trabalhos de Almeida (1965), projetos de mapeamento sistemático da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), na escala 1: 250.000 – Projeto Bodoquena (Corrêa *et al.*, 1979) e na escala 1: 500.000 - Projeto Bonito – Aquidauana (Nogueira *et al.*, 1978) e os de mapeamento do Projeto RADAMBRASIL (Araújo *et al.*, 1982).

Com a descoberta de importantes ocorrências fossilíferas do Grupo Corumbá, na cidade homônima (Zaine & Fairchild, 1985, 1987; Hahn & Pflug, 1985; Walde *et al.*, 1982; Hahn *et al.*; 1982), esta unidade passou a despertar o interesse para estudos sobre a evolução neoproterozóica (Boggiani *et al.*; 1993, 1996, 1997, 1998; Boggiani & Coimbra, 1998 e Fairchild *et al.*, 1999).

Com relação à evolução quaternária do Planalto da Bodoquena, no entanto, poucos trabalhos foram realizados, restritos aos de Almeida (1965) e levantamentos espeleológicos (Mendes, 1957; Lino *et al.*, 1984; Boggiani *et al.*, 1986; Gnaspini Netto *et al.*, 1994; Ayub *et al.*, 1996).

Menção e breve descrição sobre as tufas calcárias foi apresentada por Boggiani & Coimbra (1995), os quais as definiram como Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena. Neste trabalho, as ocorrências de tufas foram interpretadas como unidade à parte da Formação Xaraiés, mais antiga, provavelmente pleistocênica, originalmente descrita por Almeida (1945) na escarpa do Rio Paraguai em Corumbá, como unidade basal da Bacia do Pantanal, constituída de calcretes.

TUFAS CALCÁRIAS

Entre os depósitos carbonáticos continentais, existem as tufas, os travertinos e os espeleotemas, os quais se diferenciam dos calcretes por serem estes associados a processos pedogenéticos de substituição. As tufas distinguem-se dos travertinos por se originarem em águas com a temperatura ambiente, enquanto os travertinos têm origem em águas termais, apesar de alguns autores considerarem a tufa como variedade porosa do travertino (Pentecost, 1996). Já os espeleotemas são os depósitos minerais originados em cavernas, na forma, por exemplo, de estalactites e estalagmites.

Segundo revisão sobre as tufas e travertinos de Ford & Pedley (1996), as tufas são depósitos recentes que se formam sob condições climáticas diversas, desde águas frias temperadas até sob regimes semi-áridos. A denominação "tufa" deriva de *tophus*, termo este amplamente empregado, em tempos romanos, para descrever materiais porosos, tanto calcários como também vulcânicos, passando, atualmente, a ser empregado apenas para depósitos carbonáticos originados em águas continentais sob temperatura ambiente, tendo como característica distintiva a presença de remanescentes de macrófitas, invertebrados e bactérias.

O termo travertino é Italiano, constituindo uma derivação de *lapis tiburtinus*, cuja tradução do Latim significa "pedra de Tibur", nome antigo da atual cidade de Tivoli, também conhecida como Bagni di Tivoli ("Termas de Tivoli"), situada 30 km a leste de Roma (Chafetz & Folk, 1984). Os travertinos originam-se em águas termais e não apresentam nenhum vestígio de plantas ou animais, apenas de atividade microbiana, principalmente bactérias, tolerantes ao calor, e diatomáceas (Folk, 1993; Guo & Riding, 1994). Por serem mais resistentes que as tufas, os travertinos italianos foram amplamente empregados nas construções romanas e até hoje são intensamente explorados para este fim.

O grau de dureza não diferencia as tufas dos travertinos, podendo ocorrer tufas endurecidas assim como travertinos friáveis. O principal critério de campo para diferenciar um depósito de outro é a presença de vestígios de macrófitas e de animais, característica esta restrita às tufas.

Como terceiro tipo de depósito carbonático continental, ocorrem os espeleotemas, os quais são depósitos de cavernas originados através de processos físico-químicos de precipitação de carbonato de cálcio, onde não é evidente a atividade biológica, como é o caso da tufa, embora existam inúmeros exemplos de atividade microbiana na formação de espeleotemas.

TUFAS NO BRASIL E NO MUNDO

A maior parte dos depósitos de tufas estudados situa-se na Europa e Ásia (Pentecost, 1996; Andrews *et al.*, 1997), apesar do conhecimento de ocorrências de diversos depósitos de tufas na América Central e do Sul (Putzer, 1961; Boulange *et al.*, 1981) e África (Casanova & Hillaire-Marcel, 1992 a,b).

Os depósitos de tufa no Brasil tendem a ser diferentes dos da Europa e América do Norte, sendo estes caracterizados por marcante estratificação produzida pelo contraste das estações climáticas. Nas estações quentes ocorre abundante crescimento das tufas, enquanto que nas frias ocorre até mesmo a dissolução e conseqüente formação de crosta carbonática fina (Dean & Fouch, 1983).

No Brasil, além das Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena, foram descritas tufas com fósseis de vegetais muito bem preservados por Duarte & Vasconcelos (1980a, b) nos estados da Paraíba e Ceará.

Os calcários da Formação Caatinga, originalmente definida por Branner (1910), não constituem tufas calcárias típicas e sim calcretes resultantes de processos pedogenéticos em clima semi-árido (Suguio *et al.*, 1980; Penha & Leão, 1996), de forma semelhante ao que foi interpretado para parte da Formação Xaraiés na escarpa de Corumbá e Ladário, em Mato Grosso do Sul (Almeida, 1943).

CALCÁRIOS QUATERNÁRIOS DE MATO GROSSO DO SUL

No Estado de Mato Grosso do Sul os calcários quaternários ocorrem no Planalto da Bodoquena, no Maciço do Urucum e ao longo da planície do Rio Miranda, no Pantanal. Nestas regiões os depósitos ocorrem na forma de três unidades distintas, Formação

Xaraiés, Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena e Lentes Calcárias do Pantanal do Miranda (Boggiani & Coimbra, 1995). Além destes depósitos, existem também os espeleotemas de cavernas.

A Formação Xaraiés foi descrita na escarpa de Corumbá – Ladário, nos arredores do Maciço do Urucum (MS), e na Serra das Araras (MT) (Almeida 1943, 1945, 1954), associada às áreas de exposição de calcários e folhelhos pré-cambrianos do Grupo Corumbá e Formação Araras, respectivamente. Esta unidade foi interpretada como produto de cones de dejeção originados por chuvas torrenciais sob clima semi-árido que teriam remobilizado típicos depósitos de calcrete. Em sua exposição em Corumbá, os folhelhos intercalados aos calcários do Grupo Corumbá apresentam fraturas preenchidas por calcretes, passando transicionalmente a corpos mais expressivos e maciços de calcários de aspecto terroso e pulverulento, nas proximidades da superfície do terreno, situação esta visível na Escadaria do Porto em Corumbá. Em determinadas localidades, calcretes formam corpos compactos e litificados, alguns com conchas de moluscos no meio da matriz carbonática.

As lentes calcárias do Pantanal do Miranda ocorrem ao longo da planície de inundação do rio Miranda, onde constituem elevações de forma circular (10 m a 15 m de diâmetro), com 2 m a 3 m de altura em cuja superfície são encontrados vestígios arqueológicos (Oliveira & Boggiani, 1999). Estas lentes são constituídas predominantemente por calcita e, secundariamente, aragonita com grãos esparsos de quartzo. É freqüente, também, a ocorrência de conchas inteiras de gastrópodos de água doce de espécies ainda vivas no Pantanal (*pomácea* e *biomphalaria*). Datação pelo método ^{14}C destas conchas forneceu a idade de 3 910 ± 110 anos A.P. (Laboratório # 539/cena # 212 - Boggiani *et al.*, 1998).

Estudos sobre os espeleotemas encontram-se em desenvolvimento com material coletado da Gruta João de Arruda em Bonito, MS (Soubiès *et al.*, 1999 - Licença do IBAMA nº 002/99, processo 02001.005519/98-22), a partir dos quais pretende-se estabelecer correlações com a deposição das tufas calcárias. Estudos deste gênero, desenvolvidos na região central da Itália (Taddeucci *et al.*, 1994), relacionando dados obtidos de espeleotema de caverna com terraços de travertinos do Rio Esino, possibilitaram estimar, por exemplo, quando teria ocorrido rebaixamento do nível de base e relacionar as fases de crescimento abundante de espeleotemas e travertinos aos períodos interglaciais.

Tufas calcárias da Serra da Bodoquena

As Tufas da Serra da Bodoquena ocorrem ao longo de praticamente todas drenagens, onde formam represas, cachoeiras e depósitos de micrita pulverulenta. Nos leitos ativos dos rios são freqüentes, também, concentrações de tubos carbonáticos milimétricos (Figura 3), atribuídos a permineralizações e incrustações carbonáticas de talos de algas caráceas, semelhantes aos *phytoclast tufa* descritos por Buccino *et al.* (1978).

Represas e cachoeiras de tufas

As tufas que constituem represas e cachoeiras são estruturadas em camadas de 2 a 3 cm de espessura, porosas e com filamentos carbonáticos verticais, paralelos entre si (Figura 4). Cada camada é separada por um nível milimétrico de calcário maciço, constituindo pares provavelmente relacionadas à ciclos anuais, quando, nos períodos mais quentes e chuvosos, haveria rápido crescimento e nos períodos mais frios o processo seria menos acelerado ou inexistente. Em determinadas épocas do ano, observam-se musgos cujos talos se sobressaem da superfície calcária (Figura 5), encontrando-se parcialmente incrustados por carbonato. Tal observação permite atribuir a origem e desenvolvimento destas represas ao crescimento de musgos. Nestes haveria o aprisionamento de diatomáceas e cianofíceas e indução da precipitação de carbonato de cálcio ao redor dos talos dos musgos, em função do que tendem a crescer verticalmente para expor novos brotos. Desta busca constante pela luz, concomitante à precipitação de carbonato, decorre o crescimento de paredes verticais de tufas, que barram naturalmente os rios.

Em cachoeiras ativas e em encostas com escorrimentos d'água esporádicos formam-se tufas pendentes com forma de leque e com perfil convexo para cima, na forma de uma grande concha, originando cavidades acrescionais (cavidades primárias). Estas chegam a formar cavernas de grandes dimensões em seu interior, inclusive com formação de estalactites.

Micritas inconsolidadas (calcários pulverulentos)

As micritas são inconsolidadas e maciças, com conchas preservadas de moluscos aquáticos dos gêneros *Biomphalaria, Phisa e Aquidauania*, viventes na região. Constituem depósitos de espessura variando de 0,5 a 6 metros, geralmente cobertos por camada de argila preta, situados às margens de rios atuais, sendo explorados para uso na agricultura e para ração animal.

Apresentam teores de MgO por volta de 1% e praticamente inexistem impurezas. Ao microscópio eletrônico de varredura, este material se apresenta na forma de uma trama de cristais prismáticos alongados com 10 a 15 m de comprimento e 1 m de diâmetro, como cristais de calcita, mineralogia esta identificada através de difratometria de raios X.

No caso dos depósitos situados na margem do Rio Formoso, interpreta-se que tenham sido originados em meandros abandonados do rio, formando uma série de depósitos isolados com volume ao redor de 300. 000 m^3 cada.

Davis (1900, 1901) originalmente denominou micritas inconsolidadas de lagos do Estado de Michigan (EUA) como *marl*, associando-as à atividade fotossintetizante de algas do gênero *chara*. Dean (1981) e Dean & Fouch (1983), estudando a formação destes depósitos em lagoas alcalinas, também considerou que o mais importante mecanismo de precipitação tenha sido a absorção de CO_2 pelo fitoplâncton (precipitação bio-induzida) e pela atividade de algas caráceas. Carbonatos semelhantes foram definidos como *shallow lake-fill deposits* (Chafetz & Folk, 1984) e o mesmo processo foi interpretado para carbonatos marinhos (*whitings*) das Bahamas (Robbins & Blackwelder, 1992).

A proliferação de algas caráceas em lagoas alcalinas seria devido ao fato destas empregarem os íons HCO_3^- na fotossíntese, como forma de obter o CO_2, já que este não se encontra livre nas águas bicarbonatadas. Por este motivo, existem locais onde as algas caráceas são as únicas plantas encontradas, uma vez que a ausência de CO_2 livre impossibilita a sobrevivência de demais plantas aquáticas (Tucker & Wright, 1990). Com a absorção do bicarbonato ocorre precipitação de carbonato na superfície e no interior dos talos das algas, sendo muito comuns também nos girogônios (órgão reprodutor feminino). Estas incrustações se desagregam facilmente, o que seria uma das possíveis causas da formação da lama calcária. No Planalto da Bodoquena, Scremin-Dias *et al.*(1999) identificaram as espécies *Chara rusbyana*, *Chara fibrosa* e *Nitella furcata* da família Caráceas,

Figura 3 – Talos de alga Carácea permineralizado com carbonato de cálcio (fotografia – Paulo Robson de Souza)
Figure 3 – *Stems of Caracea algae permineralized with carbonate (photo – Paulo Robson de Souza).*

Figura 4 – Tufa calcária estratificada
Figure 4 – *Stratified tufa*

Figura 5 – Talos de musgos em processo de incrustação carbonática (fotografia – Paulo Robson de Souza)
Figure 5 – *Moss stems incrusted (photo – Paulo Robson de Souza).*

Amostra	Idade anos	% carbono moderno	$\Delta^{13}C_{PDB}$ ‰	Identificação
AQDB-03-A3	2130 ± 60	76,75 ± 0,62	-5,25	#619/CENA #266
AQDB-03-B3	2420 ± 70	74,02 ± 0,60	-5,39	#620/CENA #267
AQDB-03-C3	3410 ± 70	65,41 ± 0,57	-5,66	#621/CENA #268

Figura 6: Valores de idades obtidos pelo método ^{14}C.
Figure 6: *Vallues of the ages obtained by ^{14}C method.*

Figura 7: Valores isotópicos de C e O de tufas calcárias do vale do Rio Aquidaban.
Figure 7: *C and O isotopic vallues of calcareous tufa from Aquidaban River Valley.*

Tufas modernas	$\Delta^{18}O_{SMOW}$ ‰	$\Delta^{18}O_{PDB}$ ‰	$\Delta^{13}C_{PDB}$ ‰
AQDB-02-C1	+20.517	-10.034	-8.319
AQDB-02-C2	+19.455	-11.063	-8.358
AQDB-02-C3	+22.165	-8.435	-8.211
AQDB-02-B1	+22.935	-7.688	-7.902
AQDB-02-B2	+23.145	-7.484	-7.836
AQDB-02-B3	+23.259	-7.373	-7.886
AQDB-02-A1	+22.970	-7.654	-6.872
AQBD-02-A2	+23.225	-7.406	-6.799
AQDB-02-A3	+23.211	-7.420	-7.413

Tufas antigas	$\Delta^{18}O_{SMOW}$ ‰	$\Delta^{18}O_{PDB}$ ‰	$\Delta^{13}C_{PDB}$ ‰
AQDB-03-C1	+23.596	-7.046	-5.846
AQDB-03-C2	+23.962	-6.691	-4.400
AQDB-03-C3	+23.583	-7.059	-5.515
AQDB-03-B1	+23.917	-6.735	-5.872
AQDB-03-B2	+23.736	-6.911	-4.985
AQDB-03-B3	+23.813	-6.832	-4.793
AQDB-03-A1	+22.989	-7.635	-6.198
AQDB-03-A2	+23.482	-7.157	-6.078
AQDB-03-A3	+23.705	-6.941	-5.368

com predominância da primeira espécie formando extensos mantos sobre o leito dos rios. Emeis *et al.* (1987) supõem que a origem da lama micrítica seria biogenética, associada à produção explosiva de algas planctônicas, as quais provocariam intensa absorção de CO_2. Com o consumo excessivo deste gás, ocorreria elevação do pH e nucleação de partículas carbonáticas.

No caso dos depósitos do Rio Formoso, a acumulação da micrita em meandros abandonados promove a diminuição da profundidade do lago, resultando na formação de brejos ao final da deposição, os quais resultariam na deposição de camadas orgânicas superficiais. A presença da matéria orgânica promove a percolação de águas aciduladas, impedindo, assim, a consolidação da lama calcária o que torna também as conchas de moluscos friáveis.

No vale do Rio Salôbra, a noroeste de Bonito, Turcq *et al.*(1987) obtiveram idade de 5.200 anos A. P. em conchas de gastrópodes e a idade de 2.150 anos A.P. em argila orgânica que recobre os depósitos carbonáticos.

ESTUDOS ISOTÓPICOS

Estudos vêm sendo desenvolvidos com a investigação da série de desequilíbrio do Urânio e dos isótopos de C e O, com resultados parciais em Ribeiro *et al.* (1999), Boggiani *et al.* (1999) e Ribeiro *et al.* (2001).

No lado oeste do Planalto da Bodoquena, próximo à Fazenda Baía das Garças, existe uma das poucas drenagens que nasce no planalto e que corre para oeste, denominado Rio Aquidaban. Esta drenagem forma na escarpa do Planalto uma das maiores cachoeiras da região, com cerca de 40 m de altura.

Nas proximidades desta cachoeira, foram coletadas amostras de tufas calcárias de depósitos atuais e de depósitos antigos, provenientes de um canal de drenagem abandonado. Datação pelo método ^{14}C das tufas antigas forneceram os valores de 2.130 e 3.410 anos A.P. (Figura 6), os quais devem ser interpretados com ressalvas devido ao fato de não representarem a idade de formação das tufas devido aos problemas de contaminação por carbono das águas bicarbonatadas ("efeito água dura").

Nas tufas antigas, os valores de D $^{18}O_{PDB}$ variam de – 6.7% a – 7.8‰ e os de D $^{13}C_{PDB}$ de –4.4% a – 5.9‰ enquanto que na tufas modernas, os dados de D $^{18}O_{PDB}$ se distribuem de – 7.0% a – 11.1‰ e os de D $^{13}C_{PDB}$ de – 6.8% a – 8.6‰ (Figura 7).

Os baixos valores de D $^{18}O_{PDB}$ das tufas modernas são coerentes com condições hidrológicas da drenagem, caracterizada por condições de fluxo de água contínuo, sem águas paradas, o que possibilitaria a concentração de ^{18}O. A presença de valores também baixos de D $^{18}O_{PDB}$ nas tufas antigas conduz à interpretação de que as condições hidrológicas durante a formação destas seriam semelhantes às atuais. Portanto, se a idade fornecida pelas datações ^{14}C forem corretas, é possível trabalhar com a hipótese de que as condições hidrológicas da região permaneceram sem modificações consideráveis pelo menos nos últimos 3.000 anos A. P (Boggiani *et al.*, 1999).

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Estudos desenvolvidos sobre tufas da Inglaterra e Alemanha (Viles *et al.*, 1994) identificaram que a deposição calcária havia declinado dramaticamente e que as tufas foram escurecidas, provavelmente em função de mudanças climáticas e influência humana.

O principal fator de influência no crescimento das tufas calcáreas, dentre outros conhecidos atualmente, refere-se à temperatura das águas. Além disso, a presença de magnésio, fosfato e certos componentes orgânicos, mesmo em baixas concentrações, podem inibir a precipitação da calcita. Contudo, atenção maior deve ser dada às condições de turbidez das águas, uma vez que o aumento deste parâmetro pode prejudicar o desenvolvimento das algas, às quais está associado o crescimento das tufas.

Até o momento, nenhuma medida vem sendo tomada no sentido de preservar as tufas calcárias da região, apesar de constituírem seus principais atrativos turísticos. Se nenhuma providência for tomada, existe o risco das mesmas sofrerem degradações irreversíveis, comprometendo a atividade turística que vem se tornando importante fonte de geração de emprego e renda na região.

Alterações na qualidade das águas já são visíveis em função dos desmatamentos, principalmente das florestas ripárias (matas ciliares), o que requer a implementação urgente de programas de recuperação de áreas degradadas na região.

Como medida compensatória pela construção do Gasoduto Bolívia – Brasil, foi criado o Parque Nacional da Serra da Bodoquena, com área de 76. 400 hectares. Esta área encontra-se na região central do Planalto, a qual constitui um maciço calcário rochoso que se destaca pelas maiores altitudes da região, onde as exposições rochosas dificultaram o avanço do desmatamento. Nesta área elevada infiltram as águas que abastecem os rios que cortam o Planalto, principalmente o Rio Formoso, de tal forma que a manutenção das condições ambientais desta parte da Serra da Bodoquena é fundamental para preservação das tufas calcárias.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M. de 1943. Geomorfologia da região de Corumbá. *Boletim da Associação dos Geógrafos Brasileiros*, São Paulo, **3**(3): 8-18.

Almeida, F.F.M.de 1945. Geologia do sudoeste matogrossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, Rio de Janeiro, (116):1-118.

Almeida, F.F.M. de 1954. Geologia do centro-leste mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, **150**:1-97.

Almeida,F.F.M. de 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, Rio de Janeiro, (219):1-96.

Andrews, J.E.; Riding, R.; Dennis, P.F. 1997. The stable isotope of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **129**:171-189.

Araújo,H.J.T.; Santos Neto,A.; Trindade,C.A.H.; Pinto,J.C.A.; Montalvão,R.M.G.; Dourado,T.D.C.; Palmeira,R.C.B.; Tassinari,C.C.G. 1982. Folha SF-21- Campo Grande, 1-Geologia. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v.28, p.9-124.

Ayub,S.; Sallum Filho,W.; Ferreira,N.B.; Abreu,A.E.S.; Teixeira,A.L.G.P.; Eleutério,T.S.H. 1996. *Caracterização geo-espeleológica preliminar das cavernas da porção central da Serra da Bodoquena, na região de Bonito, MS*. Relatório elaborado pelo Grupo Espeleológico da Universidade de São Paulo - GGEO, 51 p., 11 mapas.

Barbosa,O. 1957. Nota sobre a idade da Série Corumbá. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **29**(2):249-250.

Beurlen,K.; Sommer,F.W. 1957. Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o Calcário Corumbá. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM, (168):1-35.

Boggiani,P.C.; Coimbra,A.M. 1995. Quaternary limestone of the pantanal area, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**(3): 343-349.

Boggiani, P.C.; Coimbra, A.M. 1998. Evolução da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) no contexto de *rift-drift* do Supercontinente Pannotia. *In*: CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 2, Punta del Este, 1998. *Actas...*, Montevideo, Sociedad Uruguaya de Geologia, Facultad de Ciencias, 259-262.

Boggiani, P.C.; Fairchild,T.R.; Coimbra, A.M. 1993. O Grupo Corumbá (Neoproterozóico-Cambriano) na região Central

da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul (Faixa Paraguai). *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(3):301-305.

Boggiani, P.C.; Atêncio,D.; Karmann,I. 1986. Carbonatos secundários da gruta do Lago Azul (Bonito, MS): nesquehonita, hidromagnesita, aragonita e calcita. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, GO. Sociedade Brasileira de Geologia. Boletim de Resumos:117.

Boggiani, P.C.; Sial,A.N.; Coimbra,A.M.; Ferreira,V.P. 1997. The carbon and oxygen isotope record of Neoproterozoic carbonate rocks of the Paraguay Fold Belt (Central South America). *In*: SIMPÓSIO SULAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA, Campos do Jordão, 1997, CEPEGEO-IGUSP. *Extended Abstracts*:57-59.

Boggiani, P.C.; Coimbra, A.M.; Ribeiro,F.R.; Flexor,J-M.; Sial,A.N.; Ferreira,V.P. 1998. Significado paleoclimático das Lentes Calcárias do Pantanal do Miranda - Mato Grosso do Sul. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte, 1998, Sociedade Brasileira de Geologia. *Anais*: 88.

Boggiani, P.C.; Sial, A.N.; Ribeiro, F.R.; Flexor,J-M.; Roque,A.; Ferreira,V.P. 1999. Paleoenvironmental indications from stable isotopes in freshwater Quaternary limestones in the Bodoquena Plateau, Central South America. *In*: SIMPÓSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTOPICA, Ciudade de Villa Carlos Paz, 1999, Buenos Aires, Associação Geológica Argentina e outras. *Actas*, 1:380-382

Boggiani, P.C.; Coimbra, A.M.; Hachiro,J. 1996. Evolução Paleogeográfica do Grupo Corumbá (Neoproterozóico). *In*: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Salvador, 1996, SBG. *Anais*: 6:132-134.

Boulangé,B.; Vargas,C.; Rodrigo,L.A. 1981. La sédimentation actuelle dans le tac Titicaca.*Rev. Hydrobiol. trop.*, **14**(4): 299-309.

Branner,J.C. 1910. Agraded Limestone Plain of the Interior of Bahia and the Climatic Changes Suggested by them. *Geological Society American Bulletin*, **2**(2): 187-206. (Texto traduzido por Telmo Rodrigues e Leopoldo Barreto, Publicação Especial n. 1. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia, 1977, 31-50).

Buccino,G.; D'Argenio,B.; Ferreri,V.; Brancaccio,L.; Ferreri,M.; Panichi,C.; Stazione,D. 1978. I travertine della basse valle del tanagro (Campania) . *Studio geomorfologia, sedimentologia e geochimico. Boll. Soc. Geol. Ital.* **98**: 617-646.

Casanova,J.; Hillaire-Marcel,C. 1992a. Chronology and paleohydrology of Late Quaternary High Lake Levels in the Manyara Basin (Tanzania) from isotopic data (^{18}O, ^{13}C, ^{14}C, Th/U) on fossil stromatolites. *Quaternary Research*, **38**: 205-226.

Casanova, J.; Hillaire-Marcel, C. 1992b. Late Holocene hydrological history of Lake Tanganyika, East Africa, from isotopic data on fossil stromatolites. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **91**: 35-48.

Chafetz,H.S.; Folk,P.L. 1984. Travertines: Depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Petrology*. **54**(1): 289-316.

Corrêa,J.A.; Correia Filho,F.C.L.; Cislewski,G.; Neto,C.; Cavallon,L.A.; Cerqueira,N.L.S.; Nogueira,V.L. 1979. Geologia das regiões Centro e Oeste de Mato Grosso. Projeto Bodoquena. Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM/CPRM. Série Geologia Básica nº 3, 111p., mapa geológico esc. 1:250 000.

Davis,C.A. 1900. A contribution to the natural history of marl. *Jour of Geology*, **8**: 485-497.

Davis, C.A. 1901. A second contribuition to the natural history of marl. *Jour. Geology*, **9**:491-506.

Dean, W.E. 1981. Carbonate minerals and organic matter in sediments, of modern north temperate hard-water lakes. In: Ethridge, G.f. & Flores, R.M. ed. *Recent and anciente nonmarine depositional environments: models for explorations*. SEPM, *Special Publication*, 31:213-231.

Dean,W.E.; Fouch,T.D. 1983. Lacustrine environment. *In*: P.A. Scholle & C.H. Moore (eds.) *Carbonate Depositional Environments*, AAPG Memoir 33: 98-130.

Duarte, L. & Vasconcelos, M.E.C. de. 1980a. Vegetais do Quaternário do Brasil. I – Flórula de Russas, CE. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **52**(1): 37-48.

Duarte, L. & Vasconcelos, M.E.C. de. 1980b. Vegetais do Quaternário do Brasil. II – Flórula de Umbuzeiro, PB. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **52**(1): 93-108.

Emeis, K.C.; Richnow, H.H.; Kempe, S .1987. Travertine formation in Plitvice National Park, Yugoslavia:chemical versus biological control. *Sedimentology*, **34**: 595-609.

Fairchild, T.R.; Sallun Filho, W.; Sallun, A. E.M.; Boggiani, P.C.; Hidalgo, R.L.L. 1999. Revisão da biota fóssil do Grupo Corumbá (MS), limite Neoproterozóico-Cambriano. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 16. *Boletim de Resumos*, Crato, p.42.

Ford, T.D. & Pedley, H.M. 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*,**41**:117-175.

Folk, R. L. 1993. SEM imaging of bacteria and nannobacteria in carbonate sediments and rocks. *Journal of sedimentary Petrology*, **63**(5): 990-999.

Gnaspini Netto, P.; Trajano, E.; Sánchez L.E. 1994. Província espelológica da Serra da Bodoquena, MS: exploração, topografia e biologia. *Espelo-Tema*, **17**:19-44.

Guo, L.; Riding, R. 1994. Origin and diagenesis of Quaternary travertine shrub fabrics, Rapolano Terme, central Italy. *Sedimentology*, **41**: 499-520.

Hahn, G.; Pflug, H.D. 1985. Die Cloudinidae n. fam.; Kalk-Röhren aus dem Vendium und Unter-Kambrium. *Senckenbergiana lethaea*, **65**(4/6):413-431.

Hahn, G.; Hahn, R.; Pflug, H.D.; Leonardos, O.H.; Walde, D.A.G. 1982. Körpelich erhaltene scyphozoen - reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens. *Geologica et Paleontologica*, 16:1-18.

Lino, C.F.; Boggiani, P.C.; Cortesa J. ;, J. Gõdoy, N.M.; Karmann, I. 1984. Projeto Grutas de Bonito. Diretrizes para um plano de manejo turístico. *Relatório inédito*, SPHAN/MS-TUR. 212 p, mapas.

Lisboa, M.A.R. 1909. Oeste de São Paulo, Sul de Mato Grosso; geologia, indústria mineral, clima, vegetação, solo agricola, indústria pastoril. Rio de Janeiro, TYP. do Jornal do Commercio, 172 p.

Mendes, J.C. 1957. Grutas calcárias na Serra da Bodoquena, Mato Grosso. *Boletim. Paulista de Geografia*, **25**: 70-77.

Nogueira , V. L.; Oliveira, C.C.; Figueiredo J.A..; Corrêa Filho, F.C.L.; Scoslewski, N. G.; Souza, M.R.; Moraes Filho, J.C.R.; Leite, E.A.; Souza, N.B.; Souza, J.O.; Cerqueira, N.L.S.; Vanderlei, A.A.; Takaschi, A.T.; Abreu Filho, W.; Rosito, J.; Olivatti, O.; Hausen, J.E.P.; Gonçalves, G.N.D.; Ramalho, R.; Pererira L.C.B. 1978. Projeto Bonito-Aquidauana. *Relatório Final*. Goiânia, DNPM/CPRM, 14 v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2744).

Oliveira, J.E. & Boggiani, P.C. 1999. (Re)Pensando a Origem dos *Aterros* do Pantanal à Luz da Arqueologia e da Geologia. In: REUNIÃO CIENTÍFICA DA SOCIEDADE DE ARQUEOLOGIA BRASILEIRA, 10, *Resumos*... Recife, FASA, 1999, p.167.

Oliveira, A.I. & Leonardo, O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. 2ª edição revisada e atualizada. Rio de Janeiro, Serviço de Informação Agrícola, 1943, 813 p.

Paiva G. de & Leinz, V. 1939. Contribuição para a geologia do petróleo no sudoeste de Mato Grosso. *Boletim da Divisão de Fomento e Produção Mineral*, Departamento Nacional da Produção Mineral-DNPM, (37), 99p.

Penha, A. E. P.P. & Leão, Z.M.A.N. 1996. Origem e evolução de um perfil calcrete, Ourolândia, Bahia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. *Anais*...SBG, v. 1, p.121-124.

Pentecost, A. 1996. The quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor. *Quatern. Sci. Reviews*, **14**: 1005-1028.

Putzer, H. 1961. Formação de crostas quaternárias na América do Sul. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, **33**(193): 13-18.

Ribeiro, F. B.; Roque A.; Boggiani, P.C.; Flexor, J-M. 1999. Uranium and thorium series disequilibrium in quaternary carbonate deposits from the serra da bodoquena and pantanal do miranda, Mato Grosso do Sul, Central Brazil. *In*: *Actas, Simposio Sudamericano de Geologia Isotopica*, Ciudad de Villa Carlos Paz, 1999, Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina e outras, v. 1, p.383-386.

Ribeiro, F. B.; Roque A.; Boggiani, P.C.; Flexor, J-M. 2 001. Uranium and Thorium series disequilibrium in Quaternary carbonate deposits from the Serra da Bodoquena and Pantanal do Miranda, Mato Grosso do Sul State, Central Brazil. *Applied Radiation and Isotopes*, **54**(1): 153-173.

Robbins, L.L. & Blackwelder, P.L. 1992. Biochemical and ultrastructural evidence for the origin of whitings: a biologically induced calcium carbonate precipitation mechanism. *Geology*, **20**: 464-468.

Seremin-Dias, E.; Pott, V.J.; Hora, R.C.; Souza, P.R. de 1999. *Nos Jardins Suspensos da Bodoquena – Guia para identificação de plantas aquáticas de Bonito e região*. Editora UFMS, Campo Grande, MS, 160p.

Soubiès,F.; Sondag F., Santos R.V. dos, Boggiani, P.C. 1999. Estudo de paleoclima continental com base em espeleotemas: primeiros resultados das pesquisas em andamento no IG/UNB. *In*: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, Porto Seguro, 1999, *Resumos*...., São Paulo, ABEQUA, vol. 1, p.34.

SUGUIO, K.; BARCELOS, J.H.; MATSUI, E. 1980. Significados paleoclimáticos e paleoambientais das rochas calcárias da Formação Caatinga (BA) e do Grupo Bauru (MG/SP). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, SBG, 31, Balneário Camboriú, *Anais*, **1**: 607-617.

Taddeucci, A.; Tuccimei, P.; Voltaggio, M. 1994. Series dating of speleothems and travertines from Esino River Valley (Central Italy) and their paleoclimatic and geomorphic significance. *In*: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOCHRONOLOGY, COSMOCHRONOLOGY AND ISOTOPE GEOLOGY, 8, Berkeley California, USA, *Abstracts*, v.1, p. 313.

Tucker, M. & Wright, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 479 p.

Turcq. B.; Suguio, K.; Soubiès, F.; Servant, M.; Pressinotti, M.N. 1987. Alguns terraços fluviais do Sudeste e do Centro-Oeste brasileiro datados por radio-carbono: possíveis significados paleoclimáticos. *In*: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO - ABEQUA, 1, Porto Alegre, *Anais*, p. 379-392.

Viles, H.; Goudie, A.; Pentecost A. 1994. The sensitivity of tufas to human interference – INTERNATIONAL SYMPOSIUM CHANGING KARST ENVIRONMENTS, *Abstracts*..., *Cave & Karst Science*, **21**(1):21.

Walde, D.H.G.; Leonardos, O.H.; Hahn, G.; Hahn, R.; Pflug, H. 1982. The first Precambrian megafossil from South America, *Corumbella werneri*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **54**(2):461.

Zaine, M.F. & Fairchild, F.R. 1985. Comparison of *Aulophycus lucianoi*, Beurlen & Sommer from Ladário (MS) and the genus Cloudina, Germs, Ediacarian of Namíbia. *Anais de Academia Brasileira de Ciências*, Resumo das Comunicações, **57**(1):130.

Zaine, M. F. & Fairchild, T.R. 1987. Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW Brasil. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA., 10, Rio de Janeiro, 1987 *Resumo das Comunicações*... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Paleontologia , p. 54.

[1] Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências da USP - boggiani@usp.br

[2] Instituto de Geociências – USP - *In memoriam*

[3] Laboratório de Isótopos Estáveis – LABISE-UFPE - 14ans@npd.ufpe.br

[4] Instituto Astronômico e Geofísico – USP

[5] Observatório Nacional

Pão de Açúcar, RJ

Cartão postal geológico do Brasil

SIGEP 67

Luiz Carlos da Silva[1]
Antônio José Lopes de Andrade Ramos[2]

O Pão de Açúcar com o seu bondinho é o cartão postal mais conhecido do Brasil e em nível mundial é um dos cartões de visita do Brasil. Além de seu interesse turístico, sua proposição como sítio geológico justifica-se pela importância que esse corpo granítico teve no desenvolvimento dos estudos geológicos e geomorfológicos no Brasil. O Granito do Pão de Açúcar está inserido na Suite Rio de Janeiro, que só muito recentemente teve sua natureza magmática comprovada. Essa suíte inclui diversos granitóides foliados, dominantemente peraluminosos (granitos tipo-S), assim designados: Granito Pão de Açúcar, Granito Corcovado e Granito Cosme Velho. Trabalhos geocronológicos recentes utilizando o método de datação U-Pb- *SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) determinaram a idade de cristalização de *ca.* 560 Ma representando um marco da amalgamação final do Supercontinente Gondwana ao final do Ciclo Orogênico Brasiliano/Pan-Africano.

Pão de Açúcar (Sugar Loaf), Rio Janeiro - The geological post card of Brazil

The Pão de Açúcar (Sugar Loaf) Hill with Corcovado/ Christ's Hill is one of the most known and appreciated post-cards from Rio de Janeiro City and from Brazil. The present inclusion of the unit as the PÃO DE AÇÚCAR GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL NATIONAL SITE reflects also its importance for the geological and geomorphologic studies in Brazil. The Pão de Açúcar Granite, belonging to the Rio de Janeiro Suite, only recently had its magmatic nature unravelled. This suite embraces several foliated granitoids plutons displaying chiefly crustal S-type affinities: Pão de Açúcar Granite, Corcovado Granite and Cosme Velho Granite. Recent geocrhonological studies, using SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) systematic furnished a crystallisation age of ca 560 Ma. This age represents an international geological reference for the final amalgamation of the Gondwanaland Supercontinent, during the Brasiliano / Pan-African Orogenic Cycle termination.

INTRODUÇÃO

O morro do Pão de Açúcar constitui-se no mais popular sítio geológico do país, sendo reconhecido em todos os continentes como um dos símbolos do Brasil. Seu reconhecimento como um dos principais sítios geológicos mundiais, ocorreu durante o *31st International Geological Congress (Julho/2000)*, quando foi decerrada placa comemorativa no local (Figura 1).

LOCALIZAÇÃO

A história da cidade do Rio de Janeiro está intimamente ligada ao Pão de Açúcar, pois sua fundação, em 1565, ocorreu justamente entre os morros Pão de Açúcar e Cara de Cão.

O morro do Pão de Açúcar, localiza-se no bairro da Urca, na Zona Sul do Município do Rio de Janeiro, capital do Estado do Rio de Janeiro. Está inserido na malha urbana da cidade, sendo de acesso muito fácil, tanto por carro, como por ônibus (linhas regulares e turísticas) e até por barcos. Situa-se na entrada da baía da Guanabara, com altitude máxima de 396 metros, junto à 2ª. estação do bondinho. Constitui-se em um dos principais e mais deslumbrantes cartões postais do Rio de Janeiro e do Brasil. (Figura 2).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Geologia

O Estado do Rio de Janeiro está inserido geologicamente na Província Mantiqueira de Almeida *et al*. (1981). É caracterizada por abundante granitogênese neoproterozóica, resultante da amalgamação do Supercontinente *Gondwana*, ao final do Ciclo Orogênico Brasiliano / Pan-Africano.

A Suíte Rio de Janeiro que inclui o Granito Pão de Açúcar como originariamente definida por Silva (1999) e Silva *et al.* (2000a), inclui diversos granitóides foliados e ortognaisses, dominantemente peraluminosos, caracterizados pelos autores como de derivação crustal (granitos tipo-S): granitos Pão de Açúcar, Corcovado e Cosme Velho. Essa suíte está representada no Mapa Geológico Simplificado da Zona Sul do Município do Rio de Janeiro (Figura 3) de Silva *et al*. (2000a), modificado a partir dos trabalhos pioneiros de Hembold *et al*. (1965) e de estudos mais recentes de Heilbron *et al.* (1993).

Os granitos Pão de Açúcar e Corcovado, foram originariamente interpretados e mapeados como paragnaisses (gnaisses facoidais) por Hembold *et al.* (1965), relacionados ao Complexo São Fidélis - Pão de Açúcar de Fonseca *et al.* (1998). O caráter magmático dessas unidades já havia sido previamente reconhecido em trabalhos de detalhe (Silva & Silva, 1987, Silva *et al.*, 1991, Heilbron *et al.*, 1993). A esses fácies foi incorporado (Silva *et al.*, 2000a) o denominado Plúton Niterói de Machado & Demange (1992). Esses plutons são associados à fase deformacional D_1/D_2 (Heilbron *et al.*, 1993) da orogênese neoproterozóica designada de Orogênese Rio Doce por Figueiredo e Campos Neto (1993). Presentemente, esse evento tectônico é considerado como uma extensão para sudeste da Orogênese Araçuaí (Silva, 1999).

Figura 1 – Inauguração da placa comemorativa da datação geocronológica do Morro do Pão de Açúcar, com a presença da Comissão Organizadora do 31º Congresso Geológico Internacional e representantes da União Internacional das Ciências Geológicas (IUGS).

Figure 1 *– Inauguration of the memorial tablet of the geochronological dating of the "Pão de Açúcar" (Sugar Loaf), in the presence of the Organizing Committee of the 31st International Geological Congress and representatives of the International Union of Geological Sciences – IUGS.*

Em função de seu posicionamento como plúton sincolisional, exibe superposição de foliação "subsolidus" (magmática) e no estado sólido (protomilonítica a milonítica) correspondendo a *augen* gnaisses. As texturas magmáticas originais do tipo megaporfiríticas deram lugar a gnaisses enriquecidos em pórfiros recristalizados de feldspato-K, com comprimento médio de 2 a 6 centímetros (augen-gnaisses grossos).

Do ponto de vista químico, enquanto o Granito Corcovado, fácies dominante da Suíte Rio de Janeiro, tem afinidades peraluminosas, com granada e biotita como principais acessórios, o fácies Pão de Açúcar apresenta domínios mais metaluminosos com hornblenda e biotita como acessórios principais. Apresentam freqüente intercalação com paragnaisses do Complexo Paraíba do Sul, dos quais derivam através de processos de fusão parcial.

Até recentemente, os conhecimentos geológicos sobre esse sítio eram bastante precários. Estudos isotópicos utilizando métodos de alta precisão U-Pb SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe)* recentemente concluídos (Silva, 1999; Silva *et al.*, 2000a) permitiram determinar a sua idade de cristalização em 560 milhões de anos. Com esses novos avanços, amplificou-se a importância do sítio como um marco da Orogênese Brasiliana e da colisão e amalgamação final entre os continentes sul-americano e africano dando origem ao Supercontinente Gondwana Ocidental.

Foto 2 - . "Pão de Açúcar" sob diferentes ângulos. A) Feição geomofológica do Pão de Açúcar; B) Em primeiro plano a enseada de Botafogo, zona sul da cidade, Baía da Guanabara e, ao fundo, diversos morros com a mesma feição morfológica; C) Morros do Pão de Açúcar e Cara de Cão.

Figure 2 *- "Pão de Açúcar" from different views: A) Geomorphological features of "Pão de Açúcar"; B) At foreground Botafogo inlet, subsequently to Guanabara bay and Urca quarter; at background, several mounts with the same morphological features; C) Mounts of "Pão de Açúcar" and "Cara de Cão".*

Figura 3 - Mapa Geológico (simplificado) da Zona Sul do Município do Rio de Janeiro, compilado de Silva *et al*., 2000a).

Figura 3 *- Geological Map (Simplified) of the South Zone of Rio de Janeiro County, (compiled from Silva et al., 2000a)*

A Figura 4 mostra um exemplo dos zircões do Granito Pão de Açúcar estudados por microscopia eletrônica convencional, pelos métodos de *backscattering* e catodoluminescência previamente à sua datação na microssonda iônica (SHRIMP). As idades obtidas posteriormente nesses cristais, mostradas no diagrama Concórdia da Figura 4, revelaram uma idade de cristalização de 559±4 Ma (número de *spots* datados =21).

Por tratar-se de granitóides do regime sincolisional, esse resultado fornece a idade precisa da colisão à qual está vinculada a geração destes granitos. Além disto, pela existência de idades similares em uma extensa faixa de granitos crustais estendendo-se do Rio de Janeiro ao sul da Bahia, foi possível a caracterização de uma extensa estrutura designada Batólito Rio de Janeiro, que caracteriza um arco sincolisional de dimensões regionais, o Arco Rio de Janeiro, relacionado à Orogênese Araçuaí, durante o Episódio Brasiliano III (Silva, 1999).

Finalmente cabe destacar que a caracterização precisa do pico colisional no datado em *ca* 560 Ma, na Suíte Rio de Janeiro/Granito Pão de Açúcar têm interessantes conseqüências para os modelos de correlação dos orógenos brasilianos e pan-africanos. Episódio magmático similar foi também caracterizado no lado africano pela idade U - Pb SHRIMP de *ca.* 550 Ma, recentemente obtida nos granitóides sincolisionais do Orógeno Saldania (Silva *et al*., 2000b) e de *ca* 560 Ma nos granitóides sincolisionais costeiros do Orógeno Kaoko (Seth *et al.*, 1998). Assim, os modelos que preconizam uma correlação direta entre os "cinturões" Ribeira e Dom Feliciano (640-620 Ma) e os orógenos da África Ocidental (Kaoko, Damara,

Figura 4 - Granito Pão de Açúcar. Diagrama Concórdia (Wetherill) SHRIMP, mostrando a idade de 559 + 4 Ma, obtida em 21 *spots* analíticos e interpretada como a idade da cristalização do plúton sob regime sincolisional (Silva, 1999).
Figure 4 *- Pão de Açúcar granite. (Wetherill) SHRIMP concordia diagram displaying the 559+4 Ma age, obtained on 21 analyticals spots and interpreted as the crystallization age for the syn-collisional pluton (Silva, 1999)*

Gariep e Saldania) devem ser revistos. Conseqüentemente, uma provável extensão para sudoeste do Arco Rio de Janeiro (recoberto pela sedimentação em ambas as margens continentais) passa a ser o melhor candidato a representar o arco magmático desenvolvido durante a amalgamação final dos dois continentes há 560 Ma (Silva *et al*., no prelo).

Como já referido, a importância do sítio foi reconhecida durante o *31st International Geological Congress* realizado em agosto de 2000, na cidade do Rio de Janeiro, onde a Comissão Organizadora do evento e representantes da *International Union of Geological Sciences-IUGS* lançaram placa comemorativa com o registro da idade do plúton, na primeira estação do teleférico (Figura 1).

Geomorfologia

No Mapa Geomorfológico do Estado Rio de Janeiro, na escala 1:250.000 (Dantas, 2001) o Morro do Pão de Açúcar é caracterizado como "Relevo de Degradação em Áreas Montanhosas", onde predominam processos erosivos, segundo critérios de individualização de sistemas de relevo (Ponçano *et al.*, 1979). Para o mapeamento geomorfológico (Dantas, 2001) o Sítio do Pão de Açúcar foi englobado na unidade denominada "Maciços Costeiros e Interiores", sendo a sua feição considerada um tipo específico de sistema de relevo subordinado, denominado de: "Alinhamentos Serranos Isolados" e "***Pães-de-Açúcar***" (Figura 2).

O Morro do Pão de Açúcar está inserido na província morfoestrutural Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981; Ross, 1990) Essa província representa importante feição geotectônica da fachada atlântica brasileira, desde o Rio Grande do Sul até o sul do Estado da Bahia (Silva & Cunha, 2001).

Esta unidade morfoestrutural foi dividida em diversas unidade morfoesculturais, entre elas a unidade morfoescultural "Maciços Costeiros e Interiores". Compreende um conjunto de maciços montanhosos relativamente alinhados sob direção WSW-ENE, desde o maciço da Juatinga (divisa dos Estados do Rio de Janeiro e São Paulo) até os maciços da Região dos Lagos, estando situados em meio às baías e baixadas litorâneas (Dantas, 2001). Foram inseridos nessa unidade, além dos maciços litorâneos, os alinhamentos serranos situados em posição de contrafortes da escarpa da serra do Mar, assim como os maciços isolados no norte fluminense.

Individualizando os "Maciços Costeiros e Interiores", Dantas (2001) subdividiu essa unidade morfoescultural em unidades geomorfológicas, ficando o Pão de Açúcar na unidade denominada "Maciço da Tijuca". Segundo Asmus & Ferrari (1978) os maciços costeiros, como os da **Tijuca** e da Pedra Branca, consistem em blocos soerguidos durante o Cenozóico, paralelamente ao *front* escarpado das cadeias montanhosas das serras do Mar e da Mantiqueira. Conforme Almeida & Carneiro (1998), os maciços costeiros são remanescentes de uma antiga borda meridional do gráben da Guanabara, antes inserida no planalto Atlântico (no Paleoceno) e que foi intensamente erodida pelo recuo da escarpa da serra do Mar, originada junto à falha de Santos.

Os maciços costeiros apresentam suas vertentes íngremes, por vezes rochosas, são freqüentemente recobertas por depósitos de tálus e colúvios e atingem diretamente a linha de costa por meio de pontões rochosos ou as baixadas flúvio-marinhas e flúvio-lagunares em abruptas rupturas de declive. Os gradientes são muito elevados e os topos são aguçados e arredondados (pontões rochosos do tipo ***"pão-de-açúcar"***) ou em cristas alinhadas. Apresentam densidades de drenagem altas a muito altas. O padrão de drenagem é, geralmente, dendrítico e centrífugo, podendo ser treliça.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Apesar de as feições morfotectônicas, responsáveis pelo modelamento do sítio, apresentarem um alto potencial de vulnerabilidade a eventos de erosão e movimentos de massa, esses eventos, geralmente, não são expressivos, devido à preservação da área com a

manutenção da cobertura florestal existente. O sítio Pão de Açúcar, nos arredores do qual funcionam diversas instalações do exército, constitui uma área de proteção ambiental sob a coordenação do Estado Maior do Exército.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M de, Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Rewiew*, **1**: 1-29.

Almeida, F.F.M. & Carneiro, C.D.R. 1998. Origem e evolução da serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(2): 135-150.

Asmus, H.E. & Ferrari, A.L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil. In: PETROBRAS. Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil (*Série Projeto REMAC*, **4**), Rio de Janeiro, p.5-88.

Dantas, M. E. 2001. *Mapa Geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro*. Brasília, CPRM, 417p.

Figueiredo, M.C.H., Campos Neto, M.C. 1993. Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, southeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.* **65**: 63-82.

Fonseca M.J.G. 1998. *Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro*. Escala 1:400.000. Rio de Janeiro, DNPM, Texto Explicativo, 141 p., mapa.

Heilbron, M., Pires, F.R.M., Valeriano, C.M., Bessa, M. 1993. Litoestratigrafia, evolução tectono-metamórfica e magmatismo precambriano no setor sudeste do município do Rio de Janeiro. *In*: 3º. Simpósio de Geologia do Sudeste. SBG. Rio de Janeiro. *Atas*, p.174-179.

Heilbron, M, Valeriano, C.M., Valadares, C.S., Machado, N. 1995. A orogênese Brasiliana no segmento central da Faixa Ribeira. Rev. Bras. Geoc. **25**(4), p.249-266.

Machado R. & Demange M. 1992. Granitogênese brasiliana no Estado do Rio de Janeiro. Caracterização geoquímica, modelo tectônico e considerações geológicas sobre o embasamento e a cobertura do cinturão Ribeira na região. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*, **1**: 379-380.

Ponçano, W.L., Carneiro, C.D.R., Almeida, M.A., Pires Neto, A.G.; Almeida, F.F.M. 1979. *O conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do estado de São Paulo.* In: II Simpósio de Geologia Regional, *Atas*, Rio Claro, p.253-262.

Hembold, R., Valença, J.G., Leonardos Jr. , O. H. 1965. Mapa geológico do Estado da Guanabara, Escala 1:50,000, Rio de Janeiro, DNPM / MME.

Ross, J.L.S. 1990. *Geomorfologia, ambiente e planejamento*. São Paulo Ed. Contexto.

Seth, B., Kröner, A., Mezger, K., Nemchin, R.T., Pidgeon, R.T., Okrusch, M. 1998. Archean to Neopeoterozoic magmatic events in the Kaoko Belt of NW Namibia and their geodynamic significance. *Precambrian Res*. **92**: 341-363.

Silva, L.C. & Cunha, H.C. da S. 2001. *Geologia do Estado do Rio de Janeiro*: texto explicativo do mapa do Estado do Rio de Janeiro, Brasília, CPRM.

Silva, L.C. da 1999. *Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira meridional, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a evolução do Ciclo Brasiliano / Pan-Africano.* (PhD. thesis). Universidade Federal do Rio Grande do Sul-UFRGS. Porto Alegre, 243p. (unpublished).

Silva, L.C.da, Santos, R.A, Delgado, I.M. Cunha e Silva, H.C. 2000a. Geological Map of Rio de Janeiro State, Scale 1: 400.000, Geological Survey of Brazil-CPRM/ Department of Mineral Resources of Rio de Janeiro State-DRM-RJ.

Silva, L.C. da, Gresse, P., Scheepers, R., P McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R. 2000b. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd age constraints on the timing and sources of the Pan-African Cape Granite Suite, South Africa. *Journ. Africa Earth Sci*., **30**: 795-815.

Silva, P.C.F & Silva, R.R. 1987. Mapeamento geológico-estrutural da Serra da Carioca e adjacências, município do Rio de Janeiro. *In*: I Simpósio de Geologia Regional RJ-ES. Rio de Janeiro. *Anais*, p. 198-209.

Silva, I.G.A.E., Neiva, D.B., Heilbron, M., Valeriano, C.M. 1991. Geologia de detalhe da Serra da Carioca, cidade do Rio de Janeiro, RJ. *In*: II Simpósio de Geologia do Sudeste. São Paulo. SBG. *Atas*, p.161-169.

Silva L.C. da, Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.A. 2000 (submitted). The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African system of orogens.

[1] CPRM – Serviço Geológico do Brasil. SGAN 603 - Bl. I - 1º andar - 70833-080 - Brasília-DF luizcarlos@aneel.gov.br

[2] aramos@cprmbh.gov.br

Vila Velha, PR

Impressionante relevo ruiniforme

SIGEP 29

Mário Sérgio de Melo [1]
Élvio Pinto Bosetti [1, 2]
Luiz Carlos Godoy [1, 2]
Fernando Pilatti [2]

As esculturas naturais em arenito de Vila Velha constituem um impressionante exemplo de relevo ruiniforme, derivado da associação de processos erosivos com características preexistentes da rocha. Embora protegidas por parque estadual, têm recebido cerca de 200.000 visitantes/ano, o que proporciona alguns riscos à preservação de tão rico patrimônio natural.

O Arenito Vila Velha, incluído no Grupo ltararé (Carbonífero Superior a Permiano Inferior da Bacia do Paraná), possui coloração avermelhada pela presença de cimento ferruginoso. Apresenta granulação média a fina, intraclastos argilosos dispersos e estratificação incipiente, plano-paralela e cruzada de baixo ângulo. As esculturas naturais apresentam altura variável de até 30 m. São ornamentadas por topos recortados e com fraturas poligonais superficiais, paredões com saliências e reentrâncias, pequenos túneis anastomosados e escavações alveolares erosivas, superfícies côncavas basais e fraturas preenchidas com óxidos de ferro e manganês. A estas feições associam-se ainda a estratificação sedimentar, fraturas verticais e horizontais e pseudo-estratificação formada pela cimentação.

Vila Velha constitui um patrimônio natural de valor inestimável. As esculturas têm forte impacto paisagístico, atraindo visitantes do Brasil e de todo o mundo. A enorme exposição de rocha mostra características faciológicas e feições erosivas ímpares, favorecendo seu estudo e entendimento. O local é adequado para atividades de educação ambiental, pois além do relevo ruiniforme apresenta ainda ecossistemas naturais preservados, com espécies endêmicas, ameaçadas de extinção. Entretanto, a integridade deste patrimônio está ameaçada por uma exploração voltada exclusivamente para o aspecto turístico, que tem falhado em atribuir ao parque seu papel como unidade de conservação.

Vila Velha, State of Paraná - An impressive ruiniform relief

The natural sandstone sculptures of Vila Velha are an impressing example of ruiniform relief, combining the association of erosive processes with pre-existing attributes of the rocks. They are protected by a State Park, which has received about 200,000 visitors/year, what causes some risks for the preservation of such a rich natural environment.

The Vila Velha Sandstone is part of the base of the ltararé Group (Upper Carboniferous to Lower Permian of the Paraná Basin, Southern Brazil). It has a reddish coloration due to the presence of ferriferous cement. Grain size is medium to fine sand, with dispersed argillaceous intraclasts in an incipient planar to cross-bedded stratification.

The natural sculptures have an elevation of 10 to 30 m above surrounding terrain. Their tops show cracks and fracture polygons, while the walls show saliences, hollows, small anastomosing tunnels, alveolar erosive excavations, basal concave surfaces and fractures filled with iron and manganese oxides. Other structures are the sedimentary stratification, vertical and horizontal fractures and pseudo stratification formed by the cementing.

Vila Velha is a natural site with great environmental value. The large outcrop is a singular exposure of the sedimentary attributes and erosive features of the Vila Velha Sandstone. The area is appropriate for environmental study activities, not only because of the ruiniform relief but also the presence of natural preserved ecosystems, with endemic endangered species. Nevertheless, the integrity of this environment is threatened by the massive exploration of the touristic aspect, which has failed to attribute to the park its role of a preservation area.

INTRODUÇÃO

Vila Velha é a denominação de um notável agrupamento de esculturas naturais de aspecto ruiniforme, desenvolvido em arenitos do Carbonífero Superior, de grande valor científico para a geologia e geomorfologia, bem como para estudos ambientais, visto o alto grau de preservação de ecossistemas da região dos Campos Gerais verificado em toda a área de abrangência deste conjunto geomórfico.

Situada a cerca de 80 km a WNW de Curitiba e a 20 km a ESE de Ponta Grossa, Vila Velha há muito tempo consagrou-se como importante pólo de visitação turística.

A singularidade das esculturas em arenito levou à criação do Parque Estadual de Vila Velha, com 3.122,11 ha, através da Lei Estadual nº 1.292, de 12 de outubro de 1953. Esta antigüidade na criação do parque, anterior à legislação ambiental do Brasil, determinou a divergência de objetivos das três instituições hoje encarregadas de sua administração.

Estas esculturas têm recebido denominações diversas sugeridas pela imaginação lúdica do público leigo que as visita: cidade ciclópica, camelo, esfinge, proa do navio, garrafa, tartaruga, a taça que é o símbolo de Vila Velha, além de dezenas de outras, cujas alturas variam de poucos metros a cerca de 30 metros, distribuídas numa área com cerca de 10 ha. É um notável afloramento de arenitos periglaciais, de gênese discutida, onde as esculturas refletem a interação de vários fatores: características litológicas da rocha sedimentar, estruturas tectônicas e atectônicas, processos intempéricos e erosivos atuantes, dentre outros.

LOCALIZAÇÃO

Vila Velha localiza-se no Município de Ponta Grossa, na região dos Campos Gerais, Estado do Paraná, Brasil (Figura1), sob as seguintes coordenadas geográficas: 25º 14' 09'' de latitude Sul, e 50º 00' 17'' de longitude Oeste.

O principal acesso ao local é realizado através da rodovia BR-376, importante corredor viário que interliga o Norte do Paraná ao litoral, passando por Curitiba (capital do Estado).

HISTÓRICO

Os primeiros homens brancos a visualizarem os Campos Gerais foram os bandeirantes paulistas no século XVI, Aleixo Garcia em 1526, Pedro Lobo e Francisco Chaves em 1531. Também é descrita a passagem, pela região, do Governador nomeado do Paraguai, o espanhol Dom Álvar Nuñez Cabeza de Vaca, em 1541.

No século XVII, as expedições paulistas continuaram a percorrer a região à procura de ouro e

Figura 1. Localização do Sítio Vila Velha
Figure 1. *Location of Vila Velha Site*

Figura 2. A Bacia do Paraná e o Sítio Vila Velha.
Figure 2 . *Paraná Basin and the Vila Velha Site.*

pedras preciosas, bem como para o aprisionamento de indígenas. Segundo Ferreira & Kersten (1990), são desta época as primeiras notícias que se têm de Vila Velha, pois era o ponto de referência de viajantes que rumavam para o Sul.

Para as populações tribais, antigos habitantes da região, as esculturas ruiniformes de Vila Velha foram explicadas através de várias lendas, algumas delas permanecendo até hoje. Destaca-se a lenda da ITACUERETABA, a "extinta cidade de pedra".

Em 1876 a região dos Campos Gerais foi percorrida pela Primeira Comissão Geológica do Império do Brasil, sendo referenciadas, no relatório de Luthero Wagoner, as camadas carboníferas e a descoberta de fósseis devonianos em estratos sotopostos aos arenitos, depois denominados "Formação Ponta Grossa" (Lange, 1954). No ano de 1880, o então Imperador do Brasil, D. Pedro II, visita a região com o intuito de conhecer o projeto de colonização russo-alemã, de 1878. Hospeda-se na residência de Domingos Pereira Pinto, Barão de Guaraúna, em cujas terras se localizava "curiosa pedreira".

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Vila Velha é esculpida em rochas carboníferas da Bacia do Paraná, que corresponde a uma vasta depressão intracratônica sulamericana, abrangendo cerca de 1.400.000 km^2 de superfície, estendendo-se pelo Brasil (1.100.000 km^2), Argentina (100.000 km^2), Paraguai (100.000 km^2) e Uruguai (100.000 km^2) (Zalán *et al.*, 1991; Milani *et al.*, s.d.) (Figura 2).

Preenchimento Sedimentar da Bacia do Paraná

A bacia é preenchida por rochas sedimentares que atingem até 6.300 metros de espessura e por rochas vulcânicas com até 1.700 metros (Zalán *et al.*, 1991). Os sedimentos mais antigos (Grupo Rio Ivaí) são do Eo-Ordoviciano a Eo-Siluriano (Assine *et al.*, 1994; Milani *et al.* 1994), e os mais jovens (Grupos Bauru e Caiuá) são do Neocretáceo (Fernandes & Coimbra, 1994).

Geologia de Vila Velha

A região de Vila Velha situa-se próximo ao flanco leste da Bacia do Paraná, cerca de 10 km a oeste do contato erosivo das unidades sedimentares paleozóicas sobre o embasamento proterozóico (Figura 3).

As rochas do embasamento proterozóico (Grupo Açungui do Ciclo Brasiliano e corpos graníticos pós-tectônicos) constituem o Primeiro Planalto Paranaense, com relevo nivelado entre 800 e 900 m. As unidades sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná constituem o Segundo Planalto Paranaense, nivelado por superfície com caimento para oeste, e altitudes máximas a leste em torno de 1.100 m. Entre o Primeiro e o Segundo Planalto Paranaense destaca-se a Escarpa "Devoniana", localmente denominada Serra de São Luís do Purunã, uma escarpa predominantemente erosiva com até 200 m de desnível.

Neste setor da Bacia do Paraná ocorrem as formações Furnas (base) e Ponta Grossa (topo), sobre as quais assentam-se, discordantemente, as rochas sedimentares do Grupo Itararé.

Vila Velha é representada por morros testemunhos com rochas da parte basal do Grupo Itararé, constituindo-se de arenitos avermelhados-claros com lentes conglomeráticas, diamictitos, ritmitos, argilitos e folhelhos (Maack, 1946a), encimados por platôs de arenitos, também avermelhados, onde ocorrem as esculturas naturais.

Estratigrafia e Paleoambientes

Os arenitos avermelhados esculpidos pelos agentes naturais foram denominados por Maack (1946b) de "Arenito Vila Velha". A interpretação da gênese, posição estratigráfica e idade destes arenitos, bem como dos depósitos sotopostos do Grupo Itararé, não tem sido consensual em estudos recentes.

França *et al.* (1996) consideraram o Arenito Vila Velha como lobos subaquosos, formados como produto de fluxos gravitacionais densos iniciados na base de geleiras. Evidências de influência de correntes hidrodinâmicas indicariam ambiente raso, com alternância de fluxos gravitacionais e processos hidrodinâmicos. O Arenito Lapa, que aparece com morfologia linear ao sul de Vila Velha foi interpretado como resultado de preenchimento de canal subaquoso alimentador dos lobos do Arenito Vila Velha. O conteúdo fossilífero de folhelhos incluídos no Arenito Lapa permitiu atribuir-lhe idade Westphaliana (Carbonífero Superior). Os sedimentos sotopostos foram considerados como pertencentes à Formação Lagoa Azul, esta também de idade Westphaliana, unidade basal do Grupo ltararé (Milani *et al.*, 1994) (Figura 4).

Canuto *et al.* (1997) também reconheceram relação genética entre o Arenito Lapa, a sul, e o Arenito Vila Velha, a norte, este pelo menos em parte sotoposto ao primeiro. Interpretaram o Arenito Lapa como o

preenchimento de um túnel-vale subglacial com até 80m de diâmetro, escavado em rochas sucessivamente mais antigas de sul para norte. Preferiram declarar como incerta a posição do Arenito Lapa dentro do Grupo Itararé. O Arenito Vila Velha, onde descreveram estratificações cruzadas de baixo ângulo e perfurações verticais e horizontais, foi interpretado como resultado de sedimentação marinha rasa, sob influência de marés.

Características Litológicas

Algumas estruturas sedimentares destacam-se no Arenito Vila Velha. Estratificação incipiente, freqüente aspecto maciço (Maack, 1946a) e presença de intraclastos argilosos sugerem ressedimentação por fluxos gravitacionais. Estratificações cruzadas de baixo ângulo e marcas onduladas indicam influência hidrodinâmica (França *et al.*, 1996), talvez num ambiente marinho raso sob influência de marés (Canuto *et al.*,1997).

O Arenito Vila Velha, com até 50 m de espessura, assenta concordantemente sobre arenitos conglomeráticos e ritmitos argilo-arenosos do Grupo Itararé. Constitui-se essencialmente por arenitos avermelhados com seleção variável, de granulação fina a grossa, com níveis seixosos na parte basal. Quartzo, feldspatos (em parte caulinizados), moscovita, clorita e granada são descritos como minerais constituintes (Maack, 1946a). Este autor já havia destacado a participação de película superficial protetora, segundo ele ferruginosa a manganesífera, na elaboração de muitas das esculturas naturais de Vila Velha, determinando o aparecimento de cabeços sobressalentes sobre a parte inferior erodida em forma côncava (Figura 5).

A cimentação por óxidos de ferro e manganês é um processo marcante no Arenito Vila Velha, sendo talvez a principal responsável pelas formas e cores que constituem as esculturas naturais. Além de aparecer na forma de cimento ligando os grãos de quartzo, os óxidos também aparecem na forma de veios maciços de espessura centimétrica, preenchendo fraturas verticais e suborizontais. A cimentação é um processo nitidamente secundário, originando pseudo-estratificação, muitas vezes discordante da estratificação.

A análise petrográfica de amostras provenientes de diversos níveis nas esculturas naturais (Melo & Coimbra, 1996) revelou que o Arenito Vila Velha é constituído unicamente por arenitos quartzosos, com alguns grãos policristalinos (quartzito) e fragmentos líticos de lamitos arenosos, os quais, deformados por esmagamento, geram pseudomatriz. Os minerais descritos por Maack (1946a), tais como feldspatos, moscovita, clorita, granadas, ocorrem em horizontes abaixo dos arenitos mais típicos de Vila Velha.

Os arenitos apresentam granulação variável de areia fina a grossa, predominando areia média. A seleção

Figura 3. Mapa geológico do Estado do Paraná entre Ponta Grossa e Lapa (MINEROPAR, 1989). 1: embasamento proterozóico; 2: Formação Furnas (D); 3: Formação Ponta Grossa (D); 4: Grupo Itararé (C-P); 5: Formação Rio Bonito (P); 6: diques de diabásio (Mesozóico); 7: principais falhas; 8: Vila Velha; 9: áreas urbanas.

Figure 3. *Geologic map of Paraná State between Ponta Grossa and Lapa (MINEROPAR, 1989). 1: Proterozoic basement; 2: Furnas Formation (D); 3: Ponta Grossa Formation; 4: Itararé Group (C-P); 5: Rio Bonito Formation (P); diabase dykes (Mesozoic); 7: major faults; 8: Vila Velha; 9: urban areas.*

é moderada a ruim, e os grãos são subarredondados a arredondados, ocasionalmente subangulosos. O arcabouço é fechado, e os grãos de quartzo apresentam contatos côncavo-convexos a suturados e às vezes crescimento secundário euhedral desenvolvido em porosidade secundária (Melo & Coimbra, 1996).

Além do cimento ferruginoso, o Arenito Vila Velha também apresenta precipitação de óxido de manganês, o qual preenche fraturas dos sistemas NE-SW e E-W, formando veios metálicos contínuos de espessura centimétrica e cimentação desigual do arenito encaixante, em franjas botrioidais centimétricas (Melo *et al.*, 1999).

Fraturamento

A Bacia do Paraná apresenta três sistemas principais de estruturas tectônicas (Zalán *et al.*, 1991):

a. NE-SW, paralelas às estruturas do embasamento proterozóico;

b. NW-SE, relacionadas com a ruptura do Gondwana e, no caso, o Arco de Ponta Grossa;

c. E-W, paralelas a zonas de fraturas oceânicas.

Estes três sistemas de estruturas aparecem em Vila Velha, principalmente na forma de longas fraturas com deslocamento desprezível ou inexistente.

Outros dois sistemas de fraturas atectônicas ocorrem nos arenitos (Melo & Coimbra, 1996):

d. subverticais com distribuição concêntrica, paralelamente às bordas do platô arenítico;

e. suborizontais parcialmente controladas pela estratificação e originadas por alívio de carga.

Formas de Relevo

O platô de Vila Velha apresenta-se como um "morro testemunho em ruínas" (Ab' Sáber, 1977), sustentado por arenitos muito desfeitos pela erosão, contrastando com outros platôs areníticos próximos, menos dissecados. Aparentemente esta diferença reflete sobretudo o estágio erosivo mais avançado em que se encontra Vila Velha, constituindo uma paisagem de exceção, marcada pela "bizarria de suas formas topográficas, os relevos ditos ruineformes" (Ab' Sáber, *op. cit.*, p.3).

O topo do platô de Vila Velha apresenta altitude de 1.012 m acima do nível do mar, nivelado com os topos das elevações que configuram a superfície do

Figura 4. Estratigrafia local (modificado de Milani *et al.* no prelo)
Figure 4. *Local Stratigraphic chart (modified from Milani et al.in press)*

Segundo Planalto Paranaense. Os principais rios das proximidades (Tibagi, Guabiroba) têm os seus respectivos leitos em torno da cota 785 m. As esculturas naturais em arenito apresentam geralmente altura até 30 m, correspondente à espessura do banco de arenitos avermelhados com cimento ferruginoso, que tende a sustentar platôs e cornijas do relevo. A altura das esculturas pode ser menor, quando os processos erosivos já as isolaram dos paredões rochosos e rebaixaram sua altura original.

As formas das esculturas lembram torres, ampulhetas ou muralhas, com ornamentações diversificadas que refletem características da rocha, do fraturamento e dos processos erosivos (Figuras 5 e 6). Pode-se interpretar a idade do relevo ruiniforme de Vila Velha com base em correlações geomorfológicas. É possível admitir contemporaneidade entre a superfície que nivela os topos do Segundo Planalto Paranaense e aquela que nivela a Depressão Periférica no vizinho Estado de São Paulo, com a qual tem continuidade física. Se tal pressuposto for válido e a superfície geomorfológica for neogênica (Soares & Landim, 1976; Melo *et al*., 1998), pode-se afirmar que o início da elaboração destas esculturas remonta, no máximo, ao Plioceno.

Figura 5. Escultura com topo alargado mostrando fraturas horizontais atectônicas.
Figure 5. *Sandstone sculpture with enlarged top showing horizontal non-tectonic fractures.*

Figura 6. Feições pontiagudas semelhantes a *lapiés* no topo do platô arenítico.
Figure 6*. Lapiés-like features in the top of the sandstone plateau.*

Figura 7. Cones de corrosão formados por túneis anastomosados em fraturas horizontais atectônicas e perfurações devidas à erosão alveolar.
Figure 7*. Corrosion cones formed by anastomosed tunnels in horizontal fractures and alveolus due to superficial erosion.*

Figura 8. Fraturas poligonais atribuídas à insolação associadas a fraturas lineares subverticais.
Figure 8. *Polygonal fractures attributed to insolation associated to linear subvertical fractures.*

Figura 9 (Direita). A Taça, escultura em arenito símbolo de Vila Velha.
Figure 9 (Right). *The Wine-Glass, sandstone natural sculpture symbol of Vila Velha.*

A idade das esculturas naturais é interpretada a partir de correlações geomorfológicas. Vila Velha situa-se no Segundo Planalto Paranaense, extensão para sul da Depressão Periférica Paulista. Estas duas províncias geomorfológicas são niveladas por superfície de aplainamento de idade neogênica (Soares & Landim, 1976; Melo et al. 1998). Além disso, reconhece-se no Sudeste e Sul do Brasil importante fase de laterização com formação de crostas ferruginosas associadas, no limite Plioceno-Pleistoceno (Queiroz Neto 1974; Penteado 1976; Melo et al. 1998). Assim sendo, a erosão das esculturas ruiniformes deve ser um processo pós-neogênico.

Processos e Feições Erosivas

O principal agente erosivo em Vila Velha é a água pluvial, auxiliada por processos intempéricos promovidos por organismos (plantas, animais, liquens) e pelo sol. As águas das chuvas, ao escorrerem superficialmente, promovem erosão mecânica, dissolução e reprecipitação. A erosão mecânica, associada à dissolução do cimento, no topo do platô pode formar feições semelhantes a *lapiés* (Figura 6). Nos paredões rochosos, podem formar reentrâncias, que tendem a isolar formas em torre com topos alargados.

As águas das chuvas promovem, ainda, perfurações superficiais, denominadas "erosão alveolar" (Fortes, 1996), resultantes da ação combinada de remoção mecânica e dissolução de componentes solúveis (Figura 8). Outras vezes, sobretudo nos paredões da face norte mais expostos à insolação, as águas superficiais são responsáveis principalmente pela precipitação de película de óxidos de ferro, que atuam no sentido de proteger os arenitos da erosão. Quando ricas em ácidos orgânicos de vegetais em decomposição, os filetes de águas superficiais, mais corrosivas, podem desenvolver nítidos sulcos na superfície do platô.

Penetrando no maciço rochoso, seja através de fraturas ou poros intergranulares, a água da chuva elabora curiosas feições de escavação, denominadas "túneis anastomosados" (Fortes, 1996). Usualmente tais feições, com diâmetro centimétrico, mostram marcante controle pelas fraturas suborizontais, e apresentam cones de corrosão que muitas vezes lembram feições de dissolução (Figura 8). Remoção mecânica e dissolução devem associar-se na elaboração destas feições.

Observa-se a presença de processos biogênicos (raízes de árvores e de plantas rupícolas) como co-responsáveis pelos processos de desagregação e decomposição das rochas.

Liquens são muito abundantes nas paredes úmidas das esculturas, as quais ocorrem principalmente nos locais protegidos da insolação direta, como na face sul do platô, contribuindo para criar localmente condições favoráveis aos processos erosivos, como na elaboração das superfícies côncavas da base de algumas formas e no aprofundamento de fraturas, reentrâncias e alvéolos.

Perfurações de cupins, posteriormente retomadas por raízes de plantas, também representam ação biológica promovendo a desintegração da rocha.

A ação do sol, aquecendo a superfície dos arenitos e originando fraturas (gretas) pelo fenômeno sucessivo de expansão e contração, origina muitas das feições superficiais tanto do platô quanto dos paredões verticais voltados para norte. Nos casos em que o arenito é mais uniforme (aspecto maciço), há tendência de se formarem hexágonos, figuras que exigem a mínima energia de ruptura (Figura 9). As fraturas superficiais iniciadas pela insolação são subseqüentemente aprofundadas e alargadas pela ação das águas e organismos.

Ultimamente, além dos fatores naturais que promovem a erosão dos arenitos, destaca-se também a erosão das trilhas pelo pisoteio dos visitantes e importante depredação por inscrições.

Não foram encontradas evidências da atuação significativa de processos eólicos na elaboração das esculturas naturais de Vila Velha, embora eles sejam aventados por alguns autores (*v.g.* Soares,1975; Ab'Saber, 1977). As bases côncavas de várias das formas são atribuídas à erosão diferencial de estratos menos resistentes, sobretudo por diferenças de textura e cimentação por óxidos de ferro e pela ressurgência de águas de infiltração e água capilar ascendente do solo saturado.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A área do sítio de Vila Velha reúne, além da notoriedade geológica/geomorfológica de seus arenitos, uma importância ecológica significativa para os ecossistemas da região dos Campos Gerais. Em seus limites estão preservados ou parcialmente preservados capões de mata de araucária, bem como regiões de campos limpos e depressões brejosas, ecossistemas muito degradados fora dos limites das unidades de conservação. Neles estão presentes 27 espécies vegetais endêmicas da região dos Campos Gerais (Hatschbach & Moreira Filho,1972). Estes ecossistemas são ainda habitados por numerosa fauna pertencente à Província Faunística Guarani (Mello Leitão,1947), com muitas espécies ameaçadas de extinção, podendo-se destacar o lobo guará (*Chrysocyon brachyurus*). Considerando o exposto, são propostas as seguintes medidas visando aperfeiçoar a preservação e o uso adequado do parque:

- Plano de manejo para a área do parque e vizinhança, incluindo a área da APA da Escarpa Devoniana;
- Recuperação de áreas degradadas;
- Implantação de programas de educação ambiental;
- Monitoramento ambiental;
- Remoção de lanchonetes, piscina e kartódromo da área dos arenitos;
- Pavimentação das trilhas com arenito e tratamento paisagístico;
- Implantação de centro de pesquisa e centro de apoio ao turista;
- Implantação de programa regional integrado para o desenvolvimento do ecoturismo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ab´Saber,A.N. 1977. Topografias ruineformes no Brasil. São Paulo, USP - Inst. Geografia, *Geomorfologia*, n.50, 14p.

Assine,M.L.; Soares,P.C.; Milani,É.J. 1994. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*,24(2):77-89.

Canuto,J.R.; Rocha-Campos,A.C.; Sato,P.E.S. 1997. The Late Paleozoic Lapa Sandstone (Itarare Subgroup): a possible tunnel-valley fill?. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*,69(2):275-276.

Fernandes,L.A.; Coimbra,A.M. 1994. O Grupo Caiuá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. *Revista Brasileira de Geociências*,24(3):164-176.

Ferreira,D.D.; Kersten,M.S.A. 1990. Mitos e Histórias de Vila Velha. *Boletim de Antropologia*, Curitiba,3(4):59-74.

Fortes,F.P. 1996. *Geologia de Sete Cidades*. Teresina, Fundação Cultural Monsenhor Chaves, 144p.

França,A.B.; Winter,W.R.; Assine,M.L. 1996. Arenitos Lapa-Vila Velha: um modelo de trato de sistemas subaquosos canal-lobos sob influência glacial, Grupo Itararé (C-P), Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*,26(1):43-56.

Hatschbach,G.; Moreira Filho,H. 1972. Catálogo Florístico do Parque Estadual de Vila Velha (Estado do Paraná-Brasil). *Boletim, UFPR*, v.28, p.1-54, set.

Lange,F.W. 1954. Paleontologia do Paraná. *In.: Paleontologia do Paraná*. Curitiba. Comissão de Comemoração do Centenário do Paraná. p. 1-105, dez.

Maack,R. 1946a. Geologia e geografia da região de Vila Velha e considerações sobre a glaciação carbonífera do Brasil. Curitiba, *Arquivos do Museu Paranaense*, v.5, 305p.

Maack,R. 1946b. Notas preliminares sobre uma nova estratigrafia do Devoniano do Estado do Paraná. *In:* Congresso Pan-Americano de Engenharia de Minas e Geologia, 2, Rio de Janeiro. *Anais*... Rio de Janeiro, v.4.

Mello Leitão,C. 1947. *Zoogeografia do Brasil*. 2ed. São Paulo, Companhia Editora Nacional. Biblioteca Pedagógica Brasileira, série 5, v.77.

Melo,M.S.; Cuchierato,G.; Coimbra,A. 1998. Níveis planálticos da porção centro-leste do Estado de São Paulo e sedimentação associada. Curitiba, *Bol. Par. Geoc.*, v.46 (no prelo).

Melo,M.S.; Coimbra,A.M. 1996. Ruiniform relief in sandstones – the example of Vila Velha, Carboniferous of the Paraná Basin, Southern Brazil. Barcelona, Acta Geológica Hispanica,31(4): 25-40. (*published in 1999*).

Melo,M.S.; Coimbra,A.M.; Sayeg,I.J.; Giannini,P.C.F.; Atencio,D. 1999. Fringed cryptomelane/hollandite in the Vila Velha Sandstone telogenesis. São Paulo, Acta Microscopica, *v.*8(A):35-36.

Milani,É.J.; França,A.B.; Schneider,R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim. Geoc. PETROBRÁS*,8(1):69-82.

Milani,É.J.; Faccini,U.F.; Scherer,C.M.; Araújo,L.M.; Cupertino,J.A. s.d. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. São Paulo, *Boletim do IG-USP* (no prelo).

Soares,O. 1975. Geologia. In: Requião, R. (Ed.), Ponta Grossa - História, Tradições, Geologia, Riquezas. Ponta Grossa, Requião e Cia., p.87-92. (Publicação Comemorativa do 152° Aniversário de Ponta Grossa).

Soares, P. C.; Landim, P. M. B. 1976. Depósitos cenozóicos na região Centro Sul do Brasil. Campinas. *Notícia Geomorfológica*,16(31):17-39.

Zalán, P.V.; Wolff,S.; Conceição,J.C.J.; Marques,A.; Astolfi,M.A.M.; Vieira,I.S.; Appi,V.T.; Zanotto,O.A. 1991. Bacia do Paraná. *In* Gabaglia, G.R. and Milani, E.J. (Eds.) *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, p.135-168.

[1,2]Universidade Estadual de Ponta Grossa.
Praça Santos Andrade s/n. CEP 84010-790
Ponta Grossa-PR

[1] Departamento de Geociências
msmelo@uepg.br .

[2] Núcleo de Estudos em Meio Ambiente
nucleam@uepg.br

Canyon do Guartelá, PR

Profunda garganta fluvial com notáveis exposições de arenitos devonianos

SIGEP 94

Mário Sérgio de Melo[1]

O *Canyon* do Guartelá é uma garganta retilínea com cerca de 30 km de extensão e desnível máximo de 450 m. Foi escavado pelo Rio Iapó, que através do *canyon* vence a Escarpa Devoniana, *cuesta* que separa o Primeiro e o Segundo Planalto Paranaense. O Rio Iapó é afluente da margem direita do Tibagi, que vai desaguar no Paranapanema, da bacia do Rio Paraná. É um impressionante exemplo de rio antecedente, que tendo suas nascentes no Primeiro Planalto Paranaense, a leste, rompe a Escarpa Devoniana através do *Canyon* do Guartelá, dirigindo-se para oeste-noroeste. O *canyon* é controlado por longas estruturas rúpteis (falhas, fraturas), às vezes encaixando diques de diabásio e rochas filiadas, de direção NW-SE, ligadas ao Arco de Ponta Grossa, reativado no Mesozóico. As escarpas do *Canyon* do Guartelá são sustentadas pelo Arenito Furnas (Devoniano da Bacia do Paraná), cujas excelentes exposições permitem subdividi-lo em três sub-unidades com características distintivas. Abaixo do Arenito Furnas aparecem ainda a Formação Iapó (Siluriano, unidade basal da Bacia do Paraná na região) e o Grupo Castro (seqüência vulcano-sedimentar do Ordoviciano). Sobre as rochas deste último corre o Rio Iapó, formando muitas cachoeiras e corredeiras. O Arenito Furnas apresenta marcante erosão diferencial, controlada pelas variações de atributos da rocha e estruturas sedimentares e rúpteis, gerando bizarro relevo ruiniforme. Ocorrem ainda no local cavernas esculpidas no Grupo Castro (Gruta da Pedra Ume) e muitas lapas do Arenito Furnas formando abrigos naturais onde são encontradas pinturas rupestres, artefatos líticos e restos de cerâmica de grupos de paleoíndios. Além disso, os solos rasos e pobres do Arenito Furnas e o isolamento imposto pela escarpa propiciaram a preservação de relíquias de cerrados, vegetação outrora difundida na região, quando o clima era mais seco que o atual.

Guartelá Canyon, State of Paraná - Deep structural gorge in Devonian sandstones of the Paraná Basin.

The Guartelá Canyon is a rectilinear gorge with an extension of approximately 30 km and a maximum depth of 450 meters. It was carved out by the River Iapó, which uses the canyon to overcome the Devonian Escarpment, a cuesta that separates the First and Second Paraná Plateaux. The River Iapó is a right bank affluent of the River Tibagi, which flows into the Paranapanema River, part of the Paraná River basin. The Iapó is an impressive example of an antecedent river, which has its source on the First Paraná Plateau to the east, breaks the Devonian Escarpment via the Guartelá Canyon, and advances to the west-northwest. The Canyon is controlled by long ruptile structures (faults, fractures), sometimes with intrusive diabase dykes and related rocks, in a NW-SE direction, connected to the Ponta Grossa Arch, reactivated in the Mesozoic period. The Guartelá Canyon escarpments are supported by the Furnas Sandstone (Devonian of the Paraná Basin), whose excellent exposure enables it to be subdivided into three sub-units with distinctive characteristics. Under the Furnas Sandstone, the Iapó Formation (Silurian, basal unit of the Paraná Basin region) and the Castro Group (volcano-sedimentary sequence of the Ordovician period) appear. The River Iapó flows over these rocks, forming many waterfalls and stretches of white water. The Furnas Sandstone presents considerable differential erosion, controlled by the change in rock attributes, sedimentary and ruptile structures, causing a bizarre ruiniform relief. Caves formed by the Castro Group (Gruta da Pedra Ume) and many caves of the Furnas Sandstone forming natural shelters where cave paintings, lithic artefacts and ceramic remains of paleoindians are found, occur in this region. As well as this, the poor, shallow soil of the Furnas Sandstone and the cuesta relief barrier have favoured the preservation of remains of scrubland (savanna), a form of vegetation formerly widespread in the region.

LOCALIZAÇÃO

O *Canyon* do Guartelá situa-se na porção centro-leste do Estado do Paraná (Figura 1), estendendo-se por cerca de 30 km entre os municípios de Castro e Tibagi, com centro aproximado localizado nas coordenadas 24° 32'S e 50° 17'W.

O Parque Estadual do Guartelá situa-se na porção central do *canyon*, cerca de 203 km a noroeste de Curitiba, percorridos inicialmente pela rodovia BR-376 até Ponta Grossa (115 km), depois pela PR-151 até Castro (45 km), e finalmente pela PR-340 (Castro-Tibagi), onde se alcança a entrada do parque após se percorrer 42 km.

O *canyon* é aproximadamente retilíneo, fortemente controlado por estruturas geológicas (fraturas, falhas, diques) de direção NW-SE. Marca a transposição da Escarpa Devoniana pelo Rio Iapó, o qual provém do Primeiro Planalto Paranaense, a sudeste, e rompe a escarpa em profunda e longa garganta, para atingir o Segundo Planalto, a noroeste.

O reverso da Escarpa Devoniana, um típico relevo de *cuesta* só localmente controlado por estruturas rúpteis, corresponde na área à região dos Campos Gerais do Paraná (Figura 1), zona fitogeográfica marcada pela presença de solos rasos e pouco férteis derivados de arenito, com característica vegetação de campos limpos (Maack 1948).

HISTÓRICO

Antes da colonização européia, a região do *canyon* do Rio Iapó era povoada pelos índios caingangues, uma ramificação da nação Tupi-Guarani (Lange 1994). Os muitos vestígios da passagem dos indígenas pela região indicam que tratavam-se de bandos nômades de caçadores e coletores (Laming & Emperaire, 1968; Chmyz, 1976, Prous, 1992; Schmitz, 1997; Silva, 1999), que se deslocavam em busca de alimento, ou fazendo a travessia entre a costa e o interior da região e vice-versa, pelo antigo caminho de Peabirú.

A partir do século XVIII, com o deslocamento de tropas de muares e gado de abate provenientes do Rio Grande do Sul para os mercados de São Paulo e Minas Gerais, os campos naturais da região dos Campos Gerais tornaram-se muito disputados. Nessa época a coroa portuguesa começou a expedir cartas de sesmarias em favor de homens de prestígio político

Figura 1 - Mapa de situação do *Canyon* do Guartelá no Estado do Paraná (baseado em Marck, 1948 e 1981; MINEROPAR, 1989).
Figure 1 *- Location of the Guartelá Canyon in the State of Paraná (based on Maack, 1948 and 1981, MINEROPAR, 1989)*

local. Em 1725 foi outorgada a José de Góes Moraes, Bartolomeu Paes de Abreu e Antonio Pinto Guedes a sesmaria entre os rios Iapó e Pitangui, incluindo as terras correspondentes ao Guartelá (Lange, 1994). O ciclo do tropeirismo, que se estendeu ao início do século XX, ainda hoje tem grande influência na cultura e costumes dos Campos Gerais do Paraná e região do Guartelá, cuja população preserva muitos hábitos herdados dos tropeiros, em sua maioria de origem gaúcha.

Em suas viagens pelo sul do Brasil no início de 1820, Saint-Hilaire (1978) fez referência a uma "fazendola chamada Guartelá" situada próximo à barra do Rio Iapó, atestando que a denominação já era utilizada naquela época. A versão mais aceita para a origem do nome "Guartelá" é que um morador da região mandou prevenir um compadre vizinho do ataque iminente de índios caingangues, transmitindo-lhe a advertência: "Guarda-te lá que aqui bem fico", da qual derivou a palavra Guartelá (Lange 1994).

Mais recentemente, o Guartelá tem se caracterizado por uma região de minifúndios, onde a pecuária extensiva é a principal atividade de subsistência. Nas últimas décadas, o *canyon* passou a

Figura 2 - Esquema evolutivo da região costeira do Estado do Paraná mostrando a ruptura continental, entalhamento do Canyon do Guartelá e elaboração da Escarpa Devoniana

Figure 2 *- Evolution sketch of the coastal region of the State of Paraná in Southern Brazil, showing continental break-up and formation of the Guartelá Canyon and Devonian Escarpment.*

Figura 3 - Geologia da região do *Canyon* do Guartelá. (LB = Lagoa Bonita); (baseado em Trein *et al.*, 1966a e 1966b, MINEROPAR, 1989).

Figure 3 *- Geology of the region of the Guartelá Canyon. (LB = Bonita Lake); (based on Trein et al., 1966a and 1966b, MINEROPAR 1989).*

receber um número crescente de visitantes aficionados das atividades junto à natureza, o que levou o Governo do Estado do Paraná a criar o Parque Estadual do Guartelá, através do decreto n° 1229 de 27/03/92, que tinha como objetivos: a) assegurar a preservação de ecossistemas típicos, locais de excepcional beleza cênica, como *canyons* e cachoeiras, além de significativo patrimônio espeleológico, arqueológico e pré-histórico, em especial pinturas rupestres; b) manutenção de remanescentes de floresta de araucária; c) preservação de fontes e nascentes; d) preservação de espécies da fauna e flora nativos; e) regulamentação do uso turístico nas áreas com potencial para visitação; f) preservação de sítios arqueológicos (Diedrichs, 1995; Rocha, 1997).

O parque só foi efetivamente implantado na primavera de 1997, com área de 789,9 ha na margem esquerda do Rio Iapó. Administrado pelo IAP (Instituto Ambiental do Paraná), conta com recepção a visitantes, estrutura para campismo, alojamento para pesquisas e trilhas sinalizadas. Na margem direita encontra-se em implantação a Reserva Ecológica Itáytyba, com 1.090 ha, criada como RPPN em 1997, em fazenda de propriedade particular (Machado, 1999).

Figura 4 - Relevo ruiniforme esculpido no Arenito Furnas com formas controladas pelas estruturas sedimentares e rúpteis. Notar vegetação de campos dominante e matas em capões e no fundo do vale.
Figure 4 *- Ruiniform relief in the Furnas Sandstone with forms controlled by sedimentary and ruptile structures. Note dominating grasslands with copses and gallery woods.*

Figura 5 - Relevo ruiniforme esculpido no Arenito Furnas, observando-se fraturas poligonadas na superfície da rocha. Notar algumas árvores típicas de cerrado e predomínio da vegetação de campos
Figure 5 *- Ruiniform relief in the Furnas Sandstone, with polygonal fractures in the rock surface. Note some typical savanna trees and dominating grassland.*

Figura 6 - Erosão alveolar e túneis anastomosados, estes controlados por estruturas preexistentes no arenito, encontrados na Formação Furnas nas escarpas do *Canyon* do Guartelá.
Figure 6 *- Alveolar erosion and anastomosing tunnels, these latter controlled by preexisting structures of the Furnas Sandstone in the escarpments of the Guartelá Canyon.*

Figura 7 - Pistas fósseis (*Paleophycus*) paralelas ao acamamento do Arenito Furnas, encontradas junto à cachoeira da Ponte de Pedra.
Figure 7 *- Fossil tracks (Paleophycus) parallel to the Furnas Sandstone bedding near the Ponte de Pedra waterfall.*

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O *Canyon* do Guartelá é um sítio singular, por reunir patrimônio diversificado e impressionante: geomorfologia notável, com gargantas e escarpas rochosas, relevo ruiniforme, cachoeiras e lajeados; excepcional exposição do Arenito Furnas, permitindo detalhar sua faciologia e subdividi-lo estratigraficamente; marcante controle do relevo por estruturas rúpteis ligadas ao Arco de Ponta Grossa; existência de grutas e lapas, algumas com material arqueológico; coexistência de vários ecossistemas (campos limpos, cerrado, floresta de araucária), que refletem diferentes condições paleoclimáticas, e onde subsistem espécies da fauna e flora nativos que se encontram ameaçadas de extinção fora das áreas de preservação (Figura 1).

Relevo

O *Canyon* do Guartelá é a transposição da Escarpa Devoniana, uma escarpa de *cuesta*, pelo Rio Iapó, um rio antecedente cujo ancestral deve remontar ao Jurássico, época do último grande soerguimento do Arco de Ponta Grossa (Figura 2). O canyon é mais um marcante traço do relevo do estado do Paraná resultante da reativação deste arqueamento no Mesozóico. Os outros são os planaltos erosivos escalonados, a Escarpa Devoniana e os enxames de diques que sustentam cristas alongadas na direção NW-SE, paralelas ao eixo do arqueamento.

O Rio Iapó tem suas nascentes no Primeiro Planalto Paranaense, a leste do Guartelá. Antes de enveredar pelo *canyon* afunilado, o rio meandra numa extensa planície de inundação com vastos depósitos aluviais, junto aos quais situa-se a cidade de Castro. Daí o nome Iapó, que em linguagem indígena quer dizer "rio que alaga" (Lange, 1994).

O padrão de drenagem na região do Guartelá é nitidamente retangular, com os trechos retilíneos mais longos orientados segundo NW-SE. O *canyon* é, na verdade, uma sucessão de trechos retilíneos principais orientados a NW-SE, unidos por trechos menores a NE-SW (Figura 3).

O leito do Rio Iapó nas proximidades de Castro, a montante do *canyon*, situa-se perto da cota 980 m, e nas proximidades de Tibagi, a jusante do canyon, da cota 760 m. Os cumes mais elevados da Escarpa Devoniana nas proximidades do Guartelá atingem 1279 m. Na área do parque estadual, o desnível entre o leito do rio e os topos da escarpa é da ordem de 400 m.

As estruturas rúpteis (falhas, fraturas e diques associados), os diferentes litotipos do Arenito Furnas, bem como suas estruturas sedimentares (estratificações planoparalelas e cruzadas) contribuem para elaborar

Figura 8 - Predomínio dos campos limpos nos topos e encostas da área do *Canyon* do Guartelá, ocorrendo floresta com *Araucaria* em capões isolados e em matas galerias.
Figure 8 *- Dominating grassland on hilltops and slopes of the Guartelá Canyon, with copses and gallery woods containing Araucaria.*

Figura 9 - Árvore típica de cerrado (*Ouratea spectabilis*, família Ochnaceae) encontrada em encrave no topo das elevações do *Canyon* do Guartelá.
Figure 9 *- Typical savanna tree (Ouratea spectabilis, family Ochnaceae) in enclave on hilltop in the Guartelá Canyon.*

Figura 10 - Pintura rupestre encontrada na Lapa Floriano, na porção leste do Parque Estadual do Guartelá, com zoomorfos monocrômicos atribuídos à Tradição Planalto associados a figuras geométricas.
Figure 10 *- Paleoindians cave painting of the Floriano Shelter in the eastern portion of the State Park of Guartelá, with monochromic zoomorphs attributed to the Plateau Tradition and associated geometric shapes.*

formas bizarras esculpidas pelos agentes intempéricos (Figuras 4 e 5), originando relevos ruiniformes característicos (Ab'Saber, 1977; Melo & Coimbra, 1996). Águas pluviais infiltradas no arenito percolando através de fraturas e das estratificações originam erosão alveolar e túneis anastomosados (Fortes, 1996; Melo & Coimbra, 1996), que combinam dissolução do cimento caulínico e remoção mecânica dos grãos, formando escavações que contribuem para a ornamentação das bizarras esculturas (Figura 6).

Uma feição comum sobre o platô arenítico são as depressões fechadas encharcadas, que muitas vezes constituem lagoas (Figura 3). É o caso da Lagoa Bonita, a qual já foi estudada para reconstituição paleoclimática da região (Behling 1997a e 1997b). Admite-se que tais depressões resultem da remoção subterrânea, tanto química quanto mecânica, de material constituinte do Arenito Furnas (cimento caulínico e grãos). Tal remoção é promovida pelas águas de infiltração, principalmente ao longo de direções estruturais que favorecem a permeabilidade do maciço.

A Escarpa Devoniana é uma escarpa de relevo de *cuesta* que marca o início da ocorrência das unidades da borda leste da Bacia do Paraná sobre seu embasamento mais antigo. É assim denominada por ser sustentada pelo Arenito Furnas, de idade devoniana, pelo que seria mais apropriado denominá-la "Escarpa do Arenito Devoniano", visto que a escarpa é uma feição muito mais jovem, posterior à reativação do Arco de Ponta Grossa no Mesozóico.

As rochas que aparecem no embasamento da Bacia do Paraná na região do *Canyon* do Guartelá são incluídas no Grupo Castro (Ordoviciano), compreendendo rochas vulcânicas (riolitos, andesitos), piroclásticas (cineritos, lapíli), terrígenas (conglomerados, arcóseos, siltitos, argilitos) e brechas vulcânicas intercaladas, tectonicamente muito deformadas, freqüentemente verticalizadas. Ocorrem no leito do Rio Iapó por grande extensão do *canyon*.

Estratigrafia

A unidade basal da Bacia do Paraná na região é representada pela Formação Iapó (limite Ordoviciano/Siluriano), incluída no Grupo Rio Ivaí. É constituída por diamictitos com matriz lamosa cinza-clara e seixos facetados e estriados, interpretados como tilitos subglaciais, que apresentam espessura inferior a 20 m (Assine *et al*., 1998). A ocorrência desta unidade não é contínua, razão pela qual ela aparece, por exemplo, no início da subida da Escarpa Devoniana pela rodovia PR-340, e deixa de aparecer em vários locais ao longo do *canyon*.

Em contato discordante sobre a Formação Iapó aparece a Formação Furnas, ou Arenito Furnas (Devoniano Inferior), o qual apresenta na área uma espessura máxima entre 250 e 300 metros (Maack, 1970; Assine, 1996). Mostra passagem gradual para os estratos basais da Formação Ponta Grossa sobreposta, com a qual compõe o Grupo Paraná.

A Formação Furnas é constituída predominantemente por arenitos médios a grossos de coloração clara, relativamente homogêneos, feldspáticos e/ou caulínicos no pacote basal, com grãos angulosos a subangulosos. A típica coloração clara é devida à presença da caulinita e ilita como ligantes dos grãos de quartzo e feldspato (Ramos & Formoso, 1975). A caulinita presente exibe tanto aspecto detrítico como neoformado (Melo, 1999; Melo, *et al.*, 1999), enquanto a ilita parece ser dominantemente neoformada (Melo, 1999).

Principalmente na porção basal ocorrem intercalações métricas de conglomerados e arenitos conglomeráticos quartzosos. Em direção ao topo, aparecem camadas métricas de arenitos finos e siltitos argilosos, estas últimas cada vez com maior freqüência, caracterizando a passagem gradacional interdigitada para os sedimentos da Formação Ponta Grossa (Lange & Petri, 1967). Estas variações faciológicas, bem observáveis nos afloramentos das escarpas rochosas do *Canyon* do Guartelá, levaram Assine (1996) a propor a subdivisão da Formação Furnas em três associações faciológicas, correspondentes à hierarquia de membros, além das "camadas de transição" na passagem para a Formação Ponta Grossa sobreposta. São elas:

a) *Unidade I (inferior):* constituída de arenitos médios a muito grossos intercalados com arenitos conglomeráticos e conglomerados quartzosos, dispostos em *sets* tabulares a lenticulares, com espessura de 0,5 a 1,5 m, com estratificação cruzada planar e tangencial na base; ocorre conglomerado basal (até 2 m de espessura), com clastos quartzosos arredondados de no máximo 12 cm; atinge 30 m de espessura no *canyon*;
b) *Unidade II (média)*: arenitos predominantemente médios, em *sets* tabulares a cuneiformes com 0,5 a 2,0 m de espessura com estratificação cruzada planar a tangencial na base, que podem gradar lateralmente para siltitos ou folhelhos brancos a esverdeados, onde podem aparecer evidências de atuação de ondas; são comuns pistas fósseis paralelas ao acamamento (*Paleophycus*, Figura 7); atinge 120 m de espessura no *canyon*;
c) *Unidade III (superior)*: arenitos médios a muito grossos em *sets* com até 5,0 m de espessura com estratificação cruzada tabular e acanalada;

presença de depósitos residuais (*lags*) com até 0,5 m de espessura, contendo seixos e calhaus arredondados de quartzo e quartzito com até 15 cm; atinge 120 m de espessura no *canyon*.

O paleoambiente da Formação Furnas tem sido muito discutido, interpretado ora como continental a transicional (Assine, *et al.*, 1994, Milani, 1997; Milani *et al.*, s.d.) ora como marinho (Assine, 1996). A passagem interdigitada para os sedimentos da Formação Ponta Grossa sobreposta mostra indiscutível transgressão no topo da Formação Furnas.

As rochas mais recentes presentes na região do *Canyon* do Guartelá são atribuíveis à Formação Serra Geral (Jurássico Superior a Cretáceo Inferior). Elas são representadas por muitos diques, dominantemente de diabásio, mas incluindo também microdiorito, quartzo-microdiorito e microdiorito pórfiro (Trein, *et al.*, 1966a).

Os diques aparecem na forma de corpos tabulares paralelos verticalizados orientados segundo NW-SE, longitudinais ao eixo do Arco de Ponta Grossa. Atingem até duas centenas de metros de espessura e mais de 20 km de extensão. Ocorrem até 20 diques numa faixa de 4 km de largura (Figura 3), constituindo um dos mais notáveis exemplos de enxames de diques do Brasil.

Estruturas Geológicas

O Canyon do Guartelá situa-se sobre o eixo do Arco de Ponta Grossa, uma importante estrutura de direção NW-SE da Bacia do Paraná. É um arqueamento na forma de alto estrutural com eixo inclinado para NW, ativo desde o Paleozóico, mas palco de intensa atividade tectônica sobretudo no Mesozóico. Nesta época, os movimentos verticais ao longo do arqueamento atingiram seu apogeu, e profundas fraturas longitudinais deram passagem ao magma formador dos extensos derrames da Formação Serra Geral, que aparecem no Terceiro Planalto Paranaense, na porção oeste do Estado. O Arco de Ponta Grossa é considerado um ramo abortado de junção tríplice durante a fragmentação do Gondwana e origem do Atlântico Sul (Herz, 1977).

O Arco de Ponta Grossa é o responsável por algumas das feições geológicas e geomorfológicas mais notáveis do flanco leste da Bacia do Paraná:

a) fraturas, falhas e enxames de diques, predominantemente de diabásio, de direção NW-SE, os quais controlam o relevo e hidrografia locais;
b) concavidade do contato dos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná sobre o embasamento, e exposição de unidades inferiores (formações Furnas e Ponta Grossa) não aflorantes em muitos locais da bacia; esta reentrância corresponde à remoção erosiva dos sedimentos paleozóicos nas porções mais soerguidas do arqueamento;
c) escalonamento do relevo em planaltos de origem erosiva no Estado do Paraná, resultantes da conjugação do efeito do levantamento tectônico no Arco de Ponta Grossa com a erosão diferencial agindo sobre as rochas da Bacia do Paraná e embasamento proterozóico a ordoviciano.

O Rio Iapó, no trecho do *canyon*, entre Castro e Tibagi, é fortemente controlado pelas estruturas rúpteis de direção NW-SE, longitudinais ao eixo do Arco de Ponta Grossa. Elas encaixam os principais trechos retilíneos do rio, os quais são interligados por estruturas aproximadamente NE-SW, transversais às anteriores e menos comuns que elas (Figura 3). Estas estruturas NE-SW, desprovidas de diques, várias vezes os cortam, o que sugere serem mais jovens.

Ecossistemas e Paleoclimatologia

Predominam na região do *Canyon* do Guartelá e vizinhanças os campos limpos do tipo savana gramíneo-lenhosa (Takeda *et al.*, 1996; Moro, 1998), que ocupam a maioria dos topos das elevações e encostas (Figuras 4, 5, 8 e 9). A uniformidade fisionômica dos campos é interrompida pela ocorrência de matas de *Araucaria*, que aparecem na forma de matas ciliares (freqüentemente encaixadas no fundo de vales na forma de *canyons*) ou em capões isolados (Figuras. 4 e 8). Tal formação florestal é incluída na zona fitoecológica da floresta ombrófila mista (Veloso & Goes-Filho, 1982), situando-se na denominada "região dos campos limpos com capões e matas ciliares ou galerias ao longo dos rios e arroios (também zonas de *Araucária*)" de Maack (1981).

A vegetação nos campos é formada principalmente por gramíneas, ciperáceas, compostas, verbenáceas e leguminosas, que formam cobertura herbácea densa (Takeda *et al.*, 1996; Moro, 1998).

Nos capões distinguem-se diversos estágios de sucessão. Nos núcleos pioneiros predominam espécies heliófilas das famílias Myrtaceae, Anacardiaceae e Euphorbiaceae, com ausência da *Araucaria*. Nos núcleos mais evoluídos "...a *Araucaria* encontra-se circundada por uma sub-mata de Myrtaceae e Lauraceae, em cuja orla ocorrem abundantemente Melastomataceae e Compositae" (Moro, 1998; p.14).

Nas matas que acompanham os cursos e corpos d'água, como é o caso do Rio Iapó no *canyon*, além das famílias que aparecem nos núcleos mais evoluídos descritos acima, ocorrem também Palmae, taquaras e pteridófitas (samambaias). Nos estágios mais evoluídos das matas ciliares aparece também o angico

(Leguminosae), o qual é observado ao longo do Rio Iapó.

No Guartelá ocorre ainda um encrave com formação fitoecológica típica de savana arbórea aberta (Takeda, *et al.*, 1996), com algumas famílias indicativas, como Vochysiaceae, Ochnaceae (Figura 9) e Caryocaraceae. O encrave é interpretado como um relicto de vegetação de clima semi-árido que teria dominado o Paraná em épocas pretéritas (Maack, 1949, Kkelin, 1984), ocorrendo hoje remanescentes no Rio das Cinzas (Jaguariaíva e Sengés), Sabáudia, Campo Mourão e Guartelá, sendo esta última a mais meridional do Brasil. Em Londrina (norte do Paraná) a análise de isótopos de carbono em solos sob floresta mesofítica semidecídua atual indicou que entre 5450 e 9340 anos AP o cerrado dominava a paisagem (Pessenda, *et al.*, 1996).

A preservação de tal relicto de cerrado é atribuído a dois fatores: o isolamento imposto pela Escarpa Devoniana, e a baixa fertilidade dos solos derivados de arenitos quartzosos (Maack, 1948 e Takeda, *et al.*, 1996).

Outro ecótono (zona de transição) descrito no Guartelá corresponde aos campos brejosos, onde predominam Cyperaceae e Juncaceae, com presença freqüente de Eriocaulaceae, Polygalaceae e Xyridaceae (Takeda, *et al.*, 1996). Tais campos aparecem nas lagoas fechadas do platô arenítico, e nas zonas de afloramento do lençol freático nas vertentes. A análise da assembléia polínica presente nos sedimentos acumulados na Lagoa Bonita, uma destas lagoas fechadas (Figura 3) tem indicado que a expansão da *Araucaria* na região, marcando passagem para clima mais úmido, iniciou-se cerca de 3000 anos AP (Behling, 1997a e 1997b).

Os diversos ecossistemas presentes no Guartelá, além da flora típica, abrigam várias espécies de fauna ameaçadas fora dos limites do parque. Pode-se mencionar a curucaca, falcão quiri-quiri, codorna, perdiz, jacu (aves), e, dentre a mastofauna, tamanduá-mirim, bugio, tatu, capivara e o lobo guará (*Chrysocyon brachyurus*), este último uma espécie rara, ameaçada de extinção.

Sítios Arqueológicos

Vários abrigos naturais do Guartelá, representados por lapas do Arenito Furnas, apresentam material arqueológico dos paleoíndios da região. Pelo menos dois destes sítios (lapa Floriano e lapa Ponciano) foram já bem estudados (Blasi, 1972), tendo sido encontrados artefatos líticos, fragmentos de cerâmica e muitas pinturas rupestres (Figura, 10). Entre estas, predominam zoomorfos monocrômicos pintados em vermelho, e raros antropomorfos. São atribuídas à Tradição Planalto, que se estende da Bahia ao Paraná (Prousi, 1992; Schimitz, 1997). Ocorrem também no Guartelá pinturas rupestres atribuídas à Tradição Geométrica (Parellada s.d.), caracterizada pelas figuras geométricas (polígonos, pontos, traços, círculos).

A região dos Campos Gerais do Paraná fazia parte do antigo caminho de Peabirú, utilizado pelos indígenas, que ligava a faixa costeira atlântica às regiões interiores da América do Sul. Através desse caminho observavam-se migrações de bandos, em busca de melhores campos de caça/coleta/cultivo, ou simplesmente de novas descobertas. O estudo dos vestígios da região, ainda incipiente, poderá trazer subsídios para esclarecer a sucessão cronológica dos amálgamas culturais das populações indígenas, e as pressões paleoambientais para os movimentos migratórios.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Alguns riscos ao Canyon do Guartelá provêm da própria instalação do Parque Estadual, dotando a área de infra-estutura para visitação, o que deverá aumentar consideravelmente o número de visitantes. Na primavera de 1999, dois anos após a implantação do parque, já se notava fenecimento da vegetação e início de desenvolvimento de processos erosivos ao longo das trilhas mais concorridas, o que apontava para a necessidade de estabelecer trilhas em trajetos adequados, e levar em conta a capacidade de suporte dos terrenos. Há necessidade de um planejamento detalhado das trilhas, visando não só a preservação do parque, mas também o adequado aproveitamento de seu patrimônio.

O patrimônio natural e arqueológico do parque ainda não se encontra adequadamente conhecido, e não é apresentado ao visitante, o qual pode permanecer alguns dias acampado no local e dele sair sem saber quais os vestígios dos paleoíndios que por ali excursionaram, quais são os ecossistemas lá presentes e sua importância, quais as rochas que sustentam o relevo, como formou-se o *canyon*, qual seu significado para compreensão da paisagem atual e pretérita.

O principal risco para o Canyon do Guartelá, entretanto, refere-se à ameaça representada pelo manejo das áreas vizinhas ao parque estadual. Nelas, algumas práticas, como a queimada dos campos ao final do inverno, para estimular a brotação, e o florestamento com *Pinus*, que semeia pelo vento e é extremamente danosa às espécies nativas, trazem a ameaça de incêndios e introdução de espécies exóticas incontrolados. Somente o manejo adequado de todo o contexto da Escarpa Devoniana, já abrangida por APA criada por decreto estadual de 1992 mas ainda não implantada, poderia minimizar tais ricos. O plano de manejo da

APA poderia, também, prever o estabelecimento de corredores de habitats naturais, de modo que unidades de conservação, como o Parque Estadual do Guartelá, cumprissem não só o papel de preservar amostras de ecossistemas, mas também representar a interligação vital para o funcionamento de ecossistemas naturais em extensas regiões (Rocha, 1997).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ab'Sáber, A.N. 1977. Topografias ruineformes no Brasil. São Paulo, USP - Inst. Geografia, *Geomorfologia*, n.50, 14p.

Assine, M.L. 1996. *Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil*. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Tese de Doutoramento, 207p.

Assine, M.L.; Soares, P.C.; Milani, É.J. 1994. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. São Paulo, *Rev. Bras. Geoc.*, v.24, n.2, p.77-89.

Assine, M.L.; Alvarenga, C.J.S.; Perinotto, J.A.J. 1998. Formação Iapó: glaciação continental no limite Ordoviciano/Siluriano da Bacia do Paraná. São Paulo, *Rev. Bras. Geoc.*, v.28, n.1, p.51-60.

Behling, H. 1997a. Studies on Late Quaternary environmental changes in S and SE Brazil with a focus on the history of the Araucaria forests. *In*: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6, Curitiba, 1997. Resumos expandidos... Curitiba, ABEQUA, p.313-316.

Behling, H., 1997b. Late Quaternary vegetation, climate and fire history of the *Araucaria* forest and campos region from Serra Campos Gerais, Paraná State (South Brazil). *Review of Palaeobotany and Palynology*, v.97, p.109-121.

Blasi, O. 1972. Cultura do índio pré-histórico do vale do Iapó, Tibagi, Paraná, Brasil. Curitiba, *Arquivos do Museu Paranaense*, n.6, 19p. (Nova Série Arqueologia).

Chmyz, I. 1976. Nota prévia sobre o sítio PR PG 1: abrigo-sob-rocha Cambiju. *Estudos Brasileiros*, Curitiba, n.2, p.231-246.

Diedrichs, L.A. 1995. *O processo de criação do Parque Estadual do Guartelá*. Curitiba, UFPR, Monografia do Curso de Especialização em Ciências Sociais.

Fortes, F.P. 1996. *Geologia de Sete Cidades*. Teresina, Fundação Cultural Monsenhor Chaves, 144p.

Herz, N. 1977. Timing of spreading in South Atlantic: information from Brazilian alkalic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v.88, p.101-102.

Klein, R.M. 1984. Aspectos dinâmicos da vegetação do sul do Brasil. *Sellowia*, v.36, p.5-54.

Laming, A. & Emperaire, J. 1968. Descobertas de pinturas rupestres nos planaltos paranaenses. Curitiba, *Revista do Centro de Ensino e Pesquisas Arqueológicas*, CEPA n.1, p.81-93.

Lange, F.L.P. 1994. *Guartelá: história, natureza, gente*. Curitiba, COPEL, 142p.

Lange, F.W. & Petri, S. 1967. The Devonian of the Paraná Basin. *In:* Problems in Brazilian Devonian geology. Curitiba, *Bol. Par. Geoc.*, v.21-22, p.5-55.

Maack, R. 1948. Notas preliminares sobre clima, solos e vegetação do Estado do Paraná. Curitiba, *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, v.II, p.102-200.

Maack, R. 1949. Notas complementares à apresentação preliminar do Mapa Fitogeográfico do Estado do Paraná (Brasil). Curitiba, *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, v.7, p.351-362.

Maack, R. 1970. *Notas preliminares sôbre as águas do sub-solo da Bacia Paraná-Uruguai*. Curitiba, Comissão Interestadual da Bacia Paraná-Uruguai, 162p.

Maack, R. 1981. *Geografia física do Estado do Paraná*. Rio de Janeiro, Livraria José Olympio Ed., 442p.

Machado, J.A.G. 1999. *Repercussão do ecoturismo em Tibagi, PR*. Ponta Grossa, UEPG, monografia apresentado ao Curso de Especialização em Geografia Urbana e Análise Ambiental, UEPG-DEGEO, 68p.

Melo, M.S. 1999. *Análise sedimentológica dos depósitos da Lagoa Dourada, Vila Velha, Ponta Grossa, PR*. Ponta Grossa, UEPG, Relatório Final de Pesquisa, 74p. (inédito).

Melo, M.S. & Coimbra, A.M. 1996. Ruiniform relief in sandstones - the example of Vila Velha, Carboniferous of the Paraná Basin, Southern Brazil. *Acta Geológica Hispanica*, v.31, n.4, p.25-40 (publicado em 1999).

Melo, M.S.; Giannini, P.C.F.; Sayeg, I.J. 1999. Kaolinitic clay in the Furnas Sandstone, Devonian of the Paraná Basin, Southern Brazil. *Acta Microscopica*, v.8(A), p.37-38.

Milani, É.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Ocidental*. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutoramento, 2 vols.

Milani, É.J.; Faccini, U.F.; Scherer, C.M.; Araújo, L.M.; Cupertino, J.A. s.d. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. São Paulo, *Boletim do IG-USP* (no prelo).

MINEROPAR - Minerais do Paraná S.A. 1989. *Mapa Geológico do Estado do Paraná*: escala 1:650.000. Curitiba, MINEROPAR-MME-DNPM.

Moro, R.S. 1998. *Interpretações paleolimnológicas do Quaternário Recente a partir da análise da comunidade de diatomáceas (Bacillariophyceae) no sedimento da Lagoa Dourada, Ponta Grossa, PR*. Tese (doutoramento), Instituto de Biociências. Universidade Estadual Paulista, UNESP, Campus de Rio Claro, 141p.

Parellada, C.I. s.d. Caracterização do patrimônio arqueológico - Parque Estadual do *Canyon* Guartelá. Curitiba, Museu Paranaense, texto inédito.

Pessenda, L.C.; Valencia, E.P.E.; Camargo, P.B.; Telles, E.C.C.; Martinelli, L.A.; Cerri, C.C.; Aravena, R.; Rolanski, K. 1996. Natural radiocarbon measurements in Brazilian soils developed on basic rocks. *Radiocarbon*, v.38, n.2, p.203-208.

Prous, A. 1992. *Arqueologia Brasileira*. Brasília, Editora Universidade de Brasília.

Ramos, A.N. & Formoso, M.L.L. 1975. Argilominerais das rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Rio de Janeiro, *Ciência - Técnica - Petróleo, Seção Exploração de Petróleo*, n.9, 72p. e anexos.

Rocha, C.H. 1997. Parque Estadual do Guartelá - o louvável, o questionável e o lastimável. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE UNIDADES DE CONSERVAÇÃO, Curitiba, 1997. *Anais*... Curitiba, IAP-UNILIVRE, v.2, p.294-306.

Saint-Hilaire, A. 1978. *Viagem a Curitiba e Província de Santa Catarina*. São Paulo, Livraria Itatiaia Editora Ltda.

Schimitz, P.I. 1997. Arqueologia nos cerrados do Brasil Central. *In:* Serranópolis II, As pinturas rupestres e gravuras dos abrigos. São Leopoldo, UNISINOS, Instituto Anchietano de Pesquisas.

Silva, A.G.C. 1999. *Pinturas rupestres do sítio arqueológico Abrigo Usina São Jorge, Ponta Grossa - PR*. Ponta Grossa, UEPG-DEGEO, Monografia de Graduação do Curso de Bacharelado em Geografia, 52p.

Takeda, I.J.M.; Moro, R.S.; Kaczmarech, R. 1996. Análise florística de um encrave de cerrado no Parque do Guartelá, Tibagi, PR**.** *Publicatio UEPG* - Ciênc. Biol., Ponta Grossa, v. 2, n. 1, p.21-31.

Trein, E.; Fuck, R.A.; Lopes, J.A. ; Muratori, A. ; Palka, J. 1966a. Folha geológica de Colônia Iapó, escala 1:50.000. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.

Trein, E.; Fuck, R.A.; Lopes, J.A.; Palka, J.; Muratori, A. 1966b. Folha geológica de Tibagi, escala 1:50.000. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.

Veloso, H.P. & Góes Filho, L. 1982. Fitogeografia brasileira - classificação fisionômica-ecológica da vegetação neotropical. Salvador, *Bol. Téc. Proj. RADAMBRASIL*, série vegetação, n.1, p.1-80.

[1] UEPG - Universidade Estadual de Ponta Grossa - Praça Santos Andrade s/n - CEP 84010-970 - Ponta Grossa, PR

msmelo@uepg.br

Lagoa Dourada, PR

Furna assoreada do Parque Estadual de Vila Velha

SIGEP 99

Mário Sérgio de Melo[1]

A Lagoa Dourada é uma depressão com cerca de 200 m de diâmetro e lâmina d'água de até 5,4 m, formada sobre arenito da Formação Furnas (Devoniano da Bacia do Paraná), situada na bacia hidrográfica do Rio Guabiroba, um afluente do alto Rio Tibagi, no Estado do Paraná. Ela faz parte do sistema de furnas do Parque Estadual de Vila Velha, estando cerca de 20 km a sudeste do centro da cidade de Ponta Grossa. A Lagoa Dourada é considerada como uma furna assoreada, o que se deve à inundação pelas águas barrentas do Rio Guabiroba durante as cheias. As "furnas" são feições de desabamento, atribuídas a fenômenos de erosão subterrânea do arenito ao longo de estruturas rúpteis e sedimentares.

A lagoa atrai principalmente por sua beleza, com águas límpidas provenientes de fontes subterrâneas, onde se pode observar várias espécies de peixes da região. A lagoa é contornada por mata ciliar representada pela floresta de araucária, o que completa cenário muito aprazível.

O Parque Estadual tem recebido média de 150 mil visitantes/ano. A intensa visitação tem determinado a erosão nas trilhas mais usadas e assoreamento da lagoa. Além disso, o uso inadequado das áreas limítrofes vem colocando em risco a preservação dos remanescentes de mata ciliar e da fauna local.

Além da beleza cênica, a Lagoa Dourada é também um sítio de notável interesse científico, seja pelo esclarecimento da gênese das feições do tipo furna, seja pelo registro das variações paleoambientais e paleoclimáticas quaternárias da região.

Lagoa Dourada (Dourada Lake), State of Paraná - An silted-up pond in the Vila Velha State Park

Lagoa Dourada is a circular shaped pond formed on the Furnas Sandstone (Devonian of the Paraná Basin), with about 200m of diameter and water blade of up to 5.4m. It is placed in the hydrographical basin of the Guabiroba river, a high tributary of the Tibagi river in the state of Paraná, south region of Brazil.

The pond belongs to the "furnas" system of the Vila Velha State Park, situated about 20 km to the southeast of the city of Ponta Grossa. The "furnas" are landslide features, attributed to sandstone subterranean erosion phenomena along fractures and sedimentary structures. The Lagoa Dourada is considered to be a silted-up furna, in consequence of the invasion by the floodwaters of the Guabiroba river.

The pond attracts mostly for its scenic beauty, with limpid water from subterranean sources, where visitors can see many species of fishes of the region. The pond is contoured by riparian woods represented by the Araucaria pine tree forest, what complete very pleasant scenery.

The State Park has been visited by an average of 150 thousand visitors/year. The intense visitation has promoted erosion in the footpaths and silting-up of the pond. Besides, the inadequate use of the bordering areas causes risk for the preservation of the remainders of riparian woods and of the local fauna. Besides the scenic beauty, the Lagoa Dourada is also a site with notable scientific interest, because of the furna features genesis clearing, the rich record of paleoenvironmental and paleoclimatic Quaternary changes in the region and ichthyologic studies.

INTRODUÇÃO

A Lagoa Dourada constitui um dos três atrativos geológico-geomorfológicos do Parque Estadual de Vila Velha, juntamente com o relevo ruiniforme em arenitos e as furnas. Segundo dados da PARANATURISMO, o Parque Estadual tem recebido, ao longo da última década, média de 150 mil visitantes/ano, provenientes de muitos locais do Brasil e de todo o mundo.

A lagoa atrai principalmente por sua beleza. Contém águas límpidas provenientes de fontes subterrâneas, onde se pode observar várias espécies de peixes da região, que nela encontram águas relativamente quentes e abrigo para reprodução. A lagoa é contornada por mata ciliar representada por floresta ombrófila mista onde se destaca o pinheiro araucária, o que completa cenário muito aprazível (Figura 1). O nome da lagoa tem origem incerta, acreditando-se que seja devido ao reflexo do sol na superfície das águas, no final da tarde.

Além da beleza cênica, a Lagoa Dourada é também um sítio de notável interesse científico. Ela é uma feição do tipo furna, desenvolvida sobre os arenitos paleozóicos da Bacia do Paraná, e cuja gênese tem sido objeto de discussão. Além disso, o preenchimento sedimentar da lagoa é um registro das variações paleoambientais e paleoclimáticas quaternárias da região, situada na zona subtropical, onde hoje coexistem campos limpos, mata de araucária e cerrado, situação singular justamente na zona atual de bloqueio das frontais durante os anos de manifestação do fenômeno climático *El Niño*.

A intensa visitação já tem feito sentir suas conseqüências na Lagoa Dourada, como a erosão nas trilhas mais usadas e assoreamento do corpo d'água. Não existe plano de manejo adequado nas áreas limítrofes, utilizadas pelo IAPAR para pesquisas agropecuárias, o que vem colocando em risco também a preservação dos remanescentes de mata ciliar e da fauna local. Além disso, embora objeto de estudos ictiológicos, paleolimnológicos, micropaleontológicos, sedimentológicos e geomorfológicos, a informação divulgada sobre a Lagoa Dourada é incompleta e muitas vezes incorreta, o que se pode observar no site da PARANATURISMO e em painéis expostos nos locais de visitação.

LOCALIZAÇÃO

A Lagoa Dourada situa-se na bacia hidrográfica do Rio Guabiroba, um afluente do alto Rio Tibagi no Estado do Paraná. Ela faz parte do sistema de furnas do Parque Estadual de Vila Velha (Figura 2), localizando-se cerca de 20 km a sudeste do centro da cidade de Ponta Grossa, e 70 km a noroeste de Curitiba.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O Rio Guabiroba tem suas nascentes nas bordas do Segundo Planalto Paranaense. Este planalto constitui um dos compartimentos do relevo escalonado do Estado do Paraná (Figura 3), com topos nivelados entre 1100 e 800 m, com suave caimento para oeste e noroeste.

Rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná, com algumas intrusivas básicas associadas, sustentam o Segundo Planalto Paranaense. Este é delimitado por dois marcantes degraus topográficos, cada um deles com cerca de 300 m de desnível, representados pela "Escarpa Devoniana" a leste e Serra Geral a oeste.

A região da Lagoa Dourada situa-se na borda oriental da Bacia do Paraná, no flanco sudoeste do Arco de Ponta Grossa (Figura 4A), uma importante estrutura de direção NW-SE da bacia sedimentar. É um arqueamento na forma de alto estrutural com eixo inclinado para NW, ativo desde o Paleozóico, mas palco de intensa atividade tectônica sobretudo no Mesozóico.

A depressão da Lagoa Dourada é escavada sobre arenitos da Formação Furnas, Devoniano Inferior da Bacia do Paraná. A constituição do arenito, arcoseano e com pronunciado cimento caulínico, as marcantes estruturas sedimentares e estruturas rúpteis nas direções NE-SW, NW-SE e E-W, em grande parte associadas ao soerguimento ao longo do Arco de Ponta Grossa, constituem fatores que em muito contribuíram para os fenômenos de dissolução e erosão subterrânea, formadores das furnas.

Outras rochas paleozóicas que aparecem na bacia hidrográfica do Rio Guabiroba, área-fonte dos sedimentos que preenchem a Lagoa Dourada, são a Formação Ponta Grossa (folhelhos, siltitos e argilitos) e o Grupo Itararé (arenitos, diamictitos e ritmitos) (Figura 4).

Geomorfologia da Lagoa Dourada e vizinhanças

O relevo na bacia hidrográfica do Rio Guabiroba apresenta características marcantes. O Arenito Vila Velha (subdivisão do Grupo Itararé), unidade geológica de topo na região, usualmente sustenta platôs limitados por *cornijas* com até duas dezenas de metros de desnível. Vários *inselbergs* do Arenito Vila Velha estão muito desfeitos pela erosão, constituindo sítios de rara beleza, os chamados "relevos ruiniformes" (Ab'Sáber, 1977, Melo & Coimbra, 1996). Outra feição típica presente no local são as "furnas", descritas por Maack (1956) e Soares (1989).

Figura 1: Lagoa Dourada, PR.
***Figure 1**: Lagoa Dourada, PR.*

Figura 2: Mapa de localização da Lagoa Dourada (modificado de Soares, 1989). 1-4: furnas do Parque Estadual de Vila Velha.
***Figure 2**: Map of Lagoa Dourada's localization (modified from Soares, 1989). 1-4: Furnas of the Vila Velha State Park.*

Figura 3: Seção esquemática do Estado do Paraná mostrando a estrutura geológica do relevo.
Figure 3: Schematic section of Paraná State showing geologic structure.

Figura 4: Mapa geológico da região da bacia hidrográfica do Rio Guabiroba e Lagoa Dourada. A-B: posição da seção esquemática da Figura 3; C-D: posição da seção esquemática da Figura 6. Compilado de Fuck et al., 1965, Trein et al., 1967, Maia & Soares, 1971, Aguiar Neto, 1977, Soares, 1989. **A** - seção geológica esquemática passando pela Lagoa Dourada e Vila Velha. **B -** Seção geológica esquemática C-D através das furnas e da Lagoa Dourada. Modificado de Maack, 1946.

Figure 4: *Geological map of Lagoa Dourada's and Guabiroba river's hydrographical basin region; A-B: cross section on Figure 3; C-D: cross section on Figure 6. Compiled from Fuck et al., 1965, Trein et al., 1967, Maia & Soares, 1971, Aguiar Neto, 1977, Soares, 1989.* ***A -*** *Schematic cross section passing by Lagoa Dourada and Vila Velha.* ***B -*** *Schematic cross-section C-D passing by the furnas and the Lagoa Dourada. Modified from Maack, 1946.*

Figura 5: Geologia e geomorfologia das vizinhanças da Lagoa Dourada. (baseado em FAMEPAR, 1995).
Figure 5: *Geology and Geomorphology of Lagoa Dourada's surrounding areas. (based on FAMEPAR, 1995).*

Figura 6: Seção geológica hipotética através da Lagoa Dourada.
Figure 6: *Hypothetical geological section through Lagoa Dourada.*

Excetuando-se os platôs, *cornijas*, *inselbergs* com relevos ruiniformes e as furnas, predominam na região relevos colinosos, com planícies aluviais bem desenvolvidas, configurando-se bacia relativamente matura, com baixo poder de entalhamento dos talvegues.

A Lagoa Dourada é um corpo d'água aproximadamente elíptico com eixo maior na direção NNE-SSW com cerca de 200 m e eixo menor na direção WNW-ESE com cerca de 160 m de comprimento (Figura 5). Um estreito cinturão preservado de mata ciliar nativa protege a maior parte do perímetro da lagoa. Em novembro de 1991, foi constatada, através de equipamento de sonar, uma lâmina d'água variando entre 0,4 e 5,4 m (Moro, 1998), a mesma que havia sido descrita por Maack (1946). Embora estas cifras sugiram que no geral o assoreamento no período não tenha sido significativo, observações no terreno e na fotografia aérea em escala 1:8.000 do FAMEPAR em 1995 (Figura 5) mostram que o assoreamento é expressivo na borda sul da lagoa, onde há muito solo exposto nas margens, sujeito a erosão laminar e em sulcos, nas trilhas usadas pelos turistas que visitam o local.

A borda SW da lagoa dista cerca de 110 m, em linha reta, do leito do Rio Guabiroba, ao qual está conectada por um canal tortuoso com cerca de 220 m de extensão, com largura média da ordem de dois metros, e profundidade média da ordem de 1,5 metros. A cota do nível d'água na lagoa é de 788,4 m s.n.m. (sobre o nível do mar), enquanto a cota do nível d'água normal do Rio Guabiroba no local é de 787,0 m s.n.m. (Maack, 1946). Este desnível relativamente pequeno (1,4 m) justifica as freqüentes incursões de águas barrentas do Rio Guabiroba para o interior da Lagoa Dourada, durante as cheias que seguem chuvas mais intensas.

As bordas da lagoa apresentam as seguintes cotas:

a) 800 m, junto ao canal de comunicação com o Rio Guabiroba, na planície aluvial a S e SE;
b) 805 m, a SW, onde se situa o estacionamento para visitantes;
c) até 812 m, no flanco norte, onde ocorrem pequenos escarpamentos verticais sustentados pelo Arenito Furnas, com até pouco mais de uma dezena de metros de desnível.

A Lagoa Dourada é considerada como sendo uma das seis depressões denominadas "furnas" que ocorrem no Parque Estadual de Vila Velha, que compreendem ainda as depressões de números 1 a 4 e a Lagoa Tarumã (Maack, 1956 e Soares, 1989, Figuras 2 e 4B).

Clima

O clima na região do Segundo Planalto Paranaense onde se situa a Lagoa Dourada apresenta estações termicamente bem definidas, sendo a média do mês mais quente (fevereiro) de 21,2°C e a do mês mais frio (julho) 13,3°C (Maack, 1981). O clima vigente é do tipo **Cfb** do Sistema Internacional de Classificação de Climas de Köppen, isto é, um clima quente-temperado e sempre úmido, o mês mais quente com média inferior a 22°C, onze meses do ano com média superior a 10°C, e mais de cinco geadas noturnas por ano (Maack, 1981). A temperatura média anual é de 18°C, com máxima absoluta de 36,2°C (08/01/58) e mínima absoluta de -5,8°C (06/08/63) (dados até 1998, Melo, 1999). A precipitação média é de 1.542 mm anuais. As chuvas são bem distribuídas ao longo do ano, com declínio pouco acentuado nos meses de abril a agosto.

Vegetação

Predominam na região da Lagoa Dourada e vizinhanças os campos limpos do tipo savana gramíneo-lenhosa (Moro, 1998), que ocupam a maioria dos topos das elevações e encostas. A uniformidade fisionômica dos campos é interrompida pela ocorrência de matas de *Araucaria*, que aparecem na forma de matas ciliares ou em capões isolados. Tal formação florestal é incluída na zona fitoecológica da Floresta Ombrófila Mista (Veloso & Góes-Filho, 1982), situando-se na denominada "região dos campos limpos com capões e matas ciliares ou galerias ao longo dos rios e arroios (também zonas de *Araucária*)" de Maack (1981). A vegetação nos campos é formada principalmente por gramíneas, ciperáceas, compostas, verbenáceas e leguminosas, que formam cobertura herbácea densa (Moro, 1998).

Nos capões distinguem-se diversos estágios de sucessão. Nos núcleos pioneiros predominam espécies heliófilas das famílias Myrtaceae, Anacardiaceae e Euphorbiaceae, com ausência da *Araucaria*. Nos núcleos mais evoluídos "...a *Araucaria* encontra-se circundada por uma sub-mata de Myrtaceae e Lauraceae, em cuja orla ocorrem abundantemente Melastomataceae e Compositae" (Moro, 1998, p.14).

Nas matas que acompanham os cursos e corpos d'água, como é o caso da Lagoa Dourada, além das famílias que aparecem nos núcleos mais evoluídos descritos acima, ocorrem também Palmae, taquaras e pteridófitas (samambaias). Nos estágios mais evoluídos das matas ciliares aparece também o angico (Leguminosae), embora este não seja observado na borda da Lagoa Dourada.

Regime hidrológico

Durante as cheias, as águas do Rio Guabiroba refluem pelo canal de ligação com a Lagoa Dourada, inundando-a com águas turvas com grande quantidade de finos em suspensão. A decantação destes finos é responsável pelo assoreamento da lagoa. Em sua borda norte observa-se a ocorrência de pelo menos quatro surgências de águas subterrâneas (Figura 5), que vertem água límpida em fluxo constante durante todo o ano. Essas surgências são as responsáveis pela transformação da lagoa num "aquário natural", sempre pleno de água, quase sempre límpidas (exceto nas enchentes). Dados de temperatura da água na Lagoa Dourada em várias estações do ano apresentados por Prestes (1991) e Moro (s.d.a) mostram valores entre 18,0 e 21,6°C, altos em relação à temperatura do ar, sugerindo que as águas subterrâneas que alimentam a lagoa são relativamente quentes.

Muitas espécies de peixes (curimbatás, tubaranas, traíras, lambaris, carás e outros, já estudados por Moraes, 1995) aparecem ali em grande quantidade. Algumas das espécies de peixes tão comuns na lagoa são raras nos rios da região, pois exigem águas mais quentes que as que existem no Segundo Planalto Paranaense.

As fontes subterrâneas também influenciam o pH das águas da Lagoa Dourada. Medidas realizadas por Prestes (1991) e por Moro (1998) indicaram que as águas subterrâneas são ligeiramente mais ácidas que as águas superficiais.

Preenchimento sedimentar

A surgência das águas subterrâneas também controla a geometria e constituição do pacote sedimentar que preenche a Lagoa Dourada (Figura 6). A profundidade da lâmina d'água é maior na porção norte, onde o fluxo constante da água subterrânea mantém as águas límpidas mesmo durante as cheias, dificultando a decantação dos finos em suspensão. Por outro lado, observa-se que predomina material arenoso na superfície de fundo junto à borda norte, enquanto no restante da lagoa predomina material fino.

Observa-se também (Figura 5) alguns bancos de assoreamento recentes formados por material argiloso vermelho-amarelado proveniente de sedimentos aluviais na borda sul da lagoa. Tais bancos são decorrentes de processos erosivos marginais (erosão laminar, sulcos de erosão) em decorrência das trilhas e áreas de pisoteio em conseqüência da intensa visitação turística concentrada naquele local.

Mineralogia dos Grãos

As análises mineralógicas de grãos de minerais pesados nos sedimentos arenosos da Lagoa Dourada (Melo et al., s.d.a) revelaram presença dominante de zircão, turmalina e rutilo, indicando elevada maturidade mineralógica. Epídoto, anatásio, coríndon e silimanita ocorrem subordinadamente. A associação epídoto-coríndon pode estar refletindo contribuição de rochas metamórficas de baixo grau ricas em alumínio, representadas na região por metassedimentos do Supergrupo Açungui, situados no embasamento das unidades da Bacia do Paraná. Neste caso seria necessário admitir que parte da água subterrânea que ressurge na Lagoa Dourada pudesse provir de grandes profundidades (mais de 300 metros, espessura da Formação Furnas na área), transportando grãos dos metassedimentos subjacentes. Outros argumentos favoráveis a esta hipótese são:

a) a localização das furnas (entre elas a Lago Dourada) preferencialmente sobre a continuidade, para sob as rochas sedimentares da Bacia do Paraná, dos metassedimentos da Faixa Itaiacoca (Melo, 1999; Melo, s.d.);
b) as temperaturas das águas das surgências na Lagoa Dourada (Prestes, 1991 e Moro, 1998) são superiores às temperaturas observadas no fundo das águas da furna n° 1 do Parque Estadual de Vila Velha (Soares & Rebello, 1991).

Argilominerais

As rochas presentes nas áreas-fontes da Lagoa Dourada são portadoras de clorita, ilita e interestratificados ilita-montmorilonita (Melo *et al*., s.d.a), argilominerais que tendem a transformar-se em caulinita e gibbsita nos horizontes superficiais dos solos tropicais com chuvas bem distribuídas. Nos sedimentos da Lagoa Dourada só foram encontradas caulinita e ilita (Melo *et al*., s.d.a e s.d.b), indicando que as fases paleoclimáticas mais secas verificadas durante a sedimentação, sugeridas por outros indícios (pólens, diatomáceas, minerais autígenos, isótopos de carbono) não propiciaram a erosão, deposição e preservação dos argilominerais mais instáveis.

Minerais Autígenos

Os minerais autígenos mais significativos detectados nas análises realizadas nos sedimentos da Lagoa Dourada foram o gipso a pirita (*Melo et al*., s.d.a). Aparecem em muito pouca quantidade, em cristais microscópicos. O gipso é um dos primeiros evaporitos a se formar a partir de salmouras, quando a salinidade aumenta por efeito da evaporação. A presença de gipso pode, assim, estar marcando eventos de aumento da

evaporação, em conseqüência de fases climáticas mais secas. A ocorrência de pirita associada ao gipso pode refletir a ausência de oxigênio dissolvido na água, em razão de altas taxas de salinidade. A associação de pirita e gipso converge para a interpretação de fases de aumento da salinidade das águas da lagoa.

Isótopos de Carbono

No geral, a porcentagem de carbono total nos sedimentos da Lagoa Dourada é relativamente baixa (0,11 a 0,83%), corroborando resultados do conteúdo de matéria orgânica obtidos por Moro (1998), que os interpretou como sugestivos de sedimentação sempre sob lâmina d'água rasa, com abundante suprimento de oxigênio dissolvido, e conseqüente decomposição da matéria orgânica depositada.

Os valores de $\delta^{13}C$ ($^{13}C/^{12}C$) dos sedimentos da Lagoa Dourada não mostram tendências de variações nítidas, que possam ser interpretadas como resultantes de importantes mudanças na cobertura vegetal, e consequentemente no clima (Melo *et al*., s.d.b). Os valores indicam predominância de plantas arbóreas e gramíneas de clima mais úmido, com presença subordinada de gramíneas típicas de climas mais secos. É possível distinguir três "ciclos" de aumento das taxas de carbono total nos sedimentos da lagoa, que aparentemente coincidem com o aumento das relações isotópicas $^{13}C/^{12}C$ ($\delta^{13}C$). Diversas hipóteses podem explicar a existência de tais "ciclos": sucessão de condições de maior ou menor decomposição da matéria orgânica dos sedimentos; variações na cobertura vegetal, com maior participação de plantas tipo C^4 e conseqüente incremento em $\delta^{13}C$, sugerindo tendências para fases climáticas mais secas; variações na salinidade da água da lagoa. As hipóteses que implicam em sucessão de fases climáticas mais úmidas ou secas são reforçadas pela correspondência com outros indicadores (diatomáceas, pólens, minerais autigênicos).

Espessura

A espessura total dos sedimentos da Lagoa Dourada não é conhecida. Durante a obtenção do testemunho de sondagem analisado por Lorscheitter & Takeda (1995), Moro (1998) e Melo (1999), a espessura amostrada (12,2 metros) foi determinada pela operacionalidade do equipamento utilizado. Levando-se em conta a profundidade das furnas n° 1, 2 e 4 do Parque Estadual de Vila Velha (Figura 4B), não se pode descartar a hipótese de que a Lagoa Dourada apresente espessura de sedimentos até da ordem de meia centena de metros. Estudos futuros de geofísica de alta resolução e mesmo nova testemunhagem deverão revelar a espessura total dos sedimentos.

Datações ^{14}C e Taxas de Sedimentação

São reportadas duas datações radiométricas em material proveniente dos sedimentos da Lagoa Dourada (Lorscheitter & Takeda, 1995, Moro, 1998), conforme segue: 8.720 ± 150 anos AP na profundidade 10,6 metros e 11.170 ± 110 anos AP na profundidade 11,9 metros. Baseando-se somente nessas duas datações, obtém-se as seguintes taxas de sedimentação para a Lagoa Dourada:

intervalo (m)	**taxa de sedimentação (mm/ano)**
10,6 - 0	*1,22*
11,9 - 10,6	*0,53*

A diferença entre tais taxas de sedimentação deve em grande parte ser atribuída à compactação dos sedimentos inferiores mais antigos, visto que no testemunho não são observadas descontinuidades sugestivas de hiatos erosivos ou fenômenos de deformação. As taxas de sedimentação relativamente altas na Lagoa Dourada, mesmo para os sedimentos inferiores já mais compactados, são sugestivas de que e a invasão pelas águas turvas do Rio Guabiroba durante as inundações tem se constituído num processo determinante no assoreamento da lagoa no intervalo testemunhado. Tal suposição é reforçada pela comparação das taxas de sedimentação da Lagoa Dourada com aquelas da Lagoa do Infernão (Lobo, 1997), justamente um caso de lagoa holocênica (3.500 anos) em planície de inundação (Rio Moji-Guaçu em São Paulo).

Síntese da origem e evolução da Lagoa Dourada

Alguns aspectos relevantes relacionados com a gênese e evolução da Lagoa Dourada são:

- é uma das furnas alinhadas sobre estrutura rúptil de direção NNE-SSW;
- é assoreada por sedimentos silto-argilosos, trazidos pelas enchentes do Rio Guabiroba, e arenosos, provenientes de surgências de águas subterrâneas na borda norte da lagoa;
- os minerais pesados encontrados sugerem que as águas subterrâneas possam provir de grandes profundidades;
- a temperatura ligeiramente mais elevada das águas subterrâneas favorece a abundância de espécies de peixes pouco tolerantes às temperaturas da região;
- os sedimentos da lagoa comtêm vários indicadores das mudanças paleoclimáticas quaternárias da região (argilominerais, minerais

autígenos, pólens, diatomáceas, isótopos de carbono);

- a idade mínima da lagoa é de 11.170 anos (datação radiométrica disponível a 11,9m de profundidade dos sedimentos); pode-se especular que a erosão subterrânea que origina as furnas tenha maior eficiência durante fases de rebaixamento do lençol freático, o que acontece durante as fases de clima mais seco associadas aos períodos glaciais do Pleistoceno.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Vários impactos ambientais negativos são observados na área da Lagoa Dourada:

- erosão ao longo das trilhas mais utilizadas pelos visitantes, e conseqüente assoreamento da lagoa;
- poluição com lixo e degradação da mata ciliar pelos visitantes;
- intensa utilização de agrotóxicos em fazenda experimental do IAPAR (Instituto Agronômico do Paraná) vizinha à lagoa;
- plantio de espécies exóticas (*pinus*), agressivas à fauna e flora nativas, junto à mata ciliar que envolve a lagoa, reduzindo a sustentabilidade dos remanescentes de ecossistemas naturais;
- intensa utilização agrícola na bacia hidrográfica do Rio Guabiroba a montante da lagoa, aumentando a ocorrência de cheias e a carga sedimentar do rio, influindo no assoreamento da lagoa.

Além disso, falta orientação e informação adequada para os visitantes, que recebem dados equivocados sobre as características naturais do sítio, e pouco ou quase nada recebem de orientação sobre como proceder de forma a não degradar o patrimônio natural.

Apesar da Lagoa Dourada situar-se dentro do Parque Estadual de Vila Velha, e deste situar-se dentro da APA (Área de Proteção Ambiental) da Escarpa Devoniana, ainda permanecem grandes dificuldades para que a preservação seja realidade na região. O parque estadual, criado em 1953, anteriormente à legislação ambiental, é administrado por três instituições, a PARANATURISMO, o IAPAR e o IAP (Instituto Ambiental do Paraná), que têm objetivos e atitudes conservacionistas muito diferentes. A administração da Lagoa Dourada, bem como das furnas e dos arenitos de Vila Velha, cabe à PARANATURISMO, cabendo ao IAP somente a administração de área melhor preservada, destinada à pesquisa, com visitação restrita.

Pode-se elencar algumas medidas para a efetiva conservação da Lagoa Dourada e seus entornos:

- implementação da APA da Escarpa Devoniana, e disciplinamento do uso do solo na bacia hidrográfica do Rio Guabiroba;
- implementação do plano de manejo do Parque Estadual de Vila Velha pelo IAP, cabendo à PARANATURISMO somente a administração da estrutura de visitação;
- restrição das atividades do IAPAR, compatibilizando-as com a unidade de conservação;
- recuperação das áreas degradadas (erosão e assoreamento) nas trilhas mais usadas pelos visitantes;
- produção de material de informação e orientação adequados;
- manutenção de centro de recepção, orientação e acompanhamento de visitantes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ab'Sáber, A.N. 1977. Topografias ruineformes no Brasil. São Paulo, USP - Inst. Geografia, *Geomorfologia*, n.50, 14p. Aguiar Neto, A. 1977. *Folha Ponta Grossa (SG-22-X-C-II-2), escala 1:50.000*. Comissão da Carta Geológica do Paraná - Projeto Leste do Paraná, Convênio CPRM - DNPM - BADEP - UFPR.

FAMEPAR - Instituto de Assistência aos Municípios do Estado do Paraná. 1995. *Levantamento aerofotogramétrico do espaço urbano de Ponta Grossa em escala 1:8.000*. Curitiba, Engefoto.

Fuck, R.A.; Trein, E.; Lopes, J.A. 1965. Folha geológica de Quero-Quero escala 1:50.000. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.

Lobo, I. 1997. *Uso de traçadores químicos e isotópicos no estudo paleoambiental da Lagoa do Infernão: uma lagoa marginal do Rio Moji-Guaçu , estação ecológica de Jataí, Luiz Antonio, SP*. Universidade Federal de São Carlos, Departamento de Química, Tese de Doutoramento, 114p.

Lorscheitter, M.L. & Takeda, I.J.M. 1995. Reconstituição paleoambiental da região dos Campos Gerais, Paraná, através da palinologia de sedimentos da Lagoa Dourada. *In*: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5, Niterói, 1995. *Anais*... Niterói, ABEQUA, p.18-21.

Maack, R. 1946. Geologia e geografia da região de Vila Velha e considerações sobre a glaciação carbonífera do Brasil. Curitiba, *Arquivos do Museu Paranaense*, v.5, 305p.

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

Maack, V. 1981. *Geografia física do Estado do Paraná*. Rio de Janeiro, Livraria José Olympio Ed., 442p.

Maia, S. & Soares, P.C. 1971. *Folha SG - 22 - J - II, escala 1:100.000*. Mapa Geológico de Semi-detalhe do Centro Leste do Paraná. PETROBRÁS - DESUL. Relatório DESUL n.400.

Melo, M.S. & Coimbra, A.M. 1996. Ruiniform relief in sandstones:

the example of Vila Velha, Carboniferous of the Paraná Basin, Southern Brazil. *Acta Geológica Hispanica*, v.31, n.4, p.25-40 (publicado em 1999).

Melo, M.S. 1999. *Análise sedimentológica dos depósitos da Lagoa Dourada, Vila Velha, Ponta Grossa, PR*. Ponta Grossa, UEPG, Relatório Final de Pesquisa, 74p. (inédito).

Melo, M.S. s.d. Gênese e evolução da Lagoa Dourada, Ponta Grossa, PR. São Paulo, *Boletim do IG* (submetido).

Melo, M.S.; Giannini, P.C.F.; Pessenda, L.C.R.; Brandt Neto, M. s.d.a. Preenchimento sedimentar da Lagoa Dourada, Ponta Grossa, PR. Curitiba, *Boletim Paranaense de Geociências* (aceito).

Melo, M.S.; Giannini, P.C.F.; Pessenda, L.C.R.; Brandt Neto, M. s.d.b. Barcelona, *Acta Geológica Hispanica* (submetido).

Moraes, M.F.P.G. 1995. *Estudo do tubo digestivo e do hábito alimentar de Hoplias malabaricus, Geophagus brasiliensis e Prochilodus lineatus (Osteichthytes, Teleostei) da lagoa Dourada, Ponta Grossa, Paraná*. Curitiba, , 116p. Dissertação (Mestrado) . UFPR, Setor de Ciências Biológicas, Curso de Pós-Graduação em Ciências Biológicas - Zoologia.

Moro, R.S. 1998. *Interpretações paleocológicas do Quaternário através da análise de diatomáceas (Bacillariophyta) nos sedimentos da Lagoa Dourada, Ponta Grossa, PR*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, Instituto de Biociências, Tese de Doutorado, 141p.

Moro, R.S. s.d.a. Evolução trófica em um testemunho abrangendo o fim do Pleistoceno e Holoceno da Lagoa Dourada, Ponta Grossa, PR. *Acta Limnologica Brasiliensia* (submetido).

Moro, R.S. s.d.b. Inferências paleolimnológicas do Pleistoceno tardio e Holoceno na Lagoa Dourada, Ponta Grossa, PR, através da análise de comunidades de diatomáceas (Bacillariophyta). *Acta Limnologica Brasiliensia* (submetido).

Prestes, P.V. 1991. *Condições físico-químicas das águas de Furna 1 e Lagoa Dourada, Parque Estadual de Vila Velha, Ponta Grossa, PR*. Curitiba, PUC/ESAM, Monografia de Especialização, 84p.

Soares, O. 1989. Furnas dos Campos Gerais, Paraná. Curitiba, *Scientia et Labor*, 82p. (Editora da UFPR, Série Didática).

Soares, C.R. & Rebello, J. 1991. Nota sobre a origem geomorfológica e os parâmetros físico-químicos e biológicos da coluna d'água da furna n° 1 - Parque Estadual de Vila Velha (Estado do Paraná). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE ESPELEOLOGIA, 21, Curitiba, 1991. (separata, 15p.).

Trein, E.; Marini, O.J.; Fuck, R.A. 1967. *Folha geológica de Itaiacoca escala 1:50.000*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.

Veloso, H.P. & Góes Filho, L. 1982. Fitogeografia brasileira - classificação fisionômica-ecológica da vegetação neotropical. Salvador, *Bol. Téc. Proj. RADAMBRASIL*, série vegetação, n.1, p.1-80.

[1] Departamento de Geociências
Universidade Estadual de Ponta Grossa.
Praça Santos Andrade s/n.
CEP 84010-790 - Ponta Grossa-PR
msmelo@uepg.br

O Escarpamento Estrutural Furnas, SP/PR

Raro sítio geomorfológico brasileiro

SIGEP 80

Célia Regina de Gouveia Souza[1]
Agenor Pereira Souza[2]

O Escarpamento Estrutural Furnas constitui um Sítio Geomorfológico raro no Brasil, pois apresenta um conjunto de paleoformas de relevo que guardam importantes informações paleoambientais e estratigráficas sobre a sua evolução e também das rochas sedimentares que expõe. O Escarpamento Furnas representa um imponente ressalto topográfico que se estende por cerca de 260 km, entre os estados de São Paulo e Paraná e apresenta amplitudes entre 100 e 200 m e altitudes médias em torno de 1.100-1.200 m. A zona de influência desse Escarpamento possui largura média de 5 km. O Escarpamento está implantado e expõe toda a seqüência sedimentar eodevoniana da Formação Furnas e também uma discordância erosiva que marca o contato dessa formação com as unidades geológicas proterozóicas e eopaleozóicas basais. O seu desenvolvimento está associado a uma série de processos geodinâmicos iniciados com ruptura do Gondwana (Jurássico) e continuados com longos processos de erosão diferencial associados a condições climáticas áridas a semi-áridas e quentes, ocorridas durante o Cretáceo superior e o Terciário. O Sítio apresenta ainda outras feições geomorfológicas importantes como relevo ruiniforme, pedimentos, morros testemunhos, pináculos, rios que formam canhões, cachoeiras e corredeiras, além de várias grutas e pequenas cavernas em arenitos que guardam vestígios arqueológicos.

Furnas Structural Escarpment, State of Paraná and São Paulo - A rare Brazilian geomophological site

The Furnas Structural Escarpment zone is a rare geomorphological Site in Brazil. It constitutes a relict landform that keeps important stratigraphic and palaeoenvironmental records. It is an imposing topographical projection about 5 km wide, which extends along about 260 km between the states of São Paulo and Paraná. The Escarpment has altitudes among 1,110-1,200 m and amplitudes between 100 and 200 m, what has permitted exposing the whole Furnas Formation sequence formed by Eodevonian sandstones. On the base of the Escarpment is the erosional discordance limiting the Furnas Formation and the underlain Proterozoic-Eopaleozoic geological units. The development of the Escarpment zone is related to a series of geodynamic processes started with the Gondwanaland drift (Jurassic) and followed by differential erosion processes led under arid to semi-arid and hot climate conditions during the Late Cretaceous to the Tertiary time. The Site still presents important landforms including ruinform relief, residual hills (monadnocks), pediments, pinnacles, canyons, falls and rapids. Besides, there are small caves, grottos and shelters formed into sandstones, which keep archaeological vestiges.

INTRODUÇÃO

Escarpamentos estruturais correspondem a feições regionais de relevo escarpado representado por encostas verticais a sub-verticais, cuja origem é devida à ação intensa e prolongada de processos de erosão diferencial em rochas sedimentares (Bloom, 1991). No Brasil esses escarpamentos ocorrem em terrenos de bacias sedimentares paleozóicas e metassedimentares proterozóicas, com características geológicas e geomorfológicas distintas. A maioria deles expõe diferentes litologias e formações geológicas, geralmente afetadas por pequenos falhamentos rúpteis mais jovens (pós-Mesozóico), e não apresenta continuidade e uniformidade na expressão topográfica.

O Escarpamento Estrutural Furnas, que aflora na borda leste da Bacia Sedimentar do Paraná, nos estados de São Paulo e Paraná, está implantado apenas sobre as rochas areníticas da Formação Furnas, apresentando expressão topográfica exuberante, contínua e uniforme e pouco deformada pela tectônica rúptil mesozóica-cenozóica.

O Escarpamento Estrutural Furnas constitui uma paleoforma de relevo muito bem preservada, originada e exposta há milhões de anos, sendo por isso um raro Sítio Geomorfológico brasileiro. O Sítio engloba o escarpamento propriamente dito e toda a sua zona de influência, de cerca de 5 km de largura, representada por um conjunto de feições geomorfológicas especiais como relevos ruiniformes, canhões, morros testemunhos, pináculos, rampas pedimentares e depósitos de tálus. A sua origem e evolução estão associadas a uma série de processos geodinâmicos endógenos, iniciados com a ruptura do Gondwana no Mesozóico superior, e exógenos associados a alternâncias climáticas e à atuação de erosão diferencial intensa ocorridas principalmente durante o Terciário e o Quaternário inferior.

O Escarpamento Estrutural Furnas apresenta ainda importância estratigráfica e paleoambiental, pois expõe toda a seqüência sedimentar da Formação Furnas e também a superfície erosiva exumada que exibe os contatos discordantes dessa formação com as unidades geológicas proterozóicas e eopaleozóicas.

Outros atributos do Escarpamento são as feições espeleológicas e os vestígios arqueológicos. Ocorrem grutas e pequenas cavernas que serviram de abrigo às populações pré-históricas e históricas e guardam vestígios arqueológicos importantes, como artefatos líticos e cerâmicos, pinturas rupestres e restos de ossos humanos.

LOCALIZAÇÃO

O Escarpamento Estrutural Furnas se estende entre a porção sul do Estado de São Paulo e o setor oriental do Estado do Paraná, aproximadamente entre as latitudes 24°00'S e 25°30'S e longitudes 49º00'W e 50°20'W (Figura 1).

O acesso ao Sítio pode ser feito pelo Estado de São Paulo, através das cidades de Itapeva, Itararé e Bom Sucesso de Itararé, ou pelo Paraná, passando-se por Sengés, Eduardo Xavier da Silveira, Jaguariaíva, Ventania, Piraí do Sul, Castro, Ponta Grossa, Abapã, Itaiacoca e Campo Largo.

As melhores exposições da zona do Escarpamento podem ser observadas nas estradas principais e secundárias, ao longo dos canhões e em trilhas bem conhecidas pelos moradores locais. Os trechos mais importantes estão localizados nas seguintes estradas (Figura 2): Itapeva-Bom Sucesso de Itararé (Serra da Fazenda Pouso Alto), Itararé-Bom Sucesso de Itararé (Serra da Ventania), Jaguariaíva-Piraí do Sul (Serra das Furnas), Ventania-Piraí do Sul (Serra das Furnas), Castro-Ponta Grossa (Serra de São Joaquim) e Abapã-Itaiacoca (Serra de Itaiacoca), Ponta Grossa-Campo Largo (Serra da Prata). Os principais rios que formam belos canhões e cruzam o escarpamento (Figura 2) são: Taquari-Guaçu (SP), Pirituba (SP), Itararé (SP/PR), Jaguaricatu (PR), Jaguariaíva (PR), Iapó (PR) e Pitangui (PR).

HISTÓRICO

A primeira citação relativa ao Sítio foi feita por Derby (1878), ao relatar a existência de um "certo escarpamento na região dos Campos Gerais, a oeste de Curitiba, expondo leitos horizontais maciços de grés branco, grosso e friável, de idade devoniana".

O nome Furnas foi utilizado pela primeira vez por Oliveira (1912, *apud* Petri, 1948) para designar os arenitos devonianos presentes nas escarpas da Serra das Furnas, na região de Itapeva (SP), e de "Serrinha", a oeste de Campo Largo (PR). No entanto, a denominação estratigráfica formal da Formação Furnas, como integrante do Grupo Paraná, foi feita somente três décadas depois por Petri (1948), e revista posteriormente por Bigarella *et al*. (1966).

Maack (1947), estudando a geomorfologia do Estado do Paraná, denominou de "Escarpa Devoniana" o relevo de borda da Bacia do Paraná associado aos arenitos Furnas.

Os autores consideram que a denominação de "Escarpa Devoniana", apesar de ser amplamente

Figura 1. Mapa de localização do Escarpamento Estrutural Furnas e seção vertical esquemática exibindo aspectos geomorfológicos locais.
Figure 1. *Location map of the Furnas Structural Escarpment and vertical section showing local geomorphological aspects.*

utilizada no Paraná, mostra-se inadequada. A idade "Devoniana" corresponde à época de deposição da Formação Furnas e não à idade do Escarpamento, que é bem mais recente. Por outro lado, o termo "Escarpa" define apenas uma feição geomorfológica e não engloba todo o conjunto que constitui a paisagem do Sítio, motivo pelo qual os autores propuseram a denominação de "Escarpamento".

Maack (1968), em seu trabalho clássico sobre a geografia física do Estado do Paraná, elaborou um mapa de toda a "Escarpa Devoniana", incluindo os diversos acidentes geográficos como serras e morros testemunhos associados, e sugeriu uma possível origem erosiva para esse relevo.

Ab'Saber & Bigarella (1961) associaram as superfícies do topo e da base do escarpamento a duas superfícies de aplainamento denominadas, respectivamente, de Superfície Purunã (cota média de 1.190 m) e Superfície Pré-Devoniana (cota média de 950 m). No Estado de São Paulo, elas corresponderiam às superfícies Japi (Terciário inferior) e Itapeva (Pré-Devoniana) definidas por Almeida (1964).

Dentre os outros trabalhos geomorfológicos de caráter regional que abordaram o escarpamento e também merecem destaque estão: Ab'Saber (1964), IBGE (1968), IPT (1981a), FIBGE (1990a) e Ross (1997).

Figura 2. Contexto geológico regional do Escarpamento Estrutural Furnas.
Figure 2*. Regional geological context of the Furnas Structural Escarpment.*

Inúmeros estudos geológicos regionais e locais envolvendo aspectos estratigráficos, sedimentológicos, paleoambientais e tectônicos da Formação Furnas foram realizados no Paraná e em São Paulo, sendo os mais importantes: Petri (1948), Bigarella *et al.* (1966), Bigarella & Salamuni (1967), Lange & Petri (1967), Popp & Barcellos-Popp (1986), Zalán *et al.* (1987), Pereira & Bergamaschi (1989), Rodrigues *et al.* (1989), Bergamaschi (1992), Assine *et al.* (1994) e Milani (1997).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Como dito anteriormente, a zona do Escarpamento Estrutural Furnas engloba um conjunto de feições geomorfológicas especiais que apresentam importantes informações paleoambientais, estratigráficas e espeleológicas-arqueológicas. Essas características são descritas a seguir.

Distribuição espacial e relevo regional

O Escarpamento Estrutural Furnas constitui uma feição geomorfológica contínua, de cerca de 260 km de extensão, alongando-se por entre o sul do Estado de São Paulo e a porção oriental do Paraná. Situa-se no limite dos compartimentos regionais de relevo (Figuras 1 e 2) denominados Patamares da Bacia do Paraná e Planalto do Paranapiacaba (FIBGE, 1990b). A linha de escarpa é muito irregular, apresentando um padrão festonado, devido aos recortes em anfiteatros profundos cortados por rios que formam canhões. Esses rios estão geralmente condicionados por falhas antigas, fraturas e/ou diques básicos, cujas orientações NS e EW são transversais às direções regionais do escarpamento (NE-SW e NW-SE). Essa configuração define uma zona de influência do Escarpamento de cerca de 5 km de largura.

As altitudes de topo da escarpa são bastante regulares e estão sempre em torno de 1.100 e 1.200 m. Da mesma forma, as amplitudes também variam pouco ao longo de todo o escarpamento, entre 100 e 200 m, proporcionando a exposição completa da seqüência sedimentar da Formação Furnas.

O exuberante e contínuo ressalto topográfico do escarpamento torna-o facilmente identificável em imagens de satélite e de radar, fotografias aéreas e mapas topográficos em várias escalas.

A configuração do Sítio, em planta, lembra um arco de parábola com eixo pronunciado e orientado para N50W (Figuras 1 e 2). Essa conformação está associada à presença de um alto estrutural do embasamento proterozóico-eopaleozóico, reativado e soerguido no Mesozóico-Cenozóico e conhecido como Arco de Ponta Grossa (Sanford & Lange, 1960; Zalán *et al.*, 1987a).

Aspectos geomorfológicos locais

A zona do Escarpamento Estrutural Furnas engloba quatro feições geomorfológicas locais principais, a saber: face, sopé, reverso e frente (Figuras 1, 3, 4 e 5).

A face do escarpamento é definida por um paredão rochoso abrupto vertical, com alturas que atingem até 120 m. Quando ocorrem *canyons* pode-se encontrar belas cachoeiras mergulhando na face do escarpamento (Figura 6).

O sopé do escarpamento apresenta vertentes com inclinação entre 25° e 40º, que são formadas por rampas pedimentares e depósitos de tálus. As rampas pedimentares são feições remanescentes de climas áridos a semi-áridos e quentes durante o Terciário. Os tálus são depósitos quaternários originados em condições mais úmidas de clima Subtropical.

O reverso do escarpamento é representado por uma superfície de topografia suavemente colinosa e pouco inclinada para o interior, que tem sido profundamente entalhada por rios que formam canhões, inúmeras nascentes, cachoeiras (Figura 6) e corredeiras.

A frente do escarpamento é formada por relevos residuais denominados de morros testemunhos e pináculos, os quais são constituídos por arenitos silicificados e pouco fraturados que resistiram à ação total dos processos erosivos, isolando-se do escarpamento principal. Na realidade, os morros testemunhos e pináculos são formas derivadas dos relevos ruiniformes, que estão presentes ao longo de toda a face do escarpamento e produzem formas bizarras (Figura 5). A atuação prolongada e intensa de processos de erosão diferencial sobre arenitos estratificados e cortados por sistemas de juntas são os principais responsáveis pelo desenvolvimento desses tipos de formas.

Origem, evolução e idade

A origem e a evolução do Escarpamento Estrutural Furnas está associada a um conjunto de processos geodinâmicos que afetaram toda a região sul-sudeste do Brasil e se iniciaram com a ruptura do Gondwana (180-170 Ma.). Seguiram-se os processos

Figura 3. Detalhe do Escarpamento Estrutural Furnas exibindo reverso, face e sopé.
Figura 3*.Reverse, face and base of the Furnas Structural Escarpment.*

Figura 4. Frente do Escarpamento Estrutural Furnas mostrando principalmente morros testemunhos e pináculos.
Figure 4*. Front of the Furnas Structural Escarpment showing mainly residual hills (monadnocks) and pinnacles.*

Figura 5. Relevo ruiniforme e detalhe de formas bizarras presentes no Escarpamento Estrutural Furnas.
Figure 5*. Ruinform relief and odd forms associated to the Furnas Structural Escarpment.*

Figura 6. Cachoeira do Palmito Mole, canhão do Rio Pirituba (SP).
Figure 6*. Palmito Mole Fall, Pirituba River canyon (SP).*

de magmatismo básico continental (140-130 Ma.), deriva continental acompanhada de soerguimento marginal e desenvolvimento das bacias marginais costeiras (120 Ma.-Recente). Concomitantemente ao soerguimento marginal, desempenharam papel fundamental na evolução, na dissecação e na retrogradação do escarpamento os processos erosivos intensos e de ação prolongada ocorridos sob condições de climas quentes áridos e semi-áridos e alternâncias para condições úmidos, ocorridas durante o Cretáceo superior, o Terciário e o Quaternário inferior. No Quaternário superior e sob a ação de clima Subtropical, a evolução do Escarpamento está principalmente associada ao desenvolvimento de depósitos de encosta e entalhamento dos vales.

Estudos realizados pelos autores na região de Bom Sucesso de Itararé revelaram a ocorrência de eventos tectônicos rúpteis de idade terciária, que teriam originado uma pequena bacia sedimentar em rochas metassedimentares proterozóicas do Grupo Itaiacoca, distantes cerca de 7 km do Escarpamento (Souza, 1990). Essa bacia apresenta uma sedimentação de leques aluviais associados a um sistema fluvial entrelaçado, formada em condições de clima semi-árido e sob forte contribuição da Formação Furnas como fonte sedimentar. Sua provável idade miocênica, posição espacial e condições deposicionais sugerem uma correlação com as bacias sedimentares do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, descritas em Riccomini (1989). Esses fatos evidenciam que o Escarpamento Estrutural Furnas já constituía uma feição imponente no relevo local durante a formação dessa bacia e, por conseguinte, pelo menos durante o Terciário médio.

Estratigrafia, paleoambiente e paleotectônica da Formação Furnas

A Formação Furnas representa um pacote sedimentar subhorizontal, de idade eodevoniana (410 a 390 M.a.), cuja reconstituição paleogeográfica completa foi possível graças à presença do Escarpamento Estrutural.

A Formação Furnas é constituída por arenitos esbranquiçados de granulação grossa a média, mal a moderadamente selecionados, intercalados com camadas e lentes de arenitos médios e finos, níveis de cascalheiras e conglomerados, além de níveis mais sílticos com bolsões, pelotas e até pequenas lentes de argila branca. Quartzo, feldspatos e muscovita são os minerais predominantes nessas rochas. As estruturas sedimentares são abundantes e variam de pequeno a grande porte, ocorrendo laminações plano-paralelas subhorizontais, estratificações cruzadas tabulares angulares a tangenciais, acanaladas até festonadas, além de marcas onduladas de corrente e de onda e estruturas de corte e preenchimento. Essas rochas apresentam conjuntos de fraturamentos concordantes e discordantes com o acamamento, predominado uma rede de juntas ortogonais ao mesmo.

Ainda existem controvérsias quanto ao ambiente de sedimentação da Formação Furnas, sendo que alguns autores sugerem condições marinhas (Almeida, 1954; Sanford & Lange, 1960; Bigarella *et al.*, 1966; Bigarella & Salamuni, 1967; Lange & Petri, 1967), enquanto outros atribuem a ambientes fluviais (Ludwig & Ramos, 1965; Schneider *et al.*, 1974; Zalán *et al.*, 1987b; Pereira & Bergamaschi, 1989). Em uma seqüência contínua de afloramentos estudada pelos autores e localizada na estrada Itararé-Bom Sucesso de Itararé, as características sedimentológicas e as estruturas sedimentares presentes sugerem tratar-se de um pacote de origem fluvial entrelaçado drenando uma planície costeira.

A Formação Furnas repousa discordantemente sobre uma superfície erosiva exumada na base do Escarpamento Estrutural Furnas, que corresponde ao seu contato com cinco unidades geológicas diferentes (Figura 2), a saber: rochas metassedimentares proterozóicas dos grupos Açungui e Itaiacoca, granitóides brasilianos dos complexos Cunhaporanga e Três Córregos, rochas diamictíticas da Formação Iapó (Ordoviciano-Siluriano), rochas vulcânicas e sedimentares do Grupo Castro (Ordoviciano), e rochas sedimentares da Formação Camarinha (Eopaleozóico).

Interpretações regionais recentes sobre o ambiente de sedimentação da Formação Furnas (Milani, 1997) sugerem que a discordância erosiva foi originada a partir de um grande episódio regressivo marinho ocorrido no Ordoviciano superior-Siluriano e que a seqüência arenosa Furnas foi depositada em um ambiente de golfo amplo e aberto para sudoeste, o qual se conectava com o oceano *Panthalassa* localizado na margem meridional do Gondwana Ocidental.

Feições espeleológicas e vestígios arqueológicos

As grutas e pequenas cavernas formadas no arenito Furnas estão presentes ao longo de toda a zona do Escarpamento. A Gruta da Barreira, localizada na cidade de Itararé, junto à divisa entre os estados de São Paulo e Paraná, é um dos exemplos mais belos e interessantes de caverna em arenitos.

Os vestígios arqueológicos pré-históricos e históricos existentes na área do Sítio compreendem principalmente locais de abrigo, condicionados às cavernas e grutas areníticas, onde foram encontrados artefatos líticos e cerâmicos, pinturas rupestres e restos de ossos humanos (Araripe, 1887, *apud* Araújo, 1995; Aytai, 1970; Blasi, 1972; Araújo, 1995).

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

No Estado do Paraná o Escarpamento Estrutural Furnas compreende uma Área de Proteção Ambiental (APA) denominada "Escarpa Devoniana", que inclui uma área de 395 mil ha. E vários Parques Estaduais, entre eles Vila Velha (Pontes Fº. *et al*., 1993) e Guartelá (Melo *et al*., neste livro).

No Estado de São Paulo o Escarpamento Estrutural Furnas ainda não constitui uma área de preservação ambiental, mas é vizinha de seis unidades de conservação ambiental, a saber: Estação Ecológica de Itapeva, Estação Ecológica de Itaberá, Parque Estadual do Alto Ribeira-PETAR, Estação Ecológica de Xitué, Parque Estadual Fazenda Intervales e Floresta Nacional de Capão Bonito (SMA, 1998).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ab'Saber,A.N. 1964. O Relevo Brasileiro e seus Problemas. In: AZEVEDO, A. (ed.). *O Brasil, a Terra e o Homem*. São Paulo, Ed. Nacional. p. 135-217.

Ab'Saber,A.N.; Bigarella,J.J. 1961. Superfícies aplainadas do Primeiro Planalto do Paraná. *Boletim Paranaense de Geografia*, **4/5**: 116-125.

Almeida,F.F.M. 1954. Geologia do centro-leste Matogrossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, DNPM, **150**: 1-97.

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

Araújo,A.G.M. 1995. *Levantamento Arqueológico da área Alto Taquari, Estado de São Paulo, com ênfase na abordagem dos Sítios Líticos*. 113p. (Dissertação de Mestrado. F.F.L.C.H. MAE/USP, São Paulo).

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

Aytai,D. 1970. As gravações rupestres de Itapeva. *Revista da Universidade Católica de Campinas*, **33**: 29-61.

Bergamaschi,S. 1992. *Análise Sedimentológica da Formação Furnas na Faixa de Afloramentos do Flanco Norte do Arco Estrutural de Ponta Grossa, Bacia do Paraná*. 172p. (Dissertação de Mestrado. IG-UFRJ, Rio de Janeiro).

Bigarella,J.J.; Salamuni,R. 1967. Some palaegeographhic features of the Brazilian Devonian. *Boletim Paranaense de Geociências*, **21/22**: 133-151.

Bigarella,J. J.; Salamuni,R.; Marques Filho,P.L. 1966. Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica. *Boletim da Universidade Federal Paraná*. Geologia, **18**, 114p.

Blasi,O. l972. Cultura do índio pré-histórico. *Arquivos do Museu Paranaense*. Arqueologia, **6**.

Bloom,A.L. 1991. *Geomorphology: A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms*. 2nd edition. 532 p. Prentice-Hall.

Derby,O.A. 1878. Geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil. *Museu Nacional., Archivos*, v. **III**, Rio de Janeiro, p. 89-96.

DNPM. Departamento Nacional de Produção Mineral. 1984. Mapa Geológico do Brasil. Escala 1:2.500.000. Brasília.

FIBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1990a. Mapa de Unidades de Relevo. Escala 1:5.000.000. Rio de Janeiro.

FIBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1990b. Geografia do Brasil, Região Sul. Vol. 2, Rio de Janeiro, 419p.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1968. Mapa Geomorfológico do Brasil. Escala 1:5.000.000. Rio de Janeiro.

IPT. Instituto de Pesquisas Tecnológicas. 1981a. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Escala 1:500.000. IPT, São Paulo. Vol. I. Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais, São Paulo.

IPT. Instituto de Pesquisas Tecnológicas. 1981b. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. Escala 1:500.000. IPT, São Paulo. Vol. I. Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais, São Paulo.

Lange,F.W. 1942. Restos de vermiformes no arenito Furnas. Arquivo do Museu Paranaense, **2**:2-18.

Lange,F.W.; Petri,S. 1967. The Devonian on the Paraná Basin. Boletim Paranaense de Geociências, **21/22**: 5-55.

Ludwig,G.; Ramos,A.N. 1965. Estudo Faciológico das Formações Iapó, Furnas e Ponta Grossa, do Paleozóico Inferior da Bacia do Paraná. PETROBRÁS (Relatório Interno DEBSP/292).

Maack,R. 1947. Breves notícias sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, vol. **II**, art. 7, p. 66-154.

Maack, R. 1950. Mapa Fitogeográfico do Estado do Paraná. Curitiba. Escala 1:750.000.

Maack, R. 1950/1951. Vestígios pré-devonianos de glaciação e a seqüência das Camadas Devonianas do Estado do Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, vol. **V/VI**, art. 6, Curitiba, p. 197-230.

Maack, R. 1968. *Geografia Física do Estado do Paraná*. 350p. Curitiba, Badespan/UFPR/IBPT.

Milani,E.J. 1997. *Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e de seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Ocidental*. 255p. (Tese de Doutorado. IG-UFRS, Porto Alegre).

MINEROPAR. Minerais do Estado do Paraná. 1989. Mapa Geológico do Estado do Paraná. MINEROPAR, Curitiba. Escala 1:650.000.

Pereira,E.; Bergamaschi,S. 1989. Estudo faciológico dos sedimentos da Formação Furnas na região de Ponta Grossa (PR), Castro (PR) e Tibagi (PR) – Bacia do Paraná. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 1. Rio de Janeiro, 1989, SBG. *Boletim de Resumos:*1-2.

Petri,S. 1948. *Contribuição ao Estudo do Devoniano Paranaense. Rio de Janeiro*. Boletim 129, DNPM/DGM. 125p.

Pontes Filho,A.; Rocha,C.H.; Araki,H. 1993. Identificação de padrões da imagem TM Landsat no diagnóstico ambiental da APA da Escarpa Devoniana e de seu entorno. In: SIMP. BRAS. SENS. REMOTO, VII. Curitiba, 1993. *Anais*... Curitiba, INPE. p: 240-244.

Popp,J.H.; Barcellos-Popp,M. 1986. Análise estratigráfica da seqüência deposicional devoniana da Bacia do Paraná (Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, **16** (2):187-194.

Riccomini,C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. 256p. (Tese de Doutoramento IG-USP, São Paulo).

Rodrigues,M.A.C.; Pereira,E.; Bergamaschi,S. 1989. Ocorrência de *Psilophytales* na Formação Furnas, borda leste da Bacia do Paraná. *Boletim do IG-USP, Pubicação Especial*, **7**: 35-43.

Ross,J.S. 1997. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. Escala 1:500.000. Depto. de Geografia-USP-IPT-FAPESP. São Paulo.

Sanford,R.M.; Lange,F.W. 1960 Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, South Brasil. *Bulletim of American Association of Petrolleum Geologist*, **44** (8): 1316-1370.

Schneider,R.L.; Mulmann,H.; Tommasi,E.; Medeiros,R.A.; Daemon,R.F.; Nogueira,A.A. 1974. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28. Porto Alegre, 1974, SBG. *Anais*,1:41-65.

SMA. Secretaria de Meio Ambiente do Estado de São Paulo. 1998. *Atlas das Unidades de Conservação Ambiental do Estado de São Paulo – Parte II: Interior*. SMA, São Paulo.

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*. 200 p. (Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo).

Zalan,P.V; Wolff,S.; Conceição,J.C.J.; Astolfi,M.A.; Vieira,I.S.; Appi,V.T.; Zanotto,O.A. 1987a. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 4º. Curitiba, 1987. *Atas*... Curitiba, SBG. v. 1, p. 441-477.

Zalan,P.V; Wolff,S.; Conceição,J.C.J.; Astolfi,M.A.; Vieira,I.S.; Appi,V.T.; Zanotto,O.A. 1987b. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **17** (3): 242-252.

[1] Instituto Geológico-SMA. Av. Miguel Stéfano, 3900. 04301-903. São Paulo/SP. celia@igeologico.sp.gov.br

[2] R. Pantaleão Brás, 40/306-B. 05372-080. São Paulo/SP. crgs@warp.com.br

SIGEP 080 – Escapamento Estrutural Furnas
Proposta de Área de Proteção

0 6 km 12 km

Projeção UTM/ Datum SAD 69

Coordenadas Localização Escarpas Devonianas		
PONTO	Coordenada Geográfica (aproximada)	
	Latitude	Longitude
Ponto 1	24°12'33.54"S	49°21'29.99"O
Ponto 2	24°13'38.21"S	49°17'25.73"O
Ponto 3	24°16'26.96"S	49°15'0.02"O
Ponto 4	24°16'41.01"S	49°10'8.09"O
Ponto 5	24°11'24.92"S	49° 5'7.29"O
Ponto 6	24° 6'8.55"S	49° 4'55.83"O
Ponto 7	24° 6'8.55"S	49° 3'42.65"O
Ponto 8	24°10'22.17"S	49° 3'38.82"O
Ponto 9	24° 6'31.46"S	48°58'46.27"O
Ponto 10	24° 2'7.15"S	48°58'46.27"O
Ponto 11	24° 2'7.03"S	48°56'51.06"O
Ponto 12	24° 5'37.48"S	48°56'44.29"O
Ponto 13	24° 9'26.84"S	48°59'4.15"O
Ponto 14	24°13'16.49"S	48°59'23.57"O
Ponto 15	24°15'51.75"S	49° 2'33.81"O
Ponto 16	24°15'44.27"S	49° 5'22.94"O
Ponto 17	24°12'48.96"S	49° 5'11.15"O
Ponto 18	24°17'31.87"S	49° 9'29.23"O
Ponto 19	24°17'41.20"S	49°11'47.92"O
Ponto 20	24°18'32.30"S	49°12'58.12"O
Ponto 21 (confluência Rio Itararé e Rio Claro)	24°18'33.50"S	49°16'53.31"O
A partir do ponto 21, a poligonal segue à jusante do Rio Itararé, até o ponto 1.		

Área de Proteção Proposta por:
Celia Regina de Gouveia Souza
Agenor Pereira Souza

Data: Julho/2012

OBS.:
A poligonal circunscreve o "Escarpamento Estrutural Furnas" apenas no Estado de São Paulo, visto que no lado paranaense (cujo limite é o Rio Itrararé), a estrutura está inserida na Área de Proteção Ambiental da Escarpa Devoniana (Decreto Estadual nº 1.231 de 27 de março de 1992).
Para o traçado da poligonal foram excluídas as áreas de mineração conhecidas.

Morro do Pai Inácio, BA

Marco morfológico da Chapada Diamantina

SIGEP 72

Augusto J. Pedreira[1]
Luiz F. Costa Bomfim[2]

O Morro do Pai Inácio consiste em testemunho erosional situado no flanco ocidental do Anticlinal do Pai Inácio, Chapada Diamantina, na região central do Estado da Bahia. Neste dobramento, de eixo norte-sul, está exposto o contato entre os grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina. O primeiro consiste em arenitos finos, siltitos e argilitos, e o segundo, representado pela Formação Tombador, é formado por arenitos e conglomerados, ocasionalmente diamantíferos. O contato entre os dois materializa um limite entre dois tratos de sistemas deposicionais: um inferior de ambiente transicional e um superior, de ambiente continental.

A paisagem representada pelo morro do Pai Inácio, a estrutura geológica e as espécies vegetais que medram na região, constituem um sistema único para estudos multidisciplinares. O Morro do Pai Inácio está situado no limite entre o Parque Nacional da Chapada Diamantina e a Área de Proteção Ambiental Marimbus-Iraquara sendo classificado como "área de proteção rigorosa".

Pai Inácio Hill, State of Bahia - Morphologic Landmark Chapada Diamantina

Pai Inácio Hill consist of an erosional outlier located in the western limb of Pai Inácio Anticline, in the Chapada Diamantina, central region of Bahia State. In this fold, whose axis trends north-south, is exposed the contact between the Paraguaçu and Chapada Diamantina groups: the former consisting of fine grained sandstones, siltstones and argillites and the latter, represented by the Tombador Formation, is formed by sandstones and occasionally diamond bearing conglomerates. The contact between the two groups is a surface that sepparates two depositional system tracts: a lower one, of transitional environment, and upper one, of continental environment.

The landscape of the Pai Inácio Hill, the geological struture, and the vegetal species that grow in the region, form a unique system for multidisciplinary study. The hill is located between the limit of the Chapada Diamantina National Park and the Marimbus-Iraquara Environmental Protection Area, and is classified as a "rigorous protection area".

INTRODUÇÃO

O Morro do Pai Inácio (Figura 1), considerado por muitos como o marco referencial da Chapada Diamantina, constitui um testemunho erosivo com 1.120 metros de altitude e uma altura de 140 metros, preservado ao longo no flanco ocidental do Anticlinal do Pai Inácio. Ele está situado no município de Palmeiras que faz parte da Chapada Diamantina Central, região que abrange total ou parcialmente os municípios de Lençóis, Andaraí, Mucugê, Seabra, Itaeté, Ibicoara e Iraquara.

A Chapada Diamantina é o prolongamento, no Estado da Bahia, do Sistema Orográfico do Espinhaço. Com altitudes médias em torno de 1.000 metros, e picos de 1.700 metros, esta chapada eleva-se como uma muralha que separa o vale do rio São Francisco, situado a oeste, e os terrenos que a leste se estendem até o litoral. O clima da região é tropical semi-úmido, com as precipitações pluviométricas máximas ocorrendo entre os meses de novembro e fevereiro (750 a 1300mm), e as mínimas entre maio e setembro. A temperatura da área é amena com uma média anual em torno de 20° C. A vegetação observada no cume do Morro do Pai Inácio reúne bromélias, orquídeas, velózias, cactos, líquens e musgos. Algumas destas espécies, como certas bromélias, colonizam diretamente a superfície lisa das rochas.

Geologicamente, a área está situada no domínio dos metassedimentos terrígenos da Sinéclise da Chapada Diamantina, e é caracterizada por dobramentos suaves com eixos grosseiramente orientados norte-sul. As litologias predominantes são arenitos finos, siltitos e argilitos do Grupo Paraguaçu, encimados por conglomerados, arenitos e pelitos do Grupo Chapada Diamantina, representado no Morro do Pai Inácio, pela Formação Tombador. Os conglomerados desta formação são considerados como depositários secundários das mineralizações diamantíferas da região. A extração de diamantes na área, atividade que sobrevive até os dias atuais, foi iniciada em fins do século XVIII, atingindo seu auge em meados do século XIX, quando a vila de Santa Isabel do Paraguaçu, atual Mucugê, chegou a ter uma população superior a 25.000 pessoas.

Esta região de uma beleza natural ímpar, tem como destaques a morfologia de seus morros e montanhas, de seus vales íngremes e profundos, de suas cachoeiras, corredeiras e cursos d'água esculpidos em

Figura 1- A) Mapa de localização do morro do Pai Inácio; **B)** Morro do Pai Inácio em dois ângulos de visão. No detalhe, escarpa oriental vista da rodovia BR-242. Foto por Fileno P. dos Santos).

Figure 1 – A) *Location map of the Pai Inacio Hill;* ***B)*** *Pai Inácio Hill in two views. Inset shows eastern escarpment seen from BR-242 road. (Photo by Fileno P. dos Santos).*

rochas metassedimentares dos grupos Paraguaçu e Chapada Diamantina, depositados há mais de um bilhão de anos.

Do topo do morro, vislumbra-se para sul uma visão majestosa do Anticlinal do Pai Inácio, com eixo orientado norte-sul, tendo a oeste a serra da Bacia e a leste a serra da Chapadinha. Cerca de 10 km a sul, desponta o imponente "castelo" de pedras do Morrão, enquanto 3 km a norte surge o Morro do Camelo ou Calumbi, cenário, há algum tempo atrás, da abertura de novela de importante canal de televisão (vide SIGEP 85, neste livro).

Os argilitos siltitos e arenitos finos do Grupo Paraguaçu têm menos resistência ao escoamento da água das chuvas, do que os conglomerados e arenitos da Formação Tombador. Por outro lado, as primeiras rochas dobram-se mais facilmente do que as últimas; estas em geral se quebram. Assim, com a formação do anticlinal, a Formação Tombador se fraturou em diversos lugares, facilitando a penetração da água das chuvas que erodiu as rochas menos resistentes do Grupo Paraguaçu. Isto originou a paisagem atual, mostrada na Figura 2 e nas imagens que acompanham o texto.

LOCALIZAÇÃO

O Morro do Pai Inácio está na parte central do Estado da Bahia (Figura 1A), no cruzamento do meridiano 41° 28'30'' com o paralelo de 12° 27'30'' e dista cerca de 28 km da sede municipal de Lençóis. Ele baliza o limite setentrional do Parque Nacional da Chapada Diamantina, com 1520 km^2 de área, criado em 17 de setembro de 1985, pelo Decreto Federal n° 91.655.

HISTÓRICO

A denominação Morro do Pai Inácio, está relacionada a uma lenda envolvendo um escravo homônimo que namorava escondido a filha de seu senhor, proprietário de grandes garimpos de diamante. Este, descobrindo o feito do escravo, colocou vários capangas à sua procura. Em fuga, Pai Inácio procurou guarida no topo do morro, e sem ter escapatória, saltou empunhando o seu guarda-chuva. Conta-se que, após o salto, muitos conseguiram vê-lo correndo no vale próximo, para nunca mais ser encontrado.

Figura 2 - Localização do morro do Pai Inácio em relação aos dobramentos da Chapada Diamantina. Modificado de Kegel, 1959.
Figure 2 - *Location of Pai Inácio hill in relation to the folds of Chapada Diamantina. Modified from Kegel, 1959.*

A geologia do Morro do Pai Inácio, está ligada à da Chapada Diamantina, que vem sendo referenciada desde o século XIX. A descoberta de diamantes na região de Mucugê no ano de 1844 (Catharino, 1986) levou a Chapada Diamantina a ser estudada intensivamente.

O trabalho mais antigo é o relatório do Inspetor Geral dos Terrenos Diamantinos da Província da Bahia, Benedito Marques da Silva Acauã, apresentado ao Governo Imperial em 15 de abril de 1847 (Acauã, 1847). Neste trabalho é feita uma descrição da geomorfologia e dos recursos minerais da região. O.A. Derby em 1905, discorreu sobre a geologia e geomorfologia das regiões de Santa Isabel do Paraguaçu (atual Mucugê), Xique-Xique (atual Igatu), Andaraí, Lençóis e Palmeiras (Figura 1), sem entretanto denominar as unidades estratigráficas. Em 1906, o mesmo Derby denominou o pacote metassedimentar inferior da Chapada Diamantina de Grupo Paraguaçu e o superior de Grupo Lavras.

Em 1959, W. Kegel descreveu na seção Seabra-Lençóis-Amparo (localidade situada 40km oeste de Itaberaba; Figura 1) e que inclui a área do Morro do Pai Inácio, toda a seqüência clástica aflorante neste trecho da Chapada Diamantina. Aí distinguiu as unidades Lavras Superior, Médio e Inferior; as duas primeiras são equivalentes respectivamente, aos grupos Lavras e Paraguaçu, no sentido original de Derby (1906). Cerca de 150km a nordeste do Morro do Pai Inácio, na serra do Tombador (Pedreira & Rocha, 1999), J. C. Branner em 1910 descreveu as formações Tombador e Caboclo, sugerindo que os conglomerados diamantíferos que afloram acima deles nos arredores de Morro do Chapéu e em Ventura, fossem correlacionados ao Grupo Lavras de Derby (1906).

Em 1969, J. C. Mascarenhas adotou a estratigrafia proposta por Brito Neves (1967) que incluía acima da Formação Caboclo de Branner (1910), a Formação Morro do Chapéu, descrevendo acima desta a Formação Lençóis. Posteriormente Pedreira & Mascarenhas (1974) mostraram que a Formação Tombador que aflora na serra do Tombador é a mesma que aflora na serra do Sincorá, de modo que a correlação feita por Branner (1910) entre a formação diamantífera de Morro do Chapéu e Ventura e a das lavras diamantíferas estudadas por Derby (1905) não era válida, existindo entre as duas uma seqüência pelítica (Caboclo de Branner ou Lençóis de Mascarenhas). Em 1990, a CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais mapeou a parte centro-oriental da Chapada Diamantina,utilizando no mapeamento uma abordagem metodológica que enfatizou os conceitos mais recentes de sistemas deposicionais. Na região do Pai Inácio a seqüência deposicional inferior corresponde ao Grupo Paraguaçu e engloba litofácies arenosas e areno-argilosas, depositadas em ambiente continental/transicional. A seqüência superior (Formação Tombador), compreende litofácies fluviodeltáicas e eólicas, eminentemente arenosas. Assim, nesta região está exposto um limite entre dois tratos de sistemas deposicionais (Pedreira, 1994, Figura 3).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Saindo de Lençóis em direção a Seabra pela BR-242, logo após a ponte sobre o rio Mucugezinho, descortina-se, à direita da estrada, em frente a uma pousada e posto de gasolina, a imponência do Morro do Pai Inácio (Figura 1a). Atualmente, o acesso ao morro foi facilitado em virtude de construção de uma estrada até próximo ao seu topo, que leva a uma torre da Telebahia (atual Telemar). A estrada é mantida em excelentes condições, permitindo a subida e manobras de ônibus. A partir da torre de telecomunicações a subida até o pico é efetuada a pé, através de trilha bem marcada, num tempo estimado de 20 minutos. Do topo do morro, vislumbra-se espetacular visão da serra do Sincorá (Figura 4). Em sua base, serpenteia a rodovia BR-242 (Salvador-Brasília) e para sul tem-se excelente

Figura 3 - Perfil gráfico sedimentar da base ao topo do Morro do Pai Inácio (espessura, 150m). Modificado de Guimarães & Pedreira, 1990.
Figure 3 - *Graphic sedimentary log of Pai Inacio Hill (thickness, 150m). Modified from Guimarães & Pedreira, 1990.*

Figura 4 - Serra do Sincorá vista do topo do Morro do Pai Inácio. Foto por João Dalton de Souza.
Figure 4 - *Sincorá Range seen from the summit of Pai Inácio Hill. Photo by João Dalton de Souza.*

Figura 5 - Anticlinal do Pai Inacio. Foto visando sul.
Figura 5 - *Pai Inacio Anticline. Photo looking south.*

observação do Anticlinal do Pai Inácio erodido ao longo do seu eixo (vale do Cercado) e do Morrão. Para o norte avista-se o Morro do Camelo ou Calumbi.

Litologicamente, a metade inferior do morro é sustentada por sedimentos de frente deltáica do topo do Grupo Paraguaçu que incluem argilitos e siltitos intercalados a arenitos finos/médios com estratificações cruzadas tabulares de pequeno/médio porte e sigmóides. Sua metade superior é constituída por sedimentos fluvio-deltáicos e eólicos da Formação Tombador, que incluem dominantemente arenitos mal selecionados que podem ser feldspáticos e seixosos (fluvio-deltáicos) encimados por arenitos bem selecionados, bimodais, que também podem ser feldspáticos (eólicos).

Funch (1997), a respeito da vegetação do morro, descreve: *"Sentado no cume do morro, preste atenção à beleza variada das flores e plantas ao seu redor. Aproveitando-se de todas as rachaduras e depressões na pedra, orquídeas, velózias, bromélias, cactos, líquens, e musgos, formam um jardim sobre a superfície inóspita da rocha. Pode-se pensar nas condições climáticas no topo do morro como um tipo de deserto frio. Chove muito, mas como não existe solo, a água escoa rapidamente, ficando as plantas expostas ao vento seco e ao sol forte. Para se defender dessas condições adversas, as plantas se adaptam para reter e acumular*

umidade. As folhas são em geral pequenas, duras e grossas, e cobertas com pelos ou ceras, para diminuir a perda d'água. A área do Morro do Pai Inácio é pequena, com ecossistemas frágeis e facilmente sujeitos a degradação, necessitando por isso de alto grau de compreensão para sua conservação."

Anticlinal do Pai Inácio

O Anticlinal do Pai Inácio (Figura 5) constitui uma extensa janela erosional com até 25 km de largura, que expõe no seu interior rochas sedimentares do Grupo Paraguaçu, sobre as quais estão os arenitos e conglomerados do Grupo Chapada Diamantina. É uma estrutura assimétrica cujo eixo tem caimento para sul, que na região entre o vale do Paty e Capão, inflete para sudeste, mergulhando e desaparecendo sob litologias do Grupo Chapada Diamantina.

A superfície axial da anticlinal mergulha fortemente para leste. Os mergulhos da aba oriental são mais suaves (valores entre 5° e 15°); na aba ocidental estes valores alcançam 30°.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

De acordo com Roy Funch (comunicação escrita, 1999), Diretor do Departamento de Meio Ambiente da cidade de Lençóis, o Morro do Pai Inácio fica na "área tampão" do Parque Nacional da Chapada Diamantina e, assim, recebe uma certa proteção legal por parte do IBAMA (Instituto Brasileiro do Meio Ambiente) em que se trata de intervenções que poderiam influir negativamente no próprio parque. O morro ainda fica dentro dos limites da Área de Proteção Ambiental-Marimbús/Iraquara (Decreto Estadual Nº 2.216 de 14 de junho de 1993) sendo classificado como "Zona de Proteção Rigorosa", a mais restritiva de todas.

Existe também um tombamento do morro pelo IPHAN (Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional) que cria severas restrições sobre qualquer empreendimento na área.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Acauã, B. M. S. 1847. Relatório dirigido ao governo imperial em 15 de abril de 1847, pelo inspector geral dos terrenos diamantinos na província da Bahia. *Inst. Hist. Geogr. Ethnogr. Brasil Rev. Trim,* t.9: 227-260.

Bomfim, L. F. C.; Pedreira, A . J.(Orgs) 1990. *Lençóis; folha SD.24-V-A-V.Estado da Bahia. Texto explicativo.* Brasília: DNPM, 130p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB).

Bomfim, L. F. C.; Krug, L.; Nolasco, M. C. 1996. Excursão E5: Roteiro Geoturístico da Chapada Diamantina.. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39 *Roteiro de Excursão.* Salvador: SBG - Núcleo Bahia - Sergipe.

Branner, J. C. 1910 The Tombador Escarpment in the State of Bahia, Brazil. *Am. Jour. Sci.* 30 : 335-343.

Brito Neves, B. B. de, 1967. *Geologia das Folhas de Upamirim e Morro do Chapéu.*Recife, CONESP, 53p. (Relatório 17).

Catharino, J. M. 1986. *Garimpo-Garimpeiro-Garimpagem*. Rio de Janeiro, Philobiblion, Museu Eugênio Teixeira Leal. 270p.

Derby, O. A. 1906. Lavras Diamantinas. *Ver. Inst. Hist. E Geogr. Da Bahia,* 11:143-153.

Derby, O. A. 1906. The Serra do Espinhaço, Brazil. *The Journal of Geology,*14 : 314-401.

Funch, R. 1997. *Um guia para o visitante a Chapada Diamantina: o Circuito do Diamante*. Salvador: Secretaria da Cultura e Turismo, 209p.(Coleção Apoio, 15).

Guimarães, J. T.; Pedreira, A . J. (Orgs). 1990. *Utinga; folha SD.24-V-A-II . Estado da Bahia. Texto Explicativo*. Brasília: DNPM, 141 p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB).

Kegel, W. 1959. *Estudos Geológicos na Zona Central da Bahia.* Rio de Janeiro, DNPM-DGM, 40p. (DNPM-DGM Bol. 198).

Mascarenhas, J. F. 1969. Contribuição à Estratigrafia da Chapada Diamantina na Região entre Itaetê e Seabra- Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 23. *Resumo das Comunicações.* Salvador, SBG, 1969. (Boletim Especial, n. 1). p. 59-60.

Pedreira, A . J. & Mascarenhas, J. F. 1974. A Seqüência Estratigráfica da Chapada Diamantina NE, Bahia, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 28. *Anais.* Porto Alegre, SBG, v.4.p.19-26.

Pedreira, A. J. 1994. *O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro - oriental, Bahia : Sedimentologia, Estratigrafia e Tectônica.* São Paulo, USP – Instituto de Geociências. 126p. (Tese de doutoramento inédita).

Pedreira, A. J.; Rocha, A. J. D. 1999. *Serra do Tombador; Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil.* (este volume)

[1,2] CPRM- Serviço Geológico do Brasil
Av. Ulysses Guimarães, 2862
41.213-000 Salvador, Bahia, Brasil

[1] apedreira@cprmba.gov.br

[2] bonfim@cprmba.gov.br

SIGEP 72 - Morro do Pai Inácio Chapada Díamantina- BA
Proposta da Área de Proteção

Área = 750 km²

(Imagem de fundo: Google earth, Digital Globe 2012)

VÉRTICES	LATITUDE	LONGITUDE	UTM - N	UTM - E
1	12°27'45.982"	41°29'18.481"	8621000	229500
2	12°26'40.933"	41°29'17.861"	8623000	229500
3	12°26'41.691"	41°27'55.125"	8623000	232000
4	12°27'46.741"	41°27'55.739"	8621000	232000

N

Escala 1:15.000

230 115 0 230 m

Projeção: UTM /Datum: SAD69

Área de proteção proposta por: Augusto J. Pedreira

Colaborador: Renato Machado de Carvalho Filho

Parque Nacional do Iguaçu, PR

Cataratas de fama mundial

SIGEP 11

Riad Salamuni[1]
Eduardo Salamuni[2]
Luiz Antonio Rocha[3]
Ana Lizete Rocha[4]

As principais características geológicas, abrangendo estratigrafia, litologia, hidrogeologia e a tectônica relativas ao Parque Nacional do Iguaçu (PNI) são apresentadas neste capítulo. As mesmas derivam dos levantamentos executados para a Revisão do Plano de Manejo do Parque Nacional do Iguaçu (IBAMA, inédito). Considerações sobre solos e aspectos geotécnicos são também feitas, na medida em que mostrem especial interesse para os problemas das fragilidades ambientais que o PNI apresenta.

The Iguaçu National Park, State of Paraná - World renown waterfalls

Main geologic features, comprising stratigraphy, lithology, hydrogeology, as well as a brief account on tectonics are discussed in this paper. Furthermore, some short considerations on soils and geotechnical aspects are also made, as far as they are important to the aims of the research and to the better understanding of the regional environmental problems. On the other hand, some questions related to biodiversity and environmental fragility are shortly discussed, since they are prone to controversial points of view, as for instance the construction of a road and other human activities within the limits of the area. These question were previously considered during the surveys made for IBAMA (Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis), for the management of the Iguaçu National Park.

INTRODUÇÃO

O Parque Nacional do Iguaçu (PNI) foi criado em 10 de janeiro de 1939 e tombado pela UNESCO como Patrimônio da Humanidade em 1986, por ser a última grande amostra do Domínio da Mata Atlântica que cobre grande parte da bacia do Prata. Possui superfície de 185.262 hectares e perímetro de cerca de 420 km, distribuídos da seguinte maneira: 125 km no limite norte, 15 km no limite oeste, 180 km no limite sul e 100 km no limite leste.

A região do Parque Nacional do Iguaçu (PNI) tem sido alvo de trabalhos de pesquisas há vários anos porém normalmente a abordagem é genérica, salvo casos excepcionais. Alguns trabalhos específicos apresentam maior detalhamento, principalmente aqueles relativos a problemas estratigráficos, petrológicos e geológico ambientais. Os levantamentos de campo, realizados recentemente, revelam algumas mudanças marcantes comparativamente com aqueles efetivados há algumas décadas, principalmente em relação aos locais geologicamente mais suscetíveis do ponto de vista ambiental.

Os eventos geológicos que formaram o arcabouço litoestratigráfico local podem explicar parte das feições geomorfológicas e estruturais ali presentes. Todavia, no desenvolvimento das formas de superfície não se pode deixar de considerar o papel do clima que, durante o Quaternário, teve atuação marcante naquele sentido.

É oportuno enfatizar o papel da vegetação com relação a determinados fenômenos geológicos, a exemplo do intemperismo químico, muito desenvolvido na área do Parque e nas suas circunvizinhanças.

O PNI está situado na porção sudoeste do Estado do Paraná praticamente entre os paralelos de 25º05' e 25º40' de latitude sul e os meridianos de 54º30' e 54º40' de longitude oeste. A sua divisa norte é feita com a antiga estrada de rodagem Cascavel-Foz do Iguaçu e a BR-277, a leste com o rio Gonçalves Dias, a oeste com o rio São João, sendo limitado ao sul com o rio Iguaçu. A partir da foz do rio Santo Antônio faz fronteira com a República Argentina. Os municípios limítrofes são Foz do Iguaçu, São Miguel do Iguaçu, Medianeira, Matelândia, Céu Azul, Toledo, Cascavel, Capitão Leônidas Marques e Capanema (Figura 1).

SUMÁRIO DA GEOLOGIA GERAL

Os terrenos do PNI são parte integrante dos extensos derrames vulcânicos que ocupam considerável área na Bacia do Paraná da ordem de 1.200.000 km², distribuídos parcialmente nos estados de Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Também são observados em partes dos países limítrofes, ou seja, as repúblicas do Paraguai, Uruguai e Argentina. No Estado do Paraná esses derrames, pertencentes ao Grupo São Bento (Formação Serra Geral), ocupam aproximadamente 2/3 do território, distribuindo-se em toda sua porção oriental (Maack, 1947; Salamuni, 1969). Tais derrames são geralmente conhecidos como efusivas basálticas ou simplesmente basaltos, independentemente de sua eventual variação litológica. As lavas foram originadas via atividades vulcânicas não explosivas, através de grandes fraturas de distensão que geralmente se estendiam por vários quilômetros na superfície, tal como se verifica hoje na Islândia, porém sob outro contexto geotectônico. Ao longo dessas fraturas, o material vulcânico se derramava espalhando-se por grandes áreas, circunstância facilitada pela fluidez das lavas básicas. O vulcanismo da Bacia do Paraná é imediatamente anterior à abertura sul-atlantiana, posicionando-se entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior (entre 145 e 120 Ma). Na porção sul e central da Bacia do Paraná as porções inferiores das suítes vulcânicas são em geral de composição básica. Em muitos locais, no topo dos derrames é verificada a ocorrência de rochas ácidas, não raro porfiríticas, produtos da diferenciação magmática pelo enriquecimento em SiO_2, K_2O e Rb (Piccirillo *et al.*, 1988a e Piccirillo *et al.*, 1988b). Na região do PNI, as rochas vulcânicas geralmente apresentam composição básica, do tipo toleítico. Associadas a estas, ocorrem esporadicamente efusivas ácidas e intermediárias, respectivamente de caráter dacítico e andesítico (Sartori, 1984; Schneider, 1964; Schneider, 1970 e Marinon *et al*, 1982). As espessuras dos derrames podem chegar a 1500 m (Maack, 1968), porém na área do parque estão entre 750 e 800 m. Sob essa espessa capa são encontradas as seqüências sedimentares da Bacia do Paraná. Imediatamente abaixo e em parte intercalados nos derrames, posiciona-se a Fomação Botucatu , também do Grupo São Bento. Sotopostas a este conjunto ocorrem as unidades do Grupo Passa Dois, respectivamente, formações Rio do Rasto, Teresina, Serra Alta e Irati, cujas idades são variáveis entre o Permiano e o Triássico inferior.

Uma das características marcantes das efusivas basálticas é o seu modo de ocorrência, constituindo empilhamentos sucessivos de lavas em regra unidades tabulares individualmente bem definidas (figura 1). A essa particularidade deve-se, provavelmente, a

Figura 1: (a) Mapa de localização do Parque Nacional do Iguaçu e **(b)** vista parcial do conjunto de quedas das Cataratas do Iguaçu.
Figure 1: (a) *Iguaçu National Park situation map and* ***(b)*** *partial view of the Iguaçu waterfalls.*

Figura 2: (a) Rede de drenagem e compartimentação morfológica do Parque Nacional do Iguaçu; **(b)** Mapa geológico estrutural simplificado.
Figure 2: (a) *Drainage net and mophological compartmentation of the Iguaçu Park;* ***(b)*** *Simplified geological-structural map.*

designação alemã trapp em alusão à sua disposição escalonada (foto na Figura 1). Segundo Cordani e Vandoros (1967), o mergulho dos *trapps* é de pequena expressão, sendo de poucos metros por quilômetro, como citado por Leinz *et al.*, (1966). Na área em foco, o mergulho geral se faz para oeste e sudoeste, em direção ao vale do rio Paraná. Os principais tipos de estruturas, observadas no âmbito do PNI são sistemas de fraturas, classificadas em tectônicas e atectônicas. Aquelas de origem tectônica compreendem lineamentos grosso modo paralelos, extensos e com direções definidas, conforme se observa no mapa geológico-estrutural (Figura 2b).

Regionalmente, os mais importantes desses lineamentos correspondem a direções entre N10ºW e N10ºE-(exemplificado pelo vale do rio Gonçalves Dias); NNE-SSE (caso dos rios Floriano e Castro Alves); NNW-SSE (vale do rio Silva Jardim), além de outros como o rio Benjamin Constant. Outras famílias de fraturas apresentam direções entre N30-40ºW, N50-70ºW, N40-60ºE, E-W observadas nos afluentes menores dos rios Floriano, Castro Alves e Gonçalves Dias. Por sua vez, as estruturas atectônicas em regra são de pequenas extensões e não mostram direções definidas, tendo sido geradas principalmente em função do resfriamento das lavas.

CONSIDERAÇÕES SOBRE A FISIOGRAFIA E A GEOMORFOLOGIA

O Parque Nacional do Iguaçu está situado em região cuja temperatura máxima está em torno de 40ºC e a mínima em torno de 3ºC tendo como média máxima cerca de 26ºC e mínima de 15ºC. O clima é temperado chuvoso, sem estações secas definidas, pluviosidade média anual de 1712 mm e umidade relativa do ar de até 80%. O relevo apresenta em média cotas variáveis entre 100 e 300m configurando dois grandes compartimentos, nitidamente diferenciados quanto à morfologia. Estes são aqui designados por compartimentos geomorfológicos 1 e 2, respectivamente para sudoeste e norte-nordeste (mapa Figura 2a), delimitados por um lineamento estrutural noroeste-sudeste.

Efetivamente, ao contrário do que sucedia na vigência de fases áridas ou semi-áridas desde o início do Quaternário, a tendência atual é o arredondamento das formas, regra geral sob condições de climas temperados ou úmidos. Outros aspectos importantes são os restos de pedimentos e pediplanos, tanto rochosos como detríticos, verificados no leste do PNI, efetivamente sobre os domínios do compartimento geomorfológico 2. O compartimento geomorfológico 1 é formado por relevo mais enérgico, localmente escarpado, caracterizando interflúvios mais alongados e entalhados mas também com colinas onduladas a fortemente onduladas. Depressões de tamanhos variados que podem, em alguns casos, originar "lagoas" apesar de situadas em cotas mais elevadas também podem ocorrer, tendo sua origem relacionada às estruturas dos derrames .O padrão de drenagem é dendrítico a sub-dendrítico, e localmente sub-retangular. Prevalecem solos litólicos em associação aos latosolos roxos e terra roxa estruturada e brunizen.

Os principais rios, tais como os rios Benjamin Constant, Castro Alves, Floriano e Gonçalves Dias, mostram notável paralelismo, segundo a direção NNE-SSW. Isto posto, é pertinente considerar que os principais cursos d'água são direcionais, levando-se em conta os mais importantes lineamentos tectônicos, embora ocorram rios conseqüentes e resequentes, em virtude do mergulho dos derrames para oeste-sudoeste. O compartimento geomorfológico 2 é formado por colinas suavemente onduladas a onduladas, com predominância das formas tabulares que, a rigor, são uma constante nos derrames basálticos paranaenses. Não obstante a paisagem tabuliforme ser comum nos mencionados derrames, desde que subordinada à estrutura dos mesmos, ela é também bastante influenciada pelos fatores climáticos do Quaternário. O padrão de drenagem, de maneira geral, é retangular a sub-retangular, até sub-dendrítica nos detalhes menores. As principais classes de solos verificadas neste setor são: latosolo roxo, terra roxa e solos gley.

A feição morfológica mais importante do PNI é conhecida como Cataratas do Iguaçu (Figura 3). Trata-se de um conjunto de 275 quedas com altura média de 75 m, permitindo a vazão média de 1800 m^3/s. Ocupam um semi-círculo de aproximadamente 2700 m de largura e estão situadas no extremo oeste do Parque, a 15 km do encontro entre os rios Iguaçu e Paraná. O salto de maior expressão e beleza cênica é denominado de Garganta do Diabo, com 90 m de altura. O rio Iguaçu, no trecho que limita o PNI, começa com altitude de 205m, chegando até os 170 m no início do Salto Santa Maria e despencando até a altitude de 90m na base das corredeiras, onde forma um forte *canyon* e pequenas praias areno-siltosas.

A IMPORTÂNCIA ECOLÓGICA DO PARQUE

O ambiente complexo do Parque Nacional do Iguaçu deve ser entendido a partir da abordagem sistêmica onde o conjunto da floresta, seus ecossistemas e o substrato geológico mantém uma intrínseca relação com os processos fluviais do rio Iguaçu.

As características naturais deste grande rio permitem estabelecê-lo como um dos principais agentes modeladores e mantenedores da paisagem da região. O delicado equilíbrio dinâmico existente, expresso pela ocorrência de formas meândricas no trecho que margeia o PNI, permite a formação de micro-ambientes físicos e o desenvolvimento de núcleos biológicos muito particulares e de grande biodiversidade. Os processos externos naturais, em especial aqueles erosivos que já promovem significativa alteração desta dinâmica fluvial atualmente encontram-se intensificados pela atividade humana, especialmente no entorno do Parque e na Estrada do Colono, esta última objeto de discussão permanente da comunidade científica preservacionista.

A Estrada do Colono fragmenta o Parque em dois ambientes podendo gerar impactos no ambiente físico, bem nos componentes bióticos. A depender da resposta que o sistema apresente – fato ainda não avaliado – é possível, inclusive, a não sustentabilidade de alguns destes ambientes nas vizinhanças da estrada.

Outro aspecto importante a somar-se na preservação deste sítio deve considerar também o problema da substituição da vegetação natural por terras cultivadas e a urbanização crescente no entorno do Parque, fatores com grande influência sobre as bacias de drenagem e seus canais constituintes.

CONSIDERAÇÕES SOBRE A FISIOGRAFIA E A GEOMORFOLOGIA

A região, compreendida pelo Parque, está inserida em uma das maiores e mais importantes reservas mundiais de água subterrânea que é o Grupo São Bento, principalmente no que concerne à Formação Botucatu (Aqüífero Guarany). Os derrames basálticos constituem um bom aqüífero fraturado, representados pelas tramas estruturais, configuradas pelos sistemas de fraturas tanto tectônicos como atectônicos. O referido aqüífero tem sido responsável pelo abastecimento de um grande número de comunidades nas circunvizinhanças do PNI, apresentando, de forma relativamente freqüente, a ocorrência de água mineral em poços tubulares, mineralização essa condicionada à presença de calcita, natrolita e escolecita.

O volume extraído é variável em função da existência ou não de extensos alinhamentos. Na região há poços tubulares profundos nos aqüíferos fraturados, com produções superiores a 60 m^3/h. Poços que atingem o aqüífero Botucatu tendem a vazões bem mais altas, podendo chegar a 300 m^3/h.

ASPECTOS GEOTÉCNICOS

Na área do PNI, dois domínios geotécnicos podem ser caracterizados: domínio das efusivas vulcânicas e domínio das coberturas recentes, os quais apresentam respostas ambientais distintas, em função das características litológicas, texturais e estruturais que cada um encerra, bem como aos processos naturais e antrópicos vigentes.

Domínio das efusivas vulcânicas

Este compreende os litotipos vulcânicos basálticos e, de modo restrito, as efusivas ácidas a intermediárias que ocupam praticamente toda a área do Parque originando os solos argilosos e ferralíticos (Figura 4a). A relativa homogeneidade observada para cada derrame basáltico e sua conseqüente isotropia, reflete boas características e comportamento geotécnico satisfatório que, por sua vez, resulta em sítios com baixa fragilidade ambiental. A predominância de basaltos maciços no terço inferior e na parte média dos derrames, capeados por horizontes amigdalo-vesiculares e brechas basálticas no terço superior, podem configurar, entretanto, comportamentos

Figura 3: Visão aérea das Cataratas do Iguaçu, a partir do lado argentino, mostrando a parte sudoeste do Parque Nacional do Iguaçu e a beleza cênica do salto principal, denominado de Garganta do Diabo. (Foto de Zig Koch).
Figure 3: *Aerial view of the Iguaçu Falls, as seen from Argentina side, showing the southwest portion of the Iguaçu National Park and the beautiful scenery of the main fall, named of the Garganta do Diabo (Devil's Throat). (Photo by Zig Koch).*

distintos. Processos de queda de blocos e detritos e perda da estrutura por influência da alta trabalhabilidade de argilas são exemplos comuns nestes horizontes quando expostos às variações de temperatura e umidade. Este contexto contribui para reduzir o grau de fragilidade das áreas com predomínio destes materiais.

Domínio Coberturas Recentes

Este domínio está constituído por subdomínios geotécnicos representados por materiais de natureza aluvionar (Figura 4b), materiais coluvionares e materiais de alteração *in situ* (regolitos e solos residuais). Todo o conjunto configura um pacote de cobertura do substrato vulcânico propriamente dito. Os materiais pertencentes à cobertura aluvionar refletem a dinâmica fluvial na sua gênese. Sua distribuição na área é restrita, sendo mais expressiva nas proximidades da calha do rio Iguaçu, bem como de seus tributários de maior porte a exemplo dos rios Floriano e Gonçalves Dias.

Na dependência do predomínio entre um e outro caráter textural, podem prevalecer diferentes processos geológico-geomorfológicos, e diferentes graus de fragilidade, entretanto, esta, tende a ser elevada. Por exemplo, em determinados níveis de deposição fluvial com predominância da fração arenosa, a ocorrência de fenômenos erosivos é mais intensa. Isto é observado atualmente na foz do rio Macuco.

A cobertura coluvionar engloba os corpos de colúvio propriamente dito, e os depósitos de talus, os quais são mais comuns nas áreas de relevo de colinas onduladas a fortemente onduladas, localmente escarpadas, como aquelas observadas no compartimento geomorfológico 2. Os colúvios apresentam matriz mais fina e fragmentos rochosos menores, que os depósitos de talus. Geneticamente estão vinculados às ações gravitacionais em terrenos onde as declividades são mais acentuadas. Nesses materiais a drenagem interna e a resistência aos esforços são ruins, facilitando a instalação e evolução de processos erosivos e movimentos de massa. Geralmente contribuem para aumentar a fragilidade das áreas onde ocorrem.

Estima-se que a maioria dos corpos acima referenciados, principalmente aqueles localizados na porção nordeste do parque, encontram-se estabilizados segundo ângulos de repouso entre 45º e 60º . Admitindo-se este intervalo como sendo o da estabilidade geral, sob condições naturais e sob a presença da cobertura vegetal atual. A cobertura de regolitos e solos residuais, salvo algumas exceções locais, recobrem as rochas vulcânicas do Parque. As espessuras do capeamento são bastante variáveis, estimando-se que as áreas de relevo mais suave observadas nas porções central e sudoeste do mesmo, apresentem as maiores espessuras, da ordem de uma dezena de metros. Nas regiões norte e nordeste as espessuras apresentam valores menores.

De um modo geral, estes materiais apresentam comportamento geotécnico satisfatório, com boas respostas às solicitações de esforços e aos processos externos, ou seja a incidência de fenômenos erosivos e gravitacionais é menos marcante para este subdomínio.

Figura 4: (a) Caracteres morfológicos dos derrames (escalonados ou *trapp* de lava; **(b)** depósitos de sedimentos nas margens do rio Iguaçu, no PNI, atestando os processos erosivos.

Figure 4: (a) *Morphological features of the waterfalls (step or trapp like lava flows). (b) Sediment deposits in the river margin, in the Iguaçu Park, characteristic of local erosive processes.*

ANÁLISE DA FRAGILIDADE AMBIENTAL SOB CONDICIONANTES DO MEIO FÍSICO

Os dados resultantes do trabalho efetivado para revisão do Plano de Manejo do Parque Nacional do Iguaçu (IBAMA, inédito) permitiram uma avaliação preliminar que deve ser considerada como aproximação quanto ao desempenho ambiental observado. A análise de parâmetros e processos vigentes no meio físico, como por exemplo, tipos de solos, classes texturais, resistência a esforços, declividade, drenagem, aspectos climáticos, existência de feições erosivas(sulcos, ravinas) e gravitacionais (cicatrizes de escorregamento) permitiu a elaboração de uma matriz simplificada de avaliação. O cruzamento destas informações em diferentes sítios do PNI resultou em quantificação para o desempenho ambiental do mesmo, aqui designado Fragilidade Ambiental. As diferentes fragilidades foram distribuídas espacialmente conforme pode se observar no Mapa de Fragilidade Ambiental do PNI (Figura 5).

A partir do mapa verifica-se que nas áreas com relevo mais acidentado, entre os rios Silva Jardim e Floriano, entre este e o rio Gonçalves Dias, até o limite norte do Parque, prevalecem condições que apontam para uma alta fragilidade ambiental, especialmente para processos de escorregamentos e processos erosivos. Esta área foi denominada de *Zona 1*.

A *Zona 2* de fragilidade está situada nas margens do rio Silva Jardim, estendendo-se para sudoeste, até a altura do rio São João. A fragilidade ambiental nestes locais é baixa, função de um relevo menos enérgico, com menor grau de entalhamento.

A *Zona 3* de fragilidade corresponde ao entorno do rio Iguaçu. A mesma apresenta fragilidade muito alta para processos de escorregamentos e erosivos, principalmente nas margens do rio, já que a energia concentrada ao longo da calha do mesmo é bastante expressiva. Avaliação semelhante foi aplicada aos rios Floriano, Gonçalves Dias e Silva Jardim, respectivamente *Zonas 4*, *5* e *6* para os quais a fragilidade ambiental é alta, especialmente para processos de escorregamentos e erosivos.

Nas regiões limítrofes do PNI, denominadas *Zonas 4A* e *7*, a fragilidade ambiental varia de alta a muito alta e a interface com sistemas urbanos e rurais, coloca em risco a qualidade ambiental do Parque.

As áreas mais susceptíveis vinculadas às *Zonas 4A* e *7* relacionam-se à influência antrópica mais acentuada ao longo da estrada das Cataratas, Trilha do Macuco, Estrada do Poço Preto e a própria estrada do Colono. Nestes pontos em particular, os desequílibrios são expressos ora por escorregamentos localizados, ora por fenômenos erosivos e de assoreamento e a fragilidade é particularmente elevada. O limite sudoeste entre o PNI e as demais áreas apresenta alta fragilidade, configurando *Zona 8* na classificação. A análise para este caso é semelhante àquela feita para as *Zonas 4A* e *7*, considerando-se também a interface entre área preservada e áreas de uso diversificado dos solos no entorno do Parque.

Figura 5: Mapa de fragilidades ambientais do Parque Nacional do Iguaçu.

Figure 5: *Environmental fragility map of the Iguaçu National Park.*

CONCLUSÕES

Os terrenos do Parque Nacional do Iguaçu são parte integrante dos extensos derrames vulcânicos que ocupam considerável área na Bacia do Paraná da ordem de 1.200.000 km². No Estado do Paraná esses derrames, pertencentes ao Grupo São Bento (Formação Serra Geral), ocupam aproximadamente 2/3 do território, distribuindo-se em toda sua porção oriental.

Tais derrames foram originadas via atividades vulcânicas não explosivas, através de grandes fraturas. O vulcanismo da Bacia do Paraná é imediatamente anterior à abertura sul-atlantiana, posicionando-se entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior (entre 145 e 120 Ma). Na região do PNI, as rochas vulcânicas geralmente apresentam composição básica, do tipo toleítico. Associadas a estas, ocorrem esporadicamente efusivas ácidas e intermediárias, respectivamente de caráter dacítico e andesítico. As espessuras dos derrames podem chegar na área do parque estão entre 750 e 800 m. Por suas características geológicas e geomorfológicas e, particularmente, pela biodiversidade peculiar que encerra, o PNI comporta uma das últimas e raras reservas naturais do sul do Brasil. As fragilidades ambientais, referidas no texto, aconselham pesquisas mais detalhadas e, certamente, cuidados especiais no que tange a preservação do Parque. Tais cuidados dizem respeito tanto aos aspectos litológicos como aos geológicos, ambos intimamente relacionados e interdependentes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Cordani,U.; Vandoros,P. 1967. Basaltic rocks of the Paraná Basin. *In*: International Symposium on the Gondwana Stratigraphy and Paleontology, 1st; Problems in Brazilian Gondwana Geology, Curitiba,1967. *Proceedings*: 207-231

IBAMA (inédito), Plano de Manejo do Parque Nacional do Iguaçu.

Leinz,V.; Bartorelli,A.; Isotta,C.A.L. 1966. Sobre o Comportamento espacial do *trapp* basáltico da Bacia do Paraná. *Boletim*, 5, **15**(4): 79-91, São Paulo

Maack,R. 1947. Breves notícias sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. I.B.P.T. Curitiba, Arq. *Biol. e Tecn*., vol. II, Art. 7

Maack,R. 1968. *Geografia física do Estado do Paraná*. Liv. José Olympio Editora (2a. Ed), Curitiba, 442p.

Marinon,M.P.C.; Aala,L.; Moreira,M.L.O. 1982. Formação Serra Geral no Sul do Brasil: rochas ácidas e básicas: sua distribuição, Petrografia e litoquímica. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, BA. SBG, *Anais*:403-414.

Piccirillo,E.M.; Melfi,A.J.; Comin-Chiaramonti,P.; Bellieni,G.; Ernesto,M.; Marques,L.S.; Nardy,A.J.R.; Pacca,I.G.; Roisenberg,A.; Stolfo,D. 1988a. Continental flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil). *In*: Macdougall,J.D. (ed.) Continental flood basalts. Kiluwer Acad. Publishers, p. 195-238

Piccirillo,E.M.; Comin-Chiaramonti,P.; Bellieni,G.; et al. 1988b Petrogenetic aspects of continental flood basalt-rhyolite suites from the Paraná Basin (Brazil). *In*: E.M. Piccirillo e A.J. Melfi (coords) The Mesozoic flood vulcanism of the Parana Basin petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo, IAG/USP, p.179-206

Salamuni,R. 1969. Fundamentos geológicos do Paraná: *in* História do Paraná. Ed. Grafipar. Curitiba, v.II, p. 13-128.

Sartori,P.L.P. 1984. As principais ocorrências de rochas vulcânicas ácidas de Formação Serra Geral no Planalto do Paraná. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. SBG, *Anais*:4539-4547.

Schneider,A.W. 1964. Contribuição à Petrologia dos derrames basálticos da Bacia do Paraná. UFRGS-Porto Alegre, Escola de Engenharia, *Publicação Avulsa* n.1, 1964

Schneider,A.W. 1970 O vulcanismo basáltico da Bacia do Paraná: perfil Foz do Iguaçu-Serra da Esperança. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, Brasília-DF, 1970, SBG. *Anais*: 211-217

[1,2] Universidade Federal do Paraná – Dep. de Geologia

[1,2] hidrotec@bbs1.sul.com.br

[2] salamuni@geologia.ufpr.br

[3,4] Geólogos autônomos

Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, GO

Sítio de grande beleza cênica do centro-oeste brasileiro

SIGEP 96

Marcel Auguste Dardenne[1]
José Eloi Guimarães Campos[2]

Os principais sítios geológicos e geomorfológicos preservados no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros e adjacências são aqui apresentados. Entre os sítios de interesse geológico destacam-se os aspectos litológicos, sedimentológicos e estruturais enquanto as feições geomorfológicas mais importantes estão relacionadas aos planaltos, serras e cachoeiras de grande beleza natural. A divulgação destes dados é importante, uma vez que a região apresenta grande potencial para o turismo e a preservação dos sítios está associada ao conhecimento de sua importância, fragilidade ou raridade. Em geral os turistas não têm informação sobre a gênese, importância, ou particularidades dos locais e estruturas visitadas, o que traz riscos a preservação dos sítios naturais da região.

Chapada dos Veadeiros National Park, Sites of great scenic beauty in the Middle-West of Brazil

The present paper intends to show the main geological and geomorphological sites preserved in the Chapada dos Veadeiros National Park and neighborhood. Among the sites of geologic interest the lithologic, sedimentologic and structural aspects are evidenced, while the most important geomorphological features are associated to the highlands, ridges/hills and water falls of great natural beauty. The publication of these data is important because the region shows ample touristic potential, and the sites preservation is associated to the knowledge of their importance, fragility or rarity. In general the tourists do not have any information about the origin, importance or particularity of the places and structures visited, what brings risks to the preservation of the natural sites found in the region

INTRODUÇÃO

O Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros corresponde a uma importante área de preservação ambiental que reúne em seus limites um grande elenco de sítios e monumentos naturais com importância particular do ponto de vista geológico (estratigráfico/ambiental) e geomorfológico. Dentro dos limites do parque e em suas adjacências são conhecidos uma série de pontos ou áreas que, por sua grande beleza natural, devem ser considerados sítios geológicos do Brasil (Figura 1). Apesar de estarem dentro de uma área de preservação ambiental estes sítios ainda estão expostos a riscos de depredação, merecendo portanto iniciativas de proteção e de divulgação de sua importância.

O presente texto representa a síntese do levantamento geológico na escala de 1:100.000 desenvolvido na região do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (PNCV) e adjacências, com o objetivo de gerar dados para subsidiar a elaboração do Plano de Manejo do parque (Dardenne *et al.*, 1998 e Martins, 1999). O mapa geológico foi confeccionado pela integração dos dados de campo com imagens de satélite (1:100.000) e fotografias aéreas (1:60.000).

LOCALIZAÇÃO

O Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros está localizado no segmento nordeste do Estado de Goiás, ocupando uma área de 600 km2 entre as latitudes 13º 51´ e 14º 10´ S e as longitudes 47º 25´e 47º 42´ W (Figura 1). O acesso, a partir de Brasília, se dá através da BR-020 até o cruzamento com GO-118, de onde se toma o rumo norte passando pelas cidades de São Gabriel, São João D´Aliança até alcançar a cidade de Alto Paraíso. O limite do parque está situado a oeste de Alto Paraíso de Goiás, sendo seu extremo leste distribuído ao longo da GO-118 (entre Alto Paraíso e Teresina de Goiás) e seu limite sul correndo ao longo da estrada estadual que liga Alto Paraíso a Colinas do Sul.

Dentre as principais atrações turísticas da região abertas à visitação (parque e adjacências) destacam-se: as cachoeiras de 120 e 80 metros (Figura 1), Salto São Domingos, Salto do Raizama, Cachoeira do Cordovil, Cachoeira das Carioquinhas, as corredeiras denominadas de Pedreira, Carrossel e Vale da Lua, os *Canyons* I e II, além de inúmeras trilhas com paisagens e vistas panorâmicas (Figura 2).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Contexto Geológico Regional

A região do PNCV está inserida na porção norte da Faixa de Dobramentos e Cavalgamentos Brasília na Província Estrutural do Tocantins. Dentro dos l imites do parque predominam, amplamente, metassedimentos de baixo grau atribuídos ao Grupo Araí e rochas de composição granítica, representando o embasamento da região. Imediatamente ao sul do PNCV, em contato discordante, ocorrem as coberturas plataformais relacionadas ao Grupo Paranoá. Dessa forma, no presente item, dedicado à geologia regional, serão descritos o complexo granito-gnáissico de idade arqueano-paleoproterozóica, o Grupo Araí do Paleo-Mesoproterozóico e o Grupo Paranoá do Meso-Neoproterozóico.

O Complexo granito-gnáissico representa o embasamento regional da porção norte da Faixa Brasília, sendo amplamente exposto a partir do extremo norte do PNCV e correspondendo a região geomorfologicamente arrasada ocupada pelo vale do Rio Claro. Este complexo de rochas gnáissicas e graníticas é predominantemente constituído por ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, associados a grandes batólitos de composição granítica, comumente representados por biotita granitos. De modo geral, apresentam foliação marcada por bandamentos máfico-félsicos e faixas de cisalhamento desenvolvendo foliações miloníticas e cataclásticas marcando zonas de domínio rúptil e ductil-rúptil.

A maioria das determinações de idades por meios radiométricos foram obtidas pelo método K/Ar e forneceram idades entre 500 e 2500 Ma (Hasui & Almeida, 1970; Cordani & Hasui, 1975 e Hasui *et al.*, 1975). Entretanto, isócronas Rb/Sr e datações U/Pb em unidades de rochas supracrustais, posicionam este complexo de rochas granitóides no Paleoproterozóico (Pimentel *et al.*, 1991), sendo as idades mais jovens relacionadas a rejuvenescimento durante ciclos orogenéticos posteriores.

Figura 1 – Mapa de Situação do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros e da distribuição das principais atrações e pontos com importantes sítios geológicos. As fotos apresentam as duas maiores cachoeiras do Parque ao longo do rio Preto, com 120 metros (em destaque) e 80 metros (no detalhe).

Figure 1 – *Map showing the location of the Chapada dos Veadeiros National Park and the distribution of the main attractions and important points with geological sites. The photographs present the two main water falls in the park, along the Preto River. The main photo is 120 meters and the smaller is 80 meters high.*

CHAPADA DOS VEADEIROS
ESTADO DE GOIÁS

Figura 2 – a) e **b)** *Canyons* I e II (Rio Preto), região basicamente representada por quartzitos da unidade Q_2. **c)** Vista parcial da cachoeira denominada de "Carioquinhas" (Rio Preto), com cerca de 12 metros de desnível, preservada sobre quartzitos da unidade Q2. **d)** Estratificação cruzada revirada região da Pedreira. Esta região representa um conjunto de corredeiras ao longo do Rio Preto marcado pela presença de blocos de quartzitos silicificados também correlacionados à unidade Q2. **e)** afloramentos no Vale da Lua, o qual corresponde a uma seqüência de corredeiras e estruturas tipo caldeirões presentes ao longo do leito do Ribeirão São Miguel.

Ao longo da faixa de embasamento ocorrem intrusões de extensos batólitos graníticos posicionados na Sub-Província Estanífera do Paranã. Datações U/Pb mostram idades paleo-mesoproterozóicas (em torno de 1770 Ma; Pimentel *et al.*, 1991). Petrograficamente são representados por biotita granitos, quimicamente compatíveis com granitos anorogênicos (granitos tipo A).

O Grupo Araí corresponde a um conjunto de metassedimentos de grau anquimetamórfico a xisto verde baixo, depositados em ambientes plataformais e relacionados com a evolução de um rifte iniciado no Paleo-Mesoproterozóico. Foi inicialmente definido por Barbosa *et al.*, (1969) e Dyer (1970), tendo sido subdivido nas formações Arraias e Traíras. A Formação Arraias representa o conjunto basal psamítico com espessura da ordem de 1000 metros, recobrindo em discordância os granitos e gnaisses do embasamento. A Formação Traíras é constituída por um conjunto predominantemente pelítico com menor proporção de litologias psamíticas e restrita contribuição de rochas carbonáticas no topo, alcançando cerca de 1200 metros de espessura total.

Posteriormente Araújo & Alves (1979) propuseram um refinamento da estratigrafia do Grupo Araí, atribuindo uma espessura de 1140 metros para todo o conjunto e considerando seis subunidades, da base para o topo: unidades 1, 2 e 3 (correspondentes à Formação Arraias) e unidades 4, 5 e 6 (correspondentes à Formação Traíras).

Marini *et al.*, (1984), admitem importantes variações laterais nas espessuras e composição das várias unidades, possivelmente em virtude da distancia das áreas fontes fornecedoras dos sedimentos.

Em termos gerais, o Grupo Araí apresenta uma marcante polaridade estrutural, apresentando condições de deformação mais intensa (dobramentos apertados a isoclinais) na porção mais interna da Faixa Brasília que passam a ondulações em direção ao Cráton do São Francisco na Margem externa da faixa. A estruturação é localmente complicada por importantes lineamentos regionais que sublinham zonas de falhas inversas e extensas falhas transcorrentes que causam a complicação estratigráfica com eliminação ou espessamento de unidades.

A origem da Bacia Araí é relacionada a um rifte intracontinental com direção geral norte-sul, o qual evoluiu a partir da reativação de zonas de fraqueza presentes no substrato granito-gnáissico. As idades radiométricas, obtidas pelo método U/Pb em zircões das rochas vulcânicas da base do Grupo Araí, posicionam o início da evolução do rifte e conseqüente sedimentação Araí no Mesoproterozóico (1770 Ma, Pimentel *et al.*, 1991).

Na região, as paragêneses de filossilicatos indicam um grau metamórfico muito baixo, caracterizando um

Figure 2 - a) *and* ***b)*** *General view of the Canyon I and Canyon II (Preto River), this region is basically presented by quartzite of the Q_2 Unit.* ***c)*** *Partial view of the Carioquinhas Water Fall (Preto River), with 12 meters high it is preserved in the quartzite of the Q_2 Unit.* ***d)*** *Overturned cross-bedding of the Pedreira region. This region represents a sequence of fast stream water associated to several quartzite blocks also correlated to the Q_2 Unit.* ***e)*** *outcrops in the "Vale da Lua" (Moon Valley), which corresponds to a sequence of rapids and stream holes in the São Miguel River.*

anquimetamorfismo para as rochas supracrustais do Grupo Araí.

Sobrepondo o Grupo Araí em discordância erosiva, ocorre a sul da região do PNCV uma seqüência psamo-pelito-carbonática atribuída ao Grupo Paranoá. Essa unidade se estende para sul, ao longo da Serra Geral do Paranã, ocupando áreas nas regiões de Alto Paraíso, São João D'Aliança, São Gabriel e Distrito Federal (Faria, 1995). A estratigrafia do Grupo Paranoá apresenta variações quando comparada as várias localidades de exposição da seqüência. Contudo, Faria (1995) propõe um coluna integrada que pode ser correlacionada regionalmente na porção mais externa da Faixa Brasília. As unidades são denominadas informalmente por letras-código, da base para o topo: **SM**, $\mathbf{R_1}$, $\mathbf{Q_1}$, $\mathbf{R_2}$, $\mathbf{Q_2}$ **S**, **A**, $\mathbf{R_3}$, $\mathbf{Q_3}$, $\mathbf{R_4}$, **PC**. As principais características das unidades que ocorrem a sul do parque, incluindo os sítios geológicos aqui considerados, estão descritas a seguir:

- Unidade **SM** (informalmente denominada de conglomerado São Miguel): representada por um paraconglomerado com seixos de siltitos, quartzo, quartzitos e mármores dispersos em uma matriz síltico-argilo-carbonatada. O aspecto maciço da rocha dificulta, em alguns casos, a observação da forma e composição dos clastos. Esta unidade não é contínua, embora apresente uma grande distribuição regional.
- Unidade $\mathbf{R^1}$: apresenta contato concordante com o conglomerado São Miguel e é constituída por uma sucessão de horizontes margosos, síltico-argilosos com intercalações de quartzitos finos a médios, raramente grossos e geralmente feldspáticos. Gretas de contração e moldes de cubos de sal são freqüentemente observada próximo à base da seqüência. Em direção ao topo, predominam as alternâncias de quartzitos ondulados com metassiltitos argilosos.
- Unidade $\mathbf{Q_1}$: é representada por quartzitos finos a médios, brancos, bem estratificados em bancos de 30 a 40 cm e com raras intercalações de horizontes síltico-argilosos no topo e freqüentes estratos cruzados tabulares.
- Unidade $\mathbf{R_2}$: apresenta passagem abrupta a partir do quartzito anterior, sendo caracterizada por bancos centimétricos de quartzitos finos rosados, intercalados com siltitos e níveis milimétricos de lamitos de coloração esbranquiçada. São comuns as laminações cruzadas truncadas por ondas, marcas onduladas assimétricas, *quick sand*, estruturas de fluidização e gretas de contração.
- Unidade $\mathbf{Q_2}$: composta por camadas decimétricas a métricas de quartzitos amarelo-esbranquiçados de granulação média. Comumente ocorrem leitos conglomeráticos feldspáticos, com grânulos, e seixos subangulosos e angulosos. As estratificações cruzadas tabulares são relativamente comuns.

Os sistemas deposicionais, atribuídos ao Grupo Paranoá, correspondem a condições marinhas epicontinentais, sendo a variação das proporções de materiais psamíticos e pelíticos relacionada a variações da profundidade da lâmina d'água, em função de eventos transgressivos-regressivos.

O metamorfismo atribuído a esta sucessão de metassedimentos é de baixo grau, não sendo responsável sequer pela recristalização de sericita e clorita a partir dos materiais sedimentares. Na maior parte da área de ocorrência do Grupo Paranoá, as estruturas sedimentares são muito bem preservadas. Apenas na região mais ocidental da Faixa Brasília (*e.g.* Niquelândia ou Minaçu), esta unidade apresenta-se metamorfisada no fácies xisto verde baixo, com a presença de clorita metamórfica.

Estratigrafia e Sistemas Deposicionais do PNCV

A estratigrafia do Grupo Araí foi levantada na porção ocidental do parque (Serra do Rio Preto) onde as camadas apresentam-se pouco inclinadas e não afetadas pelos dobramentos decorrentes de movimentos transcorrentes. Esta estratigrafia é representativa do conjunto do PNCV, com exceção do apêndice norte denominado de Serra de Santana, onde uma sucessão distinta foi observada. Em ambos os casos, o Grupo Araí repousa em discordância erosiva sobre os granitóides do embasamento, os quais são localmente muito afetados pelas falhas transcorrentes e normais que provocam milonitização e filonitização das rochas graníticas.

Serra do Rio Preto

A Serra do Rio Preto representa o corpo principal do PNCV, a qual é alinhada WSW-ENE. Este conjunto de quartzitos e metassiltitos pode ser dividido em seis unidades principais.

Quartzito basal: $\boldsymbol{Q_1}$

O quartzito basal Q_1 se sobrepõe em discordância aos granitóides do embasamento. Duas fácies principais Q_{1f} e Q_{1P} foram reconhecidas.

- A fácies Q_{1f} situa-se no extremo oeste da Serra do Rio Preto, aflorando na forma de uma serra estreita e alongada ao sul da Fazenda Gavião. É constituída por quartzitos grossos, metaconglomerados e metaconglomerados líticos e arcoseanos, de origem

Figura 3 - Estratificação cruzada do tipo espinha de peixe. O conjunto superior indica transporte para norte-noroeste, enquanto o inferior mostra fluxo de massa para sul-sudeste.
Figure 3 - *Herringbone cross stratification. The upper set indicates mass transport to north-northwest while the lower set shows transport towards southt-southeast.*

Figura 4 - Vista em planta de diques de areia formados pela expulsão de areia durante a saída de água conata nos estágios iniciais de soterramento.
Figure 4 – *Quick sandy structures developed during water expulsion in the first stages of the basin burying.*

Figura 5 - Conjunto estratos cruzados com alto ângulo no topo e baixo ângulo na base, típicos de dunas eólicas.
Figure 5 – *Crossed stratification set, showing high dip angle in the bottomset and low angle in the foreset laminae.*

fluvial, apresentando canais e estratificações cruzadas de médio porte. A espessura dessa fácies é de cerca de 50 metros.

- A fácies Q_{1P} aparece preferencialmente na base da escarpa da Serra do Rio Preto na forma de quartzitos laminados, bem estratificados, com estratificações cruzadas de ângulo baixo, possivelmente representando um ambiente transicional de praia.

Metarritmito Inferior: ***MS_1***

Os metassiltitos inferiores (**MS_1**) se sobrepõem concordantemente aos quartzitos da base (**Q_1**). Constituem, principalmente na porção ocidental da Serra do Rio Preto, um espesso horizonte de metassiltitos calcíferos de cor cinza esverdeado, ligeiramente ondulado mas em conjunto quase subhorizontais. Possuem várias intercalações de quartzitos, algumas delas relativamente delgadas, outras com espessura significativa podendo atingir 20 metros. Apresentam uma clivagem bem pronunciada mergulhando para sul. Localmente ocorrem pequenos bolsões recristalizados de calcita rosa. Representam uma sedimentação marinha subaquosa por processos suspensivos em ambiente calmo. A sua espessura é muito variável, ganhando sua maior expressão na região das cachoeiras do Rio Preto no extremo oeste do PNCV, onde pode atingir até 100 metros. Lateralmente, na direção NE, o pacote de metassiltitos adelgaça-se, ficando em volta de 30 a 50 metros.

Quartzito Intermediário: ***Q_2***

O quartzito intermediário **Q_2** se sobrepõe concordantemente à unidade dos metassiltitos inferiores. Torna-se a unidade mais representativa e uniformemente distribuída no PNCV ao longo da direção NE-SW. Constitui geralmente a escarpa mais alta na frente norte que limita a baixada do embasamento (Vale do Rio Claro) e a encosta central do PNCV. A unidade é caracterizada por uma espessa seqüência de quartzitos, apresentando granulometria média a grossa e abundantes estratificações cruzadas tabulares, acanaladas, reviradas e do tipo espinha de peixe, que caracterizam um típico ambiente de maré (Figura 3). A espessura do quartzito intermediário (**Q_2**) é notável, podendo atingir mais de 200 metros. Alguns horizontes de metassiltitos lajeados com aspecto maciço ocorrem intercalados neste pacote de quartzitos, com espessura variando de 5 a 30 metros. A grande diversidade morfológica das estruturas sedimentares, com estratificações cruzadas oblíqua tangencial, tabular, acanalada, revirada e do tipo espinha de peixe (*herringbone*), também laminações convolutas, marcas de ondas assimétricas e níveis conglomeráticos finos caracterizam um ambiente dominado por marés, com ação de ondas.

Metassiltito Intermediário: ***MS_2***

A unidade **MS_2** se sobrepõe concordantemente a unidade dos quartzitos intermediários (**Q_2**). São metassiltitos relativamente alterados com aspecto foliado, apresentando manchas amarronzadas que são provavelmente carbonatos alterados. Ela constitui o flanco suave do PNCV, acima do qual destacam-se os morros isolados denominados de Ferro de Engomar, do Chapéu, Conceição e outros. Finas intercalações de quartzitos finos a médios, friáveis, com marcas onduladas e estruturas *hummocky* de pequeno porte e estratificações cruzadas tabulares são presentes. Intercalações de níveis milimétricos a decimétricos de materiais arenosos são observadas. A espessura da unidade deve variar de 50 a 100 metros. As condições de deposição são interpretadas como plataforma externa com grande freqüência de períodos dominados por tempestades.

Quartzito Superior: ***Q_3***

A unidade **Q_3** é representada por um pacote de quartzitos brancos, friáveis, micáceos, com granulometria fina a média, apresentando abundantes estratificações cruzadas tabulares e acanaladas. A sua espessura é da ordem de 125 metros. O quartzito **Q_3** forma a escarpa na parte superior dos morros isolados que se destacam na planície do flanco sul do PNCV. A sedimentação é característica de um ambiente dominado pelas marés.

Metassiltito Superior: ***MS_3***

A unidade **MS_3** se sobrepõe concordantemente ao quartzito (**Q_3**), representando a parte superior do Grupo Araí na região do PNCV, a qual é recoberta em discordância erosiva pelo conglomerado São Miguel, base do Grupo Paranoá, que se estende amplamente ao sul do PNCV. Os metassiltitos **MS_3** possuem um aspecto lajeado e maciço bastante característico. São geralmente de cor cinza a cinza esverdeado, apresentando intercalações carbonosas de coloração preta bastante característica. Esses níveis carbonosos, freqüentemente intercalados a finos horizontes arenosos, mostram grande abundância de

diques de areia (Figura 4) e ocorrência de pirita. Apresentam-se ondulados, mas mergulhando em geral para sul, com mais ou menos 5 a 10º, os metassiltitos mostram ainda uma clivagem bastante proeminente. A sedimentação dos metassiltitos traduz um ambiente calmo e marinho relativamente profundo. Entretanto, as intercalações arenosas exibem ondulações e truncamentos por ondas que traduzem a influência episódica de tempestades neste ambiente. No topo desta unidade de metassiltitos, ocorrem finos horizontes de calcários e dolomitos cinza escuro, mostrando a presença de intraclastos e provavelmente oóides, os quais foram encontrados no leito do Rio São Miguel, imediatamente abaixo do Conglomerado São Miguel, base do Grupo Paranoá. Este conjunto marca eventos regressivos relacionados ao assoreamento da Bacia Araí.

Serra de Santana

No apêndice norte do PNCV denominado de Serra de Santana, a sucessão litoestratigráfica, observada ao longo da trilha que leva ao antigo garimpo de quartzo do "Chiqueirinho", revela-se totalmente distinto e original em relação à registrada na escarpa de Serra do Rio Preto.

Quartzito Eólico: ***Qe***

Sobre o embasamento granito-gnáissico, repousa em discordância uma seqüência de quartzitos finos com estratificações cruzadas de grande porte, caracterizando uma sedimentação eólica para os mesmos (Figura 5). A análise em seções delgadas mostra que localmente este quartzito apresenta bimodalidade textural. A espessura do **Qe** fica entre 50 e 70 metros.

Conglomerado: ***Cg***

Sobrepondo-se aos quartzitos eólicos, ocorre um espesso pacote de conglomerados com seixos essencialmente quartzíticos, mais ou menos arredondados e alongados, de origem eminentemente intraformacional, que podem representar uma deposição de praia afetada por tempestades. A espessura desses conglomerados é da ordem de 20 metros. A sua extensão lateral apresenta caráter descontínuo e embora não totalmente definida, ultrapassa os limites do parque, tendo sido observado na Serra de Cavalcante. Localmente ocorrem conglomerados intraformacionais, clasto suportados, com clastos arredondados a subarredondados, também alongados, constituídos essencialmente por quartzitos,

Figura 6 – a) Coluna estratigráfica do Grupo Araí no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros. O maior número de sítios geológicos encontram-se preservados na Unidade $\mathbf{Q_2}$. **b)** Destaque de duas seções esquemáticas que mostram a distribuição espacial das várias unidades que compõem a geologia do PNCV.
Figure 6 - a) *Integrated stratigraphy of the Chapada dos Veadeiros National Park. The great majority of the sites are preserved in the* $\mathbf{Q_2}$ *Unit.* ***b)*** *Two schematic sections showing the spatial distribution of the main units that constitute the geology of the CVNP.*

Figura 7 - Bloco diagrama mostrando esquematicamente a distribuição regional das diversas fácies sedimentares. Dados de mapeamento desenvolvido ao norte do PNCV confirmam a posição das áreas fontes.
Figure 7 - *Diagram block showing schematically the regional distribution of the main sedimentary facies. Data from geologic mapping in areas located northward confirm the position of the source areas.*

com reduzida matriz arenosa, possivelmente relacionado a fluxos gravitacionais de borda de bacia.

Quartzito Superior: ***Qs***

Aos conglomerados, sucede uma seqüência de quartzitos com estratificações cruzadas e pequenos canais conglomeráticos, que deve corresponder a uma sedimentação em ambiente com influência de maré. A sua espessura deve ficar entre 50 e 100 metros.

A Figura 6 mostra a estratigrafia definida para as principais seções geológicas realizadas, destacando duas seções esquemáticas que mostram a distribuição espacial do conjunto.

Paleogeografia

De modo geral, a paleogeografia na área do PNCV corresponde a evolução de uma bacia tipo rifte intracratônico, onde os sedimentos do Grupo Araí representam inicialmente o produto de sedimentação continental (fase pré- a sin-rifte) e de uma fase final caracterizada por sedimentação marinha (fase pós-rifte). Essa bacia aprofundava em direção a sul e provavelmente a oeste. Duas mega-seqüências foram identificadas, sendo uma basal de características continentais e outra eminentemente marinha (Figura 7). A mega-seqüência marinha apresenta três ciclos transgressivos, mostrando o preenchimento da bacia na forma de seqüências com granodecrescência ascendente, isto é, com predominância de termos arenosos na base e rochas pelíticas no topo de cada ciclo. Os principais aportes de sedimentos detríticos se realizaram de norte para sul, como bem o demonstra a análise preliminar dos dados de paleocorrente obtidos a partir de estratificações cruzadas.

Ao norte, na altura da Serra de Santana, a aparição de fácies eólicas e conglomeráticas pode delinear o limite da bacia marinha na área. Regionalmente, essas mesmas fácies parecem estender-se lateralmente em direção à cidade de Cavalcante, circundando o núcleo do embasamento granito-gnáissico.

As fácies conglomeráticas podem representar fácies de talude na borda da bacia marinha, talvez soerguida por falhas de direção aproximadamente EW, e seus produtos sendo retrabalhados por tempestades ao longo de praias.

As paleocorrentes dentro da bacia indicam intensa influência da ação de marés, com sentidos variados e até diametralmente opostos, os principais pólos se situando entre os azimutes 300/350º e subordinadamente 170º.

Estruturação

A área do PNCV encontra-se numa região relativamente estável do ponto de vista tectônico, onde os sedimentos do Grupo Araí repousam sobre o embasamento granito-gnáissico de provável idade Transamazônica. Entretanto, a região é intensamente afetada por uma intensa tectônica rúptil caracterizada pela presença de grandes falhas transcorrentes e normais

que afetaram a sequência sedimentar do Grupo Araí. Quatro grupos de estruturas principais foram distinguidas:

1. Falhas transcorrentes - são as mais importantes, sendo mais ou menos paralelas a direção das camadas N60E, e afetam indiferentemente tanto o Complexo Granítico como a seqüência sedimentar do Grupo Araí. Provocam intensa milonitização no embasamento e perturbam a litoestratigrafia da sucessão sedimentar. Induzem regionalmente a ocorrência de um fraturamento paralelo a direção principal, localmente caracterizando um padrão *en echelon*. Alguns veios de quartzo de grande porte encontram-se encaixados nessas falhas. A movimentação das falhas transcorrentes é dextral, provocando na porção NE do PNCV a ocorrência de dobras de arrasto cuja direção dos eixos varia de N60-70E a NS (Fonseca & Dardenne, 1995). Ao sul, uma falha transcorrente corre praticamente paralela ao contato entre o Grupo Araí e o Grupo Paranoá.
2. Falhas normais e fraturas - algumas falhas aparentemente normais tem importância regional, apresentando direções variando entre N30-60E e N30W. A direção principal N30E se caracteriza pelo preenchimento por veios de quartzo, os quais foram intensamente explorados pelos antigos garimpeiros da região. Um fraturamento constante é característico da área com atitudes principais dos planos verticalizados orientados N60E e N40-60W. Além das falhas de direção N30E, as fraturas abertas com direção N40-60W, também são importantes condicionantes de enxames de veios de quartzo.
3. Clivagem/xistosidade - em toda a área ocorre uma clivagem muito penetrativa com direção variável, mas com maior frequência com atitude N30E e mergulhos para SE. Essa clivagem é localmente bem evidenciada nos quartzitos, evoluindo para uma verdadeira xistosidade nos metassiltitos calcíferos, indicando a ocorrência de esforços compressivos de NW para SE. Nas litologias pelíticas, a foliação pode ser definida por uma clivagem ardosiana. Localmente, em função de complicações tectônicas vinculadas às grandes falhas, pode ocorrer outro sistema de clivagem espaçada geralmente de baixo ângulo, o qual resulta localmente em uma lineação de intersecção associada a pequenos *kink bands*.
4. Dobramentos - em geral a área do PNCV mostra ondulações suaves, refletindo dobramentos de grande amplitude bem visíveis nos morros isolados que se destacam na baixada ao longo da estrada de acesso a São Jorge.

Na porção NE do PNCV, as dobras NS a N20E bem expostas regionalmente no Grupo Araí são rotacionadas para a direção N60-70E pela falha transcorrente denominada de Sistema Transcorrente Cavalcante-Terezina por Fonseca & Dardenne, 1995. São representadas por dobras holomórficas com plano axial verticalizado, mergulhando ligeiramente para oeste e provocando uma repetição das camadas de quartzitos bem visível em fotografias aéreas e imagens de satélite.

Na porção SW do PNCV, a estruturação dos metassedimentos apresenta-se sob a forma de pacotes com amplas ondulações caracterizando um conjunto em homoclinal cuja envoltória mostra mergulhos de baixo ângulo para sul.

Geomorfologia

Na região do PNCV podem ser discriminados três compartimentos geomorfológicos, cuja evolução é intimamente associada ao substrato rochoso e à estruturação tectônica. Os compartimentos são denominados de Região da Planície do Vale do Rio Claro, Região das Serras e Região dos Planaltos. A Planície do Rio Claro corresponde a vasta área arrasada, com padrão plano a suave ondulado, desenvolvida sobre as rochas gnáissicas do embasamento. O limite entre este compartimento e a Região das Serras é marcado por uma extensa escarpa de direção geral SW-NE, com cerca de 40 km de comprimento, a qual representa o limite norte do parque.

A região das Serras localiza-se na porção meio-norte do parque, incluindo as serras do Rio Preto, de Santana, do Capim Branco e ao sul do parque, incluindo toda a área de relevo movimentado a sul do córrego Cordovil e do Ribeirão São Miguel. Este compartimento geomorfológico está relacionado ao substrato onde quartzitos são os tipos petrográficos predominantes, e onde são observadas as maiores diferenças de cotas. Na porção norte as serras são sustentadas por quartzitos do Grupo Araí, enquanto ao sul as serras estão associadas aos quartzitos basais do Grupo Paranoá, incluindo as unidades $\mathbf{Q_1}$ e $\mathbf{Q_2}$ e os metarritmitos intercalados. A estrada que liga a cidade de Alto Paraíso à Vila de São Jorge está situada ao longo de uma região plana a norte de uma seqüência de serras sustentadas pelos quartzitos da base do Grupo Paranoá.

Os planaltos estão distribuídos pela porção central do parque, sendo caracterizadas por áreas

elevadas com relevo pouco movimentado com morros isolados que realçam na paisagem regional, dentre os quais merecem destaque os morros da Baleia, da Palha Virada, Peito de Moça e do Ferro de Engomar.

As coberturas encontradas são caracterizadas por cambissolos e solos litólicos, sendo os hidromórficos observados na maior parte das nascentes de drenagens. A região das Três Lagoas é uma área de grande beleza natural associada aos solos hidromórficos. A vegetação é caracterizada por cerrado rupestre na maior parte da região, contendo ainda áreas de campos limpos, campos sujos e cerrados *sensu strictu*. Ao longo da rede de drenagem ocorrem matas ciliares e nas áreas de solos hidromórficos ocorre vegetação especialmente adaptada.

A área do PNCV é importante do ponto de vista geomorfológico, uma vez que preserva em seus limites compartimentos geomorfológicos únicos na região Centro-Oeste, cujo estudo de origem e evolução poderá ser útil para entendimento dos processos geodinâmicos regionais. Na região também está presente o ponto mais elevado do Centro-Oeste do Brasil com cota superior a 1.700 metros (região da Serra da Boa Vista, próximo ao limite leste do PNCV).

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Como se trata de uma região de proteção ambiental, a maior parte da área do PNCV e adjacências, bem como os principais pontos de interesse geológico e geomorfológico estão preservados. Contudo existem áreas, principalmente aquelas fora dos domínios do PNCV, que apresentam riscos de degradação relacionados à má gestão da exploração turística da área. Os riscos mais significativos estão a seguir enumerados:

- Acúmulo de lixo das dependências das áreas de visitação;
- Pichação de monumentos naturais (como localmente observado);
- Reativação de processos erosivos em trilhas mal dimensionadas;
- Remoção de vegetação nativa para construção de vias de acesso.

Para otimizar a exploração do PNCV e áreas de visitação em suas adjacências uma série de medidas podem ser tomadas, visando principalmente atribuir ao ecoturismo local um caráter mais cultural, mostrando aos visitantes aspectos genéticos das estruturas observadas, da paisagem, dos ambientes de formação das rochas e demais aspectos do meio físico intervenientes na transformação do espaço. Dentre as medidas pode-se destacar as seguintes:

- Confecção de cartilhas em linguagem simples contendo os aspectos gerais do meio físico;
- Distribuição de placas com referências locais mais importantes como tipo de rochas e ambiente de formação, estrutura sedimentar, tipo de compartimento geomorfológico, etc;
- Limitar o número de visitantes simultâneos em cada ponto de visitação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Araújo,V.A.; Alves,A.C. 1979. Projeto Cana Brava-Porto Real. Relatório Final. DNPM/CPRM. Goiânia 5 Vol.

Barbosa, O., Baptista, M. B.; Dyer, R. C.; Braun, O. P. G.; Cotta, J. C. 1969. Projeto Brasília - Goiás: Geologia e inventário dos recursos minerais. DNPM-PROSPEC. 2 vol.

Cordani,U.G.; Hasui,Y. 1975. Comentário sobre os dados geocronológicos disponíveis para a Folha de Goiás. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, DNPM. Brasília. p. 85-95.

Dardenne, M. A.; Alvarenga, C. J. S.; Martins, F. A. L.; Campos, J. E. G. 1999. *Geologia do Distrito Federal e entorno próximo*. Relatório Final, FAPDF/IG-UnB, 141p.

Dyer,R.C. 1970. Grupo Araí, um grupo de metamorfitos do centro leste de Goiás. *Rev. Esc. Minas*, **28**(2). Ouro Preto.

Faria,A. 1995. *Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança-Alto Paraíso de Goiás*. Universidade de Brasília. Tese de Doutorado, 199p.

Fonseca,M.A.; Dardenne,M.A. 1995. Tectônica transpressional no contexto do núcleo metamórfico externo da Faixa Brasília em seu segmento setentrional. 5º. Simp. Geol. Centro-Oeste. SBG, Núcleos Goiânia e Brasília. p. 84-86.

Hasui,Y.; Almeida,F.F.M. 1970. Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. *Bol SBG* **19**(1):5-26. São Paulo.

Hasui,Y.; Hennies,W.T.; Iwanuch,W. 1975. Idades K-Ar do Pré-Cambriano da região centro norte do Brasil. *Bol. Inst. Geoc., USP*. **6**:77-83. São Paulo.

Marini,O.J.; Fuck,R.A.; Dardenne,M.A.; Danni,J.C.M. 1984. Província Tocantins - Setores Central e Sudoeste, In: Almeida, F.F.M de & Hasui, Y. O Pré-Cambriano do Brasil. p. 251-299.

Martins, F. A. L. 1999. *Análise faciológica e estratigráfica do Paleo-Mesoproterozóico: Seqüência Araí no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, Goiás*. Dissertação de Mestrado, IG-UnB, 137p.

Pimentel,M.M.; Heaman,L.; Fuck,R.A; Marini,O.J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental type acid magmatism in central Brasil. *Precambrian Res*. **52**:321-335.

[1,2] Universidade de Brasília -Instituto de Geociências Departamento de Geoquímica e Recursos Minerais - Caixa Postal 04465 - CEP 70910-970 Brasília DF

[1] dardenne@tba.com.br

[2] eloi@unb.br

Parque Nacional de Sete Cidades, PI

Magnífico monumento natural

SIGEP 25

Jorge Carlos Della Favera[1]

O Parque Nacional de Sete Cidades é um monumento natural magnífico constituído de afloramentos rochosos de estratos do Devoniano na Bacia Sedimentar do Parnaíba. Este parque está localizado na porção nordeste do Estado do Piauí, distante quase 200 km de Teresina, a capital do estado. É alcançado pela rodovia BR-216.

O parque recebeu a sua denominação por apresentar sete diferentes grupamentos de rochas, separados entre si , cada um deles considerado uma "cidade". A topografia ruiniforme imita formas que lembram pessoas, animais e coisas, as quais tomam nomes pertinentes como cabeça de Dom Pedro I, cabeça de índio, camelo, tartaruga, biblioteca etc.

Afora as atrações geológicas, o Parque de Sete Cidades é internacionalmente conhecido por suas inscrições rupestres nas paredes das rochas. Estas inscrições foram datadas pelo método do ^{14}C com uma idade presumível de 6000 anos e foram interpretadas como mostrando diferentes situações, bem como conceitos religiosos.

Sete Cidades encontra-se na porção proximal de um lobo deltaico. Desta maneira, apresenta feições de sedimentação fluvial e deltaica. Areia de grão médio é a moda, mas conglomerado de cascalho e silte são também encontrados. Várias estruturas sedimentares podem ser reconhecidas nos afloramentos. Estratificação cruzada acanalada, estrati sigmoidal, *climbing ripples*, e a estratificação plano-paralela são as principais feições sedimentares. Feições em forma de torre são separadas por paredes verticais abruptas e indicam claramente o trabalho da água de chuva e do vento, controlado por planos de fratura. O parque atualmente é administrado pelo IBAMA, que tema seu cargo as tarefas de conservação, sinalização e guia através do parque. Um hotel com instalações para pesquisas e conferências está aberto aos turistas o ano todo.

Sete Cidades National Park, State of Piauí - Magnificent natural monument

The Sete Cidades Seven Cities National Park is a magnificent natural monument made of outcrops of Devonian strata of the Parnaiba sedimentary basin. This park is located in the northeastern part of the State of Piauí, almost 200 km far from Teresina, the state capital. It is reached through the BR-216 highway.

This park is named after seven different rock outcrops, each one considered a "city". The ruinform topography mimics shapes from persons, animals and things, which take several pertinent names, as Dom Pedro I's head (former Brazilian emperor), indian's head, camel, tortoise, library, etc.

Apart from the geological attractions the Sete Cidades Park is internationally known for its rupestrian inscriptions. These inscriptions were dated through the ^{14}C radiometric method presumably from 6000 years ago and are interpreted to show different situations, like hunting, as well as religious concepts.

Sete Cidades is in the proximal portion of a delta lobe, so it presents features of fluvial and deltaic sedimentation. Medium-sand is the dominant grain-size in the area but gravel conglomerate and silt are also found. Several different sedimentary structures can be recognized in the rock outcrops. Trough cross-bedding, sigmoidal bedding, climbing ripples and plane-parallel stratification, most of them disturbed by water escape structures are the main sedimentary features. The tower-like features are separated by steep vertical

INTRODUÇÃO

Parque Nacional de Sete Cidades, localizado no estado do Piauí (Figura 1), é uma coleção impressionante de monumentos naturais, sobre afloramentos de rochas do Neodevoniano (Fameniano). Os afloramentos podem ser reunidos em sete grupos, formando sete cidades. As cidades estão na extremidade meridional da Serra Negra (Figura 2).

O clima é agradável com temperatura média de 26º e um período de chuvas bem determinado que vai do fim da primavera ao fim do outono e que favorece a preservação das feições sedimentares. A vegetação de cerrado, escassa, ajuda a definição das estruturas internas e das sucessões verticais que permitem a interpretação de ambientes fluviais e deltaicos. Além disso, a topografia ruiniforme, esculpida pela água pluvial e pelo vento nos arenitos, gera feições dômicas ou em forma de torre em desfiladeiros estreitos, que sugerem formas de homens, animais e objetos. Estas formas estimularam a imaginação de diversos autores: Ludwig Schwennhagen, um historiador austríaco, descreveu Sete Cidades como uma antiga cidade fenícia, construída 3000 anos atrás; Erich von Däniken, jornalista suíço, imaginou-a como o resultado da visita de extraterrestres no passado.

Pode-se notar, nas paredes abruptas dos afloramentos, em parte cobertas por uma pátina ferruginosa, inscrições em óxido de ferro, feitas pelo homem primitivo. A idade dessas inscrições ainda é polêmica. Alguns pesquisadores acreditam numa idade de 6000 anos, baseada no método radiométrico de ^{14}C, enquanto outros consideram-nas de apenas 6000 anos de idade. Fortes (1996) interpretou-as como de idade pós-Colombiana, e considerou-as bem novas, feitas provavelmente no século dezenove. As inscrições são interpretadas como ilustrando procedimentos de caça e temas religiosos.

Várias feições encontradas em Sete Cidades são também comuns ao Parque Nacional de Vila Velha, próximo a Ponta Grossa, Paraná. Vila Velha apresenta-se em sua maior parte com sedimentos fluidizados pelo fenômeno de escape d'água. A estrutura sedimentar

Figura 1 – Mapa de localização do Parque Nacional de Sete Cidades e possibilidades de acesso.
Figure 1 – *Location map of the Sete Cidades National Park and the possible ways to reach it.*

Figura 2 – Localização das "cidades" dentro do parque (números dentro de quadrados). Em cinza, afloramentos rochosos. Em círculos: 1) Fonte tépida; 2) Canhão; 3) Jardim suspenso; 4) Arco do Triunfo; 5) Biblioteca; 6) Mirante; 7) Castelo; 8) Lagartos; 9) Inscrições; 10) Archette; 11) Inscrições; 12) Gruta do índio; 13) Gruta do Pagé; 14) Capela; 15) Portal; 16) Inscrições (modified from Fortes, 1996)

Figure 2 – *Location of "cities" in the park (numbers in squares). In gray, rock outcrops. In circles: 1) Warm fountain; 2) Cannons; 3) Suspended garden; 4) Arch of Triumph; 5) Library; 6) Belvedere; 7) Castle; 8) Lizards; 9)Inscriptions; 1)) Archette; 11) Inscriptions; 12) Indian's cave; 13) Witch doctor's cave; 14) Little church; 15) Gate; 16) Inscriptions (modified from Fortes, 1996).*

mais comum é a laminação convoluta. Anéis de Liesegang e erosão alveolar são também freqüentes.

Essas ocorrências parecem ser o resultado da construção deltaica sob condições periglaciais.

Neste parque, encontram-se representantes típicos da fauna e da flora locais. Ele pode ser denominado como um tipo de cerrado, acompanhado de manchas de campos abertos inundáveis e matas ciliares. A fauna parece ser mais rica que a do cerrado típico, como conseqüência da presença de animais da caatinga e da floresta latifoliada. Por exemplo, o veado-mateiro (*Mazama americana*), da floresta latifoliada, a iguana (*Iguana iguana*), forma que se distribui também na Amazônia, e o mocó (*Kerodon rupestris*), roedor típico da caatinga, são também encontrados em Sete Cidades.

Tanto as feições geológicas como as históricas tornam o Parque Nacional de Sete Cidades em um sítio muito interessante para a pesquisa científica.

A fim de proteger a fauna e de recuperar áreas degradadas, uma boa parte do parque (5600 ha) encontra-se provisoriamente fechada. Medeiros (1998) propôs um aumento da área do parque de cerca de 5100 ha na porção leste, a fim de incluir outros monumentos geológicos e de obter uma melhor integração da flora e da fauna.

Para maiores informações sobre a geologia e outras feições do parque, solicita-se aos leitores dirigirem-se ao livro do Geol. Fernando Fortes (Fortes,1996), muito rico em ilustrações e com interpretações geológicas bastante consistentes.

Figura 3 – Mapa de isólitas de arenito da Formação Cabeças, construído a partir de dados de poços de petróleo feitos pela Petrobrás na Bacia do Parnaíba. Note a posição do Parque Nacional ao sul de um lobo deltaico, situado na porção nordeste da bacia (Segundo Della Fávera, 1990)

Figure 3 – *Sand isolith map of the Cabeças Formation built after data from wells drilled for oil by Petrobras in the Parnaiba basin. Please note the position of the Sete Cidades National Park in the southern flank of a deltaic lobe in the northeastern portion of the basin (Della Fávera, 1990).*

LOCALIZAÇÃO

O Parque Nacional de Sete Cidades localiza-se na parte nordeste do estado do Piauí, pertencendo aos municípios de Piracuruca e Piripiri, entre as coordenadas 04º05' e 04º15' de latitude sul e 41º30' e 41º45' de longitude oeste. A área total é de 6.221 hectares.

Ele pode ser alcançado pela rodovia BR-343, ligando Teresina a Parnaíba, e pela BR-222, uma extensão da primeira, ligando Teresina à Fortaleza (Figura 1). A distância de Teresina é de 217 km e de Fortaleza, 422 km. A maneira mais fácil de se ir a Sete Cidade é por avião até Teresina ou Fortaleza e posteriormente por carro, seguindo as rodovias anteriormente mencionadas. Vindo de Teresina, deixa-se a BR-343 e se entra na BR-222, na qual percorre-se 12 km e então se entra no parque após 12 km numa estrada de terra. Vindo de Fortaleza, deixa-se a BR-222 e se alcança o parque pela mesma estrada de terra. A sinalização é boa e o pavimento das rodovias asfaltadas estava razoável à época da visita para se escrever este capítulo, embora ela possa apresentar uma má condição após as pesadas chuvas do verão.

ARCABOUÇO GEOLÓGICO

Geologicamente, o Parque de Sete Cidades está localizado na bacia sedimentar do Parnaíba, uma das maiores bacias intracratônicas brasileiras, com 600.000 km^2 de área. Esta bacia compreende uma pilha sedimentar que pertence majoritariamente ao Paleozóico, começando pelo Siluriano.

As rochas do Devoniano incluem as formações Pimenteira, Itaim e Cabeças. De acordo com o mapa de isólitas de arenito (Figura 3) da Formação Cabeças (Della Fávera, 1990), o parque está situado no flanco sul de uma cunha sedimentar arenosa, que vem de nordeste, no topo de uma seção datada como Neodevoniano (Fameniano). Segundo Caputo (1985), houve um evento glacial, reconhecido por diamictitos e pavimentos estriados, nesta seção e também na superior, pertencente à Formação Longá. Desta maneira, a área do parque é presumivelmente constituída por um tipo de sedimento periglacial.

Figura 4 – Canhão. Primeira Cidade. O "canhão" é fruto de transformações diagenéticas por óxido de ferro. Está encravado em depósitos fluviais, com arenitos conglomeráticos e estratificações cruzadas acanaladas.
Figure 4 – *Cannon. First City. This feature is a product of diagenetic transformations by iron oxide. It is inside fluvial deposits with conglomeratic sandstone and trough cross-bedding.*

Figura 5 – *Climbing ripples* em conjuntos plano-paralelos, que passam lateralmente a lobos sigmoidais. Segunda Cidade.
Figure 5 – *Climbing ripples in plane-parallel sets, which pass laterally to sigmoidal lobes. Second City*

Figura 6 – Dedo de Deus. Terceira Cidade.
Figure 6 – *God's Finger. Third City.*

Figura 7 –Cabeça de Dom Pedro I. A"cabeça" está apoiada no "pescoço" por uma superfície de erosão fluvial. Terceira Cidade.
Figure 7 – *Dom Pedro I'head.. The head is supported by the neck throughout an erosion surface. Third City.*
Figura 8 – Esta gruta é um produto da erosão alveolar. Quarta Cidade.
Figure 8 – *This cave is a product of alveolar erosion. Fourth City.*

Sucessões verticais de fácies na área mostram sedimentos fluviais a deltaicos. A maior parte das sucessões são do tipo granodecrescente ascendente (*fining upwards*), como a que aparece na "biblioteca" (segunda cidade). Neste local, as porções basais são de arenito médio com estratificação cruzada acanalada. Segundo Fortes (1996), os canais correm numa direção que vai de sudeste para noroeste, a qual é a direção dominante de transporte na bacia. Na área dos "canhões" (primeira cidade), conglomerados seixosos, em estrutura acanalada, podem ser vistos na base de uma sucessão granodecrescente ascendente. Outras estruturas incluem a estratificação sigmoidal e *climbing ripples*, bem como silte apresentando laminação paralela.

Uma feição dominante nestas rochas é a de estruturas provocadas pelo escape d'água. Este tipo de deformação afeta principalmente os lobos sigmoidais. Provavelmente, o escape d'água ocorreu em função dos grandes volumes de sedimento depositados em curtos intervalos de tempo, o que é típico de áreas periglaciais, submetidas a inundações catastróficas.

HISTÓRICO

A primeira referência histórica oficial de Sete Cidades é a comunicação feita pelo Conselheiro Tristão de Alencar Araripe ao Instituto Histórico e Geográfico, denominada de "Cidades Petrificadas e Inscrições Litográficas no Brasil", em 9 de dezembro de 1886. A

primeira descrição de Sete Cidades foi feita pela Câmara Municipal de Piracuruca numa comunicação àquele Instituto em 1897.

Em 1928, o historiador austríaco Ludwig Schwennhagen visitou Sete Cidades e descreveu-as como ruínas de uma cidade fenícia, fundada há 3 mil anos atrás. Nos anos 60, Erich von Däniken, no seu famoso livro "Eram os Deuses Astronautas?" descreveu Sete Cidades como uma evidência da presença da inteligência extraterrestre na Terra. Posteriormente, em 1974, o francês Jacques de Mahieu, considerou Sete Cidades como um estabelecimento fundado por vikings.

O pesquisador piauiense Reinaldo Coutinho (Coutinho, 1997) analisa a história da descoberta de Sete Cidades, bem como trata das diversas teorias sobre o significado das cidades de Pedra e suas inscrições.

O parque foi oficialmente criado pelo Decreto Federal nº 50.744 em oito de junho de 1961.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Sete Cidades foi dividida em sete diferentes associações de afloramentos, denominadas de cidades (Figura 2).

Primeira Cidade

A primeira cidade é caracterizada por feições diagenéticas conhecidas como "canhões" (Figura 4), que são estruturas tubulares de arenitos ferrificados. Este produto diagenético é também conhecido como "rolos" ou anéis de Liesegang e consistem da migração do tipo cromatográfica de géis de hidroxido de ferro num meio permeável e anisotrópico, normalmente em arenitos fluidizados.

Os canhões estão dentro de depósitos fluviais caracterizados por um truncamento basal e por conglomerados com estratificação cruzada acanalada numa sucessão vertical granodecrescente ascendente. A erosão acentua estas formas, que se destacam da rocha encaixante sob a forma de canhões.

Segunda Cidade

Esta cidade é caracterizada por feições bastante interessantes. A primeira feição, que revela erosão alveolar, é chamada de "Arco do Triunfo". A erosão alveolar é produzida por escultura de arenito homogêneo, dando origem a feições semelhantes à vulva, que passam posteriormente a arcos.

A partir do "Arco do Triunfo", podem ser vistas inscrições pintadas em cor vermelha, bastante vívida, numa mistura de óxido de ferro, óleo vegetal ou sangue animal. Sugerem impressões de mãos e foram pintadas provavelmente por índios da tribo Tabajara. De acordo com a datação radiométrica por ^{14}C, teriam 6.000 anos de idade.

A "biblioteca" (vide Figura 9) é uma outra feição interessante. É constituída por uma superfície de erosão

Figura 9 – Biblioteca. Segunda Cidade. Vista de um contato basal truncante de um depósito fluvial sobre sedimentos mais finos que apresentam estratificação plano-paralela.

Figure 9 – *Library. Second City. Truncated basal contact between a fluvial deposited over finer sediments with plane-parallel stratification.*

Figura 10 – Casco de tartaruga. Sexta Cidade. Esta forma notabiliza-se pelas feições poligonais, cobertas por liquens.

Figure 10 – *Tortoise shell.Sixth City. This form is famous by its polygonal features, covered by lichens.*

Figura 11 – Inscrição na Quinta Cidade:O índio segue a trilha, persegue o animal, mata-o e oferece-o ao deus-sol

Figure 11 – *Inscription in the Fifth City:the indian follows the trail, chases the animal, kill it and offer it to the god sun*

na base de um depósito de canal, formado por arenito médio com estratificação cruzada, a qual trunca arenitos finos e siltitos com estratificação plano-paralela. Esta estratificação plano-paralela lembra uma pilha de livros numa biblioteca. Vista do mirante, a estratificação plano-paralela é na realidade a porção distal de conjuntos de camadas com *climbing ripples* (Figura 5), que por sua vez constituem a frente de lobos sigmoidais (Della Fávera, 1984).

Terceira Cidade

Nesta cidade, várias feições ruiniformes podem ser vistas, como o Dedo de Deus (Figura 6), a Cabeça de Dom Pedro I e a Cabeça de Índio. A cabeça de Dom Pedro I (Figura 7) é novamente um contato erosional de uma feição do tipo fluvial, com areia média, com sedimentos mais finos.

Quarta Cidade

As feições características desta cidade são o "Archette"(Figura 8), onde sedimentos deformados pela ação de escape d'água e o "mapa do Brasil", figura desenvolvida sobre uma erosão alveolar que lembra o contorno do território brasileiro, podem ser vistos. Estas duas feições são o resultado da erosão alveolar que gera cavernas e arcos. A estratificação convoluta e acamamento fortemente distorcido são muito comuns nesta localidade.

Quinta Cidade

Esta cidade é famosa por suas inscrições. Um desenho que é interpretado como definindo o ritual da caça e o destino final do homem tem servido como ícone para representar o Parque Nacional de Sete Cidades bem como seus municípios vizinhos. A interpretação mais corrente deste monumento é a seguinte: "o índio segue o caminho, persegue o animal, mata-o e oferece-o ao deus-sol" (vide Figura 11).

Sexta Cidade

A tartaruga (Figura 10) e o elefante são as feições mais conhecidas desta cidade. Ambas são formas cobertas por polígonos, em sua maioria pentagonais, que normalmente intrigam o geólogo tanto pela sua origem como pelo seu processo de formação.

Alguns geólogos acreditam que estes polígonos são uma herança de condições glaciais à época de deposição da areia. Fortes (1996) considera-as como fendas de contração, onde a água de chuva escavava polígonos escalonados. Na realidade, os polígonos são feições comuns em Sete Cidades e em outra localidade ruiniforme, os Alpes de Buriti, próximo a cidade de Picos, na porção centro leste da Bacia do Parnaíba.

Sétima Cidade

Nesta cidade, a erosão alveolar e feições poligonais, já referidas, são as principais atrações. A Gruta do Índio é um bom exemplo da erosão alveolar, coberta por polígonos.

Os principais objetivos de controle da área são (Medeiros, 1998)

- *manter a área dominada pela vegetação de cerrado, com elementos de caatinga e floresta multifoliada, a sua diversidade ecológica, suas potencialidades e recursos genéticos;*
- *manter a comunidade biótica representativa que originalmente ocorria nesta área;*
- *preservar os monumentos geológicos e as belezas cênicas;*
- *manter a produção hídrica;*
- *preservar as pinturas rupestres e outros objetos de herança histórico-cultural;*
- *proporcionar educação visando o respeito público ao meio ambiente;*
- *possibilitar e fomentar a pesquisa científica e estudos gerais que sejam compatíveis com os objetivos do Parque; e*
- *proporcionar serviços recreativos compatíveis com os demais objetivos do Parque.*

Como tudo o que existe no Parque pertence à comunidade, os visitantes não podem jogar lixos nas trilhas, estradas, mirantes e lugares de piquenique; estão proibidos de poluir e estragar solos e riachos; de arrancar plantas ou quebrar seus galhos; de fazer fogueiras ou acender velas para cultos religiosos fora dos lugares apropriados; de caçar ou perseguir os animais do parque; de fazer barulho excessivo, seja aos gritos ou ligar rádios e similares com volume alto; e de quebrar ou arrancar placas de sinalização.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece ao Geol. Hernani F. A. Chaves, Faculdade de Geologia, UERJ, que o acompanhou numa excursão fotográfica ao parque, em janeiro de 1999, o que propiciou interessantes discussões sobre a geologia e inscrições.

Meus agradecimentos são extensivos à Dra. Eugênia Medeiros, IBAMA, Teresina, que gentilmente providenciou documentos e regulamentos do IBAMA sobre o parque.

Agradeço também a Marcos Aurélio Furtado Coelho, ligado ao IBAMA, Sete Cidades, que nos guiou competentemente através do parque, em janeiro de 1999.

À pesquisadora Janaína Santos, da UFSC, agradeço pela lembrança de que as idades ^{14}C referidas para as Sete Cidades não estão corretas, já que aparentemente foram transferidos dados de outras localidades para esta.

Ao Geól. Marco André Malmann Medeiros e a Engª. Romana Begossi agradeço respectivamente pelo auxílio no preparo das ilustrações e pela correção de textos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Caputo,M.V. 1985. Late Evonian Glaciation in South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **51**:291-297, 1985.

Coutinho,R. 1997. Enigmas de Sete Cidades. Ideal, Piripiri, 78 p.

Della Fávera, J.C. 1984. Eventos de Sedimentação Episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. *In*: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia,33,Rio de Janeiro,1984, SBG. *Anais*:489-498, .

Della Fávera,J.C. 1990. *Tempestitos da Bacia do Parnaíba. Um ensaio holístico.* UFRGS, Porto Alegre. Tese de Doutoramento, 243 p..

Fortes,F. 1996. *Geologia de Sete Cidades*. *Fundação Cultural Monsenhor Chaves, Teresina*, 142 p.

IBAMA. 1979. Nac– Plano de Manejo – Parque Nacional de Sete Cidades. Brasília, 61 p.

Medeiros,E.S. 1998. *Projeto de sinalização do Parque Nacional de Sete Cidades*. IBAMA, Teresina, 43 p.

Schwennhagen,L. 1928. *História Antiga do Brasil – de 1100 AC a 1500 DC.* – Teresina , Imprensa Oficial.

[1] Universidade do Estado do Rio de Janeiro - Faculdade de Geologia, Rua São Francisco Xavier, 524, 4° Andar, Ala "A" 20559-900
Rio de Janeiro – Rio de Janeiro

favera@uerj.br

Abrolhos, BA

O complexo recifal mais extenso do Atlântico Sul

SIGEP 90

Zelinda Margarida de Andrade Nery Leão[1]

Os recifes de Abrolhos, no sul da Bahia, são os maiores e os mais ricos recifes de corais do Brasil, e são significantemente diferentes dos modelos recifais descritos na literatura. Essas diferenças dizem respeito à morfologia das estruturas recifais, ao tipo de sedimento do fundo, e aos seus principais organismos construtores. Os recifes distribuem-se em dois arcos ocupando uma área de aproximadamente 6.000 km^2. A estrutura básica é o chapeirão, pináculo coralino com forma de cogumelo, com 5 a 25 m de altura e 5 a 50 m de diâmetro. No arco costeiro, os topos de chapeirões adjacentes coalescem lateralmente formando bancos recifais com extensão de 1 até 20 km e formas variadas. Estes bancos recifais não apresentam as zonas morfológicas descritas para os recifes do oceano Atlântico Norte. Nas suas bordas crescem crostas algais semelhantes aquelas descritas nos recifes do oceano Pacífico. O arco externo abrange recifes em franja bordejando as ilhas vulcânicas do arquipélago de Abrolhos e chapeirões isolados. Corais, mileporas e algas coralinas são os principais organismos construtores dos recifes. O número de espécies de corais é quatro vezes menor que o número de espécies descritas para os recifes do Atlântico Norte, e muitas delas são espécies endêmicas, arcaicas, isoladas de uma fauna de idade Terciária a qual tornou-se resistente ao estresse provocado pela turbidez periódica das águas brasileiras. Em contraste com a predominância de sedimentação carbonática na maioria dos recifes dos mares tropicais, os recifes costeiros de Abrolhos estão circundados por sedimentos lamosos com 40 a 70% de areias quartzosas e minerais de argilas.

Abrolhos, State of Bahia – The largest reef complex of South Atlantic Ocean

The Abrolhos reefs, off the coast of southern Bahia, are the largest and the richest coral reefs of Brazil, and they are significantly different from the well-studied coral reef models. These differences are in the reef morphology, surrounding sediments and reef-building organisms. The reefs form two arcs that occupy a total area of approximately 6,000 km^2. The basic element of most reefs is the "chapeirão", a mushroom-shaped pinnacle, 5 to 25 m high and 5 to 50 m in diameter. In the Coastal Arc, the top of adjacent "chapeirões" coalesces to form bank reefs, 1 to 20 km long, with varied shapes. These bank reefs do not display the well-marked zones of the North Atlantic reefs. Well-developed algal rims developed on the windward edges of the reefs, like those in the Pacific reefs. The Outer Arc has fringing reefs surrounding volcanic islands and "chapeirões" that do not coalesce. Corals, millepores and coralline algae are the major framebuilders of the reefs. The number of coral species is four times less than that of the North Atlantic reefs and they are dominantly archaic, endemic species that are the combined result of isolation of a late Tertiary community and the stress of periodically high turbidity of the Brazilian waters. In contrast with the predominance of carbonate sediments surrounding most reefs in other tropical seas, the coastal reefs of Abrolhos are surrounded by muddy sediments, which contain 40% to 70% quartz sand and clay minerals.

INTRODUÇÃO

O complexo recifal de Abrolhos abrange a mais extensa área de recifes de coral do Brasil e do todo o oceano Atlântico Sul, o qual possui menos de um por cento dos ecossistemas recifais do planeta Terra. Assim, além de serem raros no Mundo e os mais exuberantes do Brasil, os recifes de Abrolhos apresentam uma incontestável importância científica. Por apresentarem características distintivas com respeito à sua forma de crescimento e morfologia, à fauna coralina construtora e ao cenário deposicional, eles diferem em alguns aspectos dos sistemas recifais do Caribe. Mas, é claro que os recifes de Abrolhos têm algumas semelhanças com os recifes do Atlântico Norte, e é essa dualidade que oferece uma visão importante não só para entender as variações existentes entre os recifes atlânticos como, também, para compará-los com os exemplos do Pacífico. Os recifes de Abrolhos crescem à partir de uma estrutura característica com a forma de cogumelo chamada de "chapeirão", o qual é construído por uma fauna coralina rica em espécies endêmicas que florescem em um ambiente lamoso considerado inóspito.

As características dos depósitos sedimentares da área de Abrolhos, um exemplo de associação de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos, a presença de uma interação dinâmica que permite a coexistência de um sistema recifal com uma sedimentação terrígena ativa, e o fato do primeiro Parque Nacional Marinho do Brasil (Figura 1) oferecer abrigo a uma comunidade de seres marinhos únicos, leva-nos a designar Abrolhos como um **Sítio Geobiológico**.

Os primeiros relatos científicos sobre os recifes de coral de Abrolhos datam do século dezenove e resultaram das visitas, ao Brasil, dos pioneiros naturalistas. Dentre essas visitas destaca-se a de Charles Darwin aos recifes que circundam as ilhas do Arquipélago de Abrolhos. Entretanto, foi a Expedição Thayer, liderada por Louis Agassiz, que levou à produção do trabalho de Charles F. Hartt, "Geology and Physical Geography of Brazil", o qual contem a primeira descrição detalhada de zoneamento de corais nos recifes de Abrolhos (Hartt, 1870).

Os corais coletados durante as expedições de Hartt ao recifes brasileiros foram descritos e classificados por Verrill (1868). Na década de sessenta o biólogo francês Jacques L. Laborel publicou diversos trabalhos sobre a biologia dos corais brasileiros e produziu uma lista dos principais organismos recifais encontrados ao longo de toda a costa, inclusive nos recifes de Abrolhos (Laborel, 1969a, 1969b). Nessa última década um número crescente de cientistas vêm se dedicando a pesquisas mais detalhadas sobre os recifes brasileiros, particularmente mapeando as áreas de recifes e produzindo dados sobre diversos aspectos das comunidades recifais. Alguns trabalhos

Figura 1 – Vista aérea do Arquipélago de Abrolhos ilustrando as cinco ilhas com seus recifes franjantes. No topo a esquerda, a ilha Santa Bárbara com a pequena Guarita a oeste. Na base da foto as ilhas Redonda a esquerda, e Siriba a direita. No topo a direita a ilha Sueste (foto cortesia de Marcelo Skaf).

Figure 1 *– Aerial view of the Abrolhos Archipelago illustrating the five islands with finging reefs. At the left top the Santa Barbara Island with the small Guarita to the west. At the bottom the Redonda (left) and the Siriba (right) islands. The right top illustrates the Sueste island (photo courtezy of Marcelo Skaf)*

Figura 2 – Mapa de localização dos recifes de corais de Abrolhos.

Figure 2 *– Location Map of Abrolhos coral reefs*

Figura 3 – Desenho esquemático ilustrativo da forma de crescimento cogumelar dos chapeirões. A esquerda perfil de um chapeirão isolado, a direita chapeirões coalescidos (ilustração cortesia de Viviane Testa).

Figure 3 *– Sketches of the mushroom-like growth forms of the "chapeirões". Left a cross section of an isolated "chapeirão" and to the right coalescent "chapeirões" (illustration courtezy of Viviane Testa).*

Figura 4 – Vista aérea de um banco recifal do arco costeiro de Abrolhos, circundado por águas turvas após temporal.
Figure 4 *– Aerial view of a bank reef from the coastal arc of Abrolhos, surrounded by turbid waters after a storm.*

Figura 5 – Colônias do coral endêmico *Mussismilia braziliensis*, principal construtor dos recifes de Abrolhos (foto cortesia de Carlos Secchin).
Figure 5 *– Colonies of the endemic coral* Mussismilia braziliensis, *the major reefbuilding coral of the Abrolhos reefs (photo courtezy of Carlos Secchin).*

descrevem as características geológicas dos recifes e entre eles salientam-se os trabalhos produzidos por Leão (1982), Leão & Ginsburg (1997) e Leão *et al.* (1988). Contemporaneamente, vários grupos taxonômicos específicos do ecossistema de Abrolhos foram descritos, particularmente a fauna de corais e hidrocorais (Amaral, 1994; Belém *et al*, 1982; Castro, 1994; Pitombo *et al*., 1988), de octocorais (Castro, 1989, 1990a, 1990b), de peixes recifais (Nunam, 1979; Telles, 1998), e de moluscos (Petuch, 1979; Rios & Barcellos, 1980), assim como a sua flora marinha (Amado Filho *et al*., 1997; Coutinho *et al*., 1993; Figueiredo, 1997).

LOCALIZAÇÃO

O complexo recifal de Abrolhos abrange recifes de corais, ilhas vulcânicas, bancos rasos e canais, ocupando uma área de aproximadamente 6.000 km^2 na parte norte do banco de Abrolhos (entre as coordenadas de 17°20' -18°10'S e 38°35'-39°20'W) (Figura 2). O banco de Abrolhos é um alargamento da plataforma continental leste brasileira, a qual é irregular e de um modo geral bastante estreita (largura média 50km). Costa afora, na altura da cidade de Caravelas, ela apresenta uma largura excepcional de cerca de 200 km.

Onde estão localizados os recifes a plataforma continental é bastante rasa. As profundidades são inferiores a 30 m e na sua borda elas não excedem os 70 m. O ângulo de inclinação do talude é da ordem de 00° 08'. As profundidades entre os recifes do arco costeiro e a costa são inferiores a 15 m. Um canal com profundidades entre 20 e 30 m (canal de Abrolhos) separa os recifes do arco costeiro dos recifes do arquipélago e do arco externo. Bancos arenosos e pináculos coralinos isolados circundam os recifes e as ilhas. Nas proximidades da foz dos rios ocorrem bancos rasos e barras arenosas (Figura 2).

AMBIENTE FÍSICO

Clima e oceanografia

O clima na costa leste do Brasil é úmido com uma média de temperatura que varia entre 24°C no inverno e 27°C no verão. Julho é o mês mais frio do ano e março é o mais quente. A média anual de precipitação na região costeira em frente a área de Abrolhos é de 1750 mm. Março, abril e maio são os meses mais chuvosos, concentrando 35% de toda a precipitação anual (612mm) (Nimer, 1989).

O sítio Abrolhos está localizado na parte sul da área dos ventos alísios. Este sistema de ventos tem duas direções principais: nordeste e leste durante a primavera e o verão (outubro a março) e sudeste durante o outono e o inverno (abril a setembro). Isso ocorre devido a migração, para norte, da célula anticiclone do Atlântico Sul no verão, e para sul no inverno (Nimer, 1989). Durante o inverno o avanço para norte de frentes frias polares dá força aos ventos de sudeste, adicionando uma componente sul-sudoeste na circulação atmosférica.

A média mensal da temperatura na superfície da água varia entre 24,5^{o}C em agosto e 27,5^{o}C em março (US Navy, 1978). Uma análise das anomalias mensais da temperatura na superfície da água durante os anos de 1980 a 1984, feita por Servain et al., (1987), mostrou que durante o forte evento El Niño de 1982-1983, as anomalias de temperatura foram de 1,5 ^{o}C. Os dados apresentados por Dr. Alan Strong do "National Oceanic & Administration, National Environmental Satellite Data and Information Service (NOAA/NESDIS), para os anos de 1997 e 1998, disponíveis no portal eletrônico http://psbsgi1.nesdis.noaa.gov:8080/PSB/EPSSST/climo&hot.htm, mostram que durante o evento El Niño de 1998 as anomalias de temperatura registradas na área de Abrolhos foram de 1° positivo.

Existem duas seqüências de ondas na área, as quais coincidem com o regime dos ventos. As ondas que ocorrem durante a primavera/verão (outubro a fevereiro) são dirigidas pelos ventos de nordeste/leste, e chegam a alcançar alturas de 1 m e períodos de 5 s (US Navy, 1978). Esta seqüência de ondas provoca um transporte de sedimento por deriva litorânea com sentido para sul na parte norte da Ponta da Baleia (ver Figura 2). Na seqüência de outono/inverno (março a setembro) dominam as ondas provenientes dos quadrantes de sudeste e su-sudoeste, com alturas significativas de 1,5 m e períodos de 6,5 s (US Navy, 1978). Essas ondas produzem um transporte de sedimento por deriva litorânea com sentido para norte, na parte sul da ponta da Baleia.

As marés são semi-diurnais com altura máxima de 2,3 m durante sigízia e mínima de 0,5 m durante quadratura. As correntes de marés dirigem-se de sul para norte com um intervalo de 1 hora e 45 minutos a partir de Mucurí (30 km ao sul da cidade de Nova Viçosa) para as ilhas de Abrolhos e Cumuruxatiba (30 km ao norte da cidade de Prado).

A corrente do Brasil no banco de Abrolhos, tem uma direção geral norte-sul. Durante um curto experimento realizado por Meyerhöfer & Marone (1996), evidenciou-se a importância das correntes de marés superimpostas ao fluxo da corrente do Brasil. No canal de Abrolhos a média das velocidades durante o experimento foi de 19 cm/s na superfície e de 13,1 cm/s no fundo, fluindo ao longo do canal (su-sudoeste). Transversalmente ao canal esses

componentes apresentaram magnitude similares. Por outro lado a estação do canal de Caravelas (entre a costa e o arco costeiro) mostrou que a velocidade da componente ao longo do canal é muito mais importante (55 cm/s) que aquela transversal (10 cm/s), sugerindo, portanto, que as trocas entre os dois arcos de recifes são muito mais significativas que entre a costa e os recifes.

Morfologia da costa

A parte norte da costa adjacente aos recifes é cortada por uma seqüência de falésias vivas que alternam com encostas verdosas e manchas de areias ou ambientes pantanosos. O rio Jucuruçu (Figura 2), usado como limite norte da área descrita, alcança a costa fluindo para sul atrás de antigas linhas de praia. O sedimento na desembocadura desse rio é uma mistura de areias mal selecionadas compostas de grãos de quartzo e fragmentos de conchas de molusco de vários ambientes: marinho, salobro e comunidades associadas ao ambiente de manguezal. Da foz desse rio até a ponta da Baleia (parte central da área) a costa compõe-se de uma longa praia arenosa, cortada apenas pelo rio Itanhem, o qual recurva-se subitamente para sul, fluindo por cerca de alguns quilômetros quase paralelo à linha da costa. A ponta da Baleia é o resultado de uma acresção à costa, muito provavelmente produzida pela confluência das correntes de deriva litorânea com os complicados padrões hidrográficos da área, resultantes da presença dos recifes muito próximos da costa. Extensos bancos arenosos são visíveis até mesmo durante as marés altas em frente a ponta da Baleia (Figura 2). Para sul, na área entre os rios Caravelas e Peruípe, canais de marés se estendem mais ou menos paralelos à costa numa extensa área de pântanos e manguezais. A água costeira é rasa, calma e bastante túrbida. Os recifes mais próximos da costa concorrem para a dispersão da energia das ondas oceânicas.

As fácies sedimentares da plataforma

A superfície da plataforma interna do banco de Abrolhos é plana e suave. Canais estreitos e bancos arenosos ocorrem nas plataformas média e externa. Os canais formaram-se durante a última regressão pleistocênica, quando o banco de Abrolhos ficou subaereamente exposto e sua superfície foi cortada por um sistema fluvial que desaguou na chamada depressão de Abrolhos (parte sul do banco) e depositou sedimentos de origem terrígena. Durante a transgressão que sucedeu, essa sedimentação terrígena foi substituída por depósitos carbonáticos de origem marinha (Vicalvi et al., 1978). Os sedimentos carbonáticos estão concentrados nas plataformas média e externa e nas áreas que circundam os recifes. Algas coralinas incrustantes dominam. Sedimentos grossos ricos em fragmentos de briozoários são abundantes na parte sul do banco. Fragmentos de moluscos e testas de foraminíferos estão presentes nas áreas lamosas e restos de corais são encontrados nas zonas mais próximas da costa. Os sedimentos siliciclásticos estão confinados à plataforma interna (Leão, 1982).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Os recifes

Forma de crescimento

Os recifes de corais de Abrolhos crescem como colunas podendo atingir o nível do mar. Esses pináculos coralinos têm formas bastante irregulares e seus topos expandem-se como cogumelos. Hartt (1870) foi quem primeiro descreveu estas estruturas coralinas denominando-as de “chapeirões”. Existem chapeirões com diferentes alturas e dimensões laterais (altura < 1 a >25 m, diâmetros <1 a >50 m) e nas mais diversas fases de crescimento. Em plano esses chapeirões apresentam-se grosseiramente circulares ou mais ou menos alongados. Em três dimensões assemelham-se à cogumelos com o topo mais pronunciado no lado dos ventos dominantes (Figura 3). Pequenos pináculos, com apenas 1 m de altura e 1 a 2 m de diâmetro no topo, podem já apresentar a forma cogumelar desde sua fase inicial de crescimento, assim como uma simples colônia do coral *Mussismilia braziliensis* com diâmetro de cerca de 20 cm já pode apresentar a forma de um pequeno cogumelo. Nos chapeirões maduros, os quais podem alcançar alturas de até 25 m com uma área na superfície de cerca de 50 m, o aumento do diâmetro do seu topo é acentuado quando estas estruturas alcançam o nível do mar. Esta forma de crescimento cogumelar dos recifes de Abrolhos não é uma característica comumente encontrada nos recifes de corais de outros mares tropicais.

Principais tipos de recifes

Os recifes de Abrolhos estão distribuídos em dois arcos aproximadamente paralelos à linha da costa. O arco costeiro está localizado cerca de 10 a 20 km da costa e é formado por um complexo de bancos recifais e pináculos coralinos isolados de dimensões variadas. O arco externo, que bordeja o lado leste das ilhas de Abrolhos, está localizado cerca de 70 km da costa, e é formado por pináculos coralinos gigantes em águas com profundidades superiores a 25 m (ver Figura 2).

ARCO COSTEIRO

Quando os chapeirões estão muito próximos uns dos outros, pináculos adjacentes fundem-se pelos seus topos, formando estruturas compostas chamadas de bancos recifais. Os bancos menores resultam da fusão de apenas alguns poucos chapeirões, enquanto que as estruturas maiores, como por exemplo o recife da Pedra Grande do Parcel das Paredes (ver Figura 2), o qual tem 17 km de extensão, formaram-se em decorrência da coalescência de numerosos chapeirões e o preenchimento dos espaços vazios dos seus topos por sedimento de origem biogênica, produzido no próprio recife. Nas partes inferiores desses recifes, canais estreitos persistem onde não houve coalescência lateral das estruturas. Estes recifes não formam as estruturas clássicas conhecidas como recifes em barreira, eles são bancos isolados, rasos e com formas e dimensões variadas (Figura 4).

OS RECIFES EM FRANJAS DAS ILHAS DE ABROLHOS

Eles não são estruturas recifais bem desenvolvidas, constituem-se apenas de uma construção superficial de organismos recifais sobre um substrato estável (vulcânico ou sedimentar) (ver Figura 1). Formaram-se a partir do crescimento de corais, algas coralinas e vários outros organismos encrustantes, e têm suas cavidades internas preenchidas por sedimento consolidado pela precipitação de cimento marinho carbonático. Observa-se um topo recifal plano que se estende cerca de 50 a 60 m da costa, com uma altura que não excede de 5 m a partir do fundo marinho até o nível da maré baixa. A maior parte da encosta das ilhas está coberta pelos mesmos organismos encrustantes encontrados nos recifes, porém a construção carbonática não excede de alguns centímetros.

ARCO EXERTNO

Cerca de 5 km a leste do arquipélago de Abrolhos, pináculos coralinos gigantes são abundantes, constituindo o Parcel dos Abrolhos que se estende por cerca de 15 km na direção norte-sul e 5 km na direção leste-oeste (ver Figura 2). Esses recifes são formados por chapeirões isolados em águas com profundidades superiores a 25 m. Eles não coalescem lateralmente formando os bancos recifais como ocorre no arco costeiro. A distribuição vertical dos corais nas paredes laterais desses chapeirões está caracterizada pela presença das espécies fotófilas (aquelas que necessitam de maior luminosidade) nas partes mais altas das colunas recifais e das espécies ciáfilas (as que vivem em ambientes sombreados) nas suas porções inferiores, com uma maior intensidade sob o topo dos chapeirões.

Morfologia dos recifes

Três zonas recifais são distinguidas nos recifes de Abrolhos: o topo, a borda e a parede recifal, todas com características bastantes distintas dos recifes caribenhos. Devido sua distribuição irregular, suas dimensões reduzidas e localização na plataforma, os recifes de Abrolhos não apresentam a zona lagunar característica do pós-recife e o talude típico do pré-recife.

TOPO RECIFAL

Refere-se a parte mais superior dos chapeirões e dos bancos recifais. O topo dos chapeirões isolados geralmente ocorre nos 10 m superiores da coluna d'água, e aí os organismos dominantes são os corais maciços. Nos bancos recifais o topo horizontal ocorre ficar exposto durante as marés baixas. Esses topos intermareais são irregulares, apresentam poças rasas e arenosas, ou mais profundas com o fundo rochoso. Elas podem ficar isoladas ou não das águas circundantes e provavelmente marcam os espaços vazios entre chapeirões que não coalesceram totalmente. Canais meandrantes cortam a superfície do topo dos bancos recifais fazendo conexão com as poças de marés. A vida nesses canais e poças é luxuriante. Acumulações de areias carbonáticas são vistas no topo dos bancos recifais, assim como tapetes de algas calcárias, filamentosas ou foliares, verdes e vermelhas, cobrindo o restante da superfície rochosa dos recifes. Esses topos recifais, emersos durante as marés baixas, podem ser considerados como análogos dos topos dos recifes do Atlântico Norte, muito embora topos recifais intermareais só tenham sido reportados, até então, nos recifes costeiros do Panamá, na América Central.

A BORDA DOS RECIFES

É extremamente irregular. Nos chapeirões isolados corresponde a uma "aba" projetada do topo da coluna recifal com 2 a 3 m de espessura. Nas profundidades inferiores a 10 m, desenvolvem-se colônias arborescentes do hidrocoral *Millepora alcicornis*. Nos bancos recifais, pequenos chapeirões circundam as estruturas maiores e eles poderão vir a fazer parte dos bancos com o contínuo crescimento lateral das estruturas e o trapeamento de sedimento nos espaços vazios interrecifais. No lado a barlavento dos recifes observa-se a presença de um anel rochoso irregular, com cerca de 30 cm de altura, construído por organismos incrustantes. Alga coralina e gastrópodos vermetídeos são os principais organismos presentes nesse anel calcário, particularmente nos recifes mais ao norte do arco costeiro, porém mileporas podem fazer parte, também, da borda rochosa dos recifes mais ao sul desse arco recifal. No lado a sotavento não se desenvolve esse anel rochoso. O contorno do recife é

irregular em função do crescimento recifal e não da erosão das estruturas. Hartt (1870) na sua descrição do recife do Lixa (ver Figura 2 para localização) chama a atenção para o domínio das mileporas na borda leste do recife.

A PAREDE RECIFAL

O coral endêmico *Mussismilia braziliensis* e o hidrocoral *Millepora sp* dominam as partes altas das paredes recifais. Nas partes sombreadas, sob as projeções laterais do topo recifal, estão presentes as formas ciáfilas, aquelas que habitam lugares menos iluminados. Nas partes mais inferiores das estruturas recifais os espaços ainda abertos formam galerias submarinas, de dimensões suficientes para a passagem de mergulhadores. No fundo lamoso entre as colunas recifais, entre 10 e 20 m de profundidade, gramíneas marinhas alternam com algas verdes particularmente dos gêneros *Penicillus, Halimeda* e *Udotea* e a forma livre do coral *Meandrina braziliensis.*

Organismos recifais

A comunidade biótica do complexo recifal de Abrolhos ainda não está completamente estudada. Entre os principais componentes do sistema recifal estão os cnidários, e fazendo parte deste grupo os corais portadores de microalgas simbiontes são os mais representativos, tanto por serem os principais construtores das estruturas rochosas dos recifes como pela produção de matéria orgânica junto com as algas simbiontes zooxantelas. As macro algas são importantes como produtoras primárias iniciando o fluxo de energia do sistema. Peixes recifais, tartarugas marinhas e o próprio homem ocupam o topo da cadeia alimentar do sistema recifal. Ao lados dos cnidários, algas e peixes, outros componentes do ecossistema coralino podem ser facilmente distinguíveis, como por exemplo as anêmonas, esponjas, vermes, moluscos, crustáceos e equinodermas.

CNIDÁRIOS

Os cnidários estão entre os grupos de animais mais estudados de Abrolhos. Dezoito espécies de corais pétreos (escleractínios), quatro de hidrocorais, quatro de antipatários e onze de octocorais constituem a fauna de cnidários até então descrita no Brasil, e a maioria deles está presente em Abrolhos. Verrill (1868) foi quem elaborou as primeiras descrições dos cnidários do Brasil, salientando que os corais não portadores de zooxantelas têm relação com a fauna caribenha porém entre aqueles construtores dos recifes (espécies portadoras de zooxantelas) o endemismo é alto. Mais tarde, Laborel (1969a, 1969b) comparou os resultados dos trabalhos de Verrill com dados de espécies contemporâneas e fósseis de idade terciária e corroborou os achados anteriores. Mais recentemente Belém et al. (1982, 1986) e Castro (1989, 1990 a, 1990 b, 1994) confirmaram e expandiram a lista dos cnidários brasileiros.

□ *Escleractínios*

Das dezoito espécies de corais identificadas nos recifes brasileiros, dezessete estão presentes em Abrolhos, e seis delas (*Mussismilia braziliensis, Mussismilia hispida, Mussismilia hartti, Siderastrea stellata, Favia gravida* e *Favia leptophylla*) são endêmicas do Brasil, e são as espécies mais comuns nos recifes atuais. Entre as espécies endêmicas *Mussismilia braziliensis* é a que apresenta o maior confinamento geográfico. É o coral mais comum nesta região e só é encontrado na costa do estado da Bahia, podendo ser considerado como a grande "estrela" de Abrolhos (Figura 5). Por outro lado, a espécies *Mussismilia hispida* é a que apresenta a mais extensa distribuição na costa do Brasil, ocorrendo desde a latitude de 3ºS até a latitude de 30ºS. De acordo com os dados de Laborel (1969 a), as espécies *Siderastrea stellata* e *Favia gravida* apresentam similaridades com espécies caribenhas e são atualmente as formas mais comuns nas poças intermareais do topo dos recifes, resistentes às variações de temperatura, salinidade e turbidez das águas. Entre as espécies arcaicas, nas referências existentes, *Mussismilia hispida* está registrada no conteúdo fossilífero do "Pinecreast Sandstone", Plioceno da Florida (Meeder, 1987 *apud* Budd et al., 1994). As espécies cosmopolitas *Porites astreoides, Porites branneri, Agaricia agaricites, Agaricia fragilis, Montastrea cavernosa* e *Madracis decactis* têm um papel secundário na construção dos recifes de Abrolhos. A maioria dos corais construtores dos recifes brasileiros são formas maciças, e as formas incrustantes são encontradas nas bordas recifais. As ramosas que são abundantes nos recifes do Atlântico Norte estão ausentes nos recifes brasileiros. A profundidade da coluna d'água pode ser um fator controlador da morfologia dos corais como ocorre, por exemplo, com a espécies *Montastrea cavernosa* (Amaral, 1994). As formas que vivem em águas rasas são hemisféricas e aquelas encontradas em profundidades em torno de 5 m são franjadas e em profundidades maiores podem tornar-se achatadas e encrustantes. A espécies *Meandrina braziliensis* apresenta duas variações morfológicas: uma forma fixa presa nas paredes recifais e uma forma livre que habita o fundo interrecifal arenoso. Os pequenos corais *Scolymia welsii, Phyllangia americana, Astrangia braziliensis* e *Stephanocoenia michelini* são raros e não têm papel importante na construção dos recifes.

□ *Hidrocorais*

Duas das três espécies de mileporas descritas em Abrolhos são endêmicas e raras. Elas podem apresentar formas ramosas ou encrustantes. Ramos digitiformes e delicados caracterizam ambientes de baixa energia, enquanto que ramos irregulares, curtos e arredondados são comuns nas bordas dos recifes e aqueles maciços e robustos caracterizam as zonas de mais alta energia. Formas encrustantes são comuns na superfície do topo recifal e/ou recobrindo o talo de gorgonias. A espécies ubíqua *Millepora alcicornis* que domina as bordas a barlavento dos recifes, é citada ao longo de toda a costa brasileira. A espécies endêmica *Millepora braziliensis,* descrita por Verrill (1868), foi confirmada recentemente por Amaral (1997) através de estudos bioquímicos. Em zonas de alta energia, as colônias deste hidrocoral são maciças, mas em zonas protegidas adquirem ramos achatados. Laborel (1969b) cita a zona de domínio desse hidrocoral imediatamente abaixo da zona de *Millepora alcircornis*. A espécies *Millepora nitida*, também endêmica do Brasil, é comum em Abrolhos. Além das mileporas um pequeno hidrocoral, *Stylaster roseus*, é encontrado nas paredes externas dos chapeirões (Castro, 1994). Ele forma pequenas colônias, de alguns centímetros de altura, onde de uma base larga saem pequenos ramos pontiagudos. Um outro hidrozoário muito raro e encontrado nas zonas mais profundas e sombreadas dos recifes de Abrolhos é a espécies *Solanderia gracilis*, registrada pela primeira vez nos recifes do oceano Atlântico Sul em 1982 (Belém *et al*., 1982).

□ *Octocorais*

Anterior a 1980 somente três espécies de octocorais dos recifes de Abrolhos tinham sido descritas, sendo todas elas pertencentes ao grupo das gorgonias, e duas são consideradas endêmicas das águas brasileiras. São elas a abundante e mais conhecida *Phyllogorgia dilatata*, a espécies *Plexaurella grandiflora* que é comumente encontrada nas partes rasas dos recifes e a espécies *Muriceopsis sulphurea*, cujas colônias apresentam uma cor amarela característica. Presentemente este grupo de organismos é um dos mais conhecidos dos recifes de Abrolhos, após os trabalhos realizados por Castro (1989, 1990a, 1990b), os quais revelaram oito novas espécies*: Plexaurella regia, Muricea flamma, Neospongodes atlantica, Lophogorgia punicea, Carijoa risei, Heterogorgia uatumani, Ellisella barbadensis* e *Ellisella elongata*. Entre estas novas espécies, duas estão registradas apenas na costa do estado da Bahia, *Plexaurella regia* e *Muricea flamma*. Duas outras são também endêmicas do Brasil, mas têm uma maior distribuição, são elas *Neospongodes atlantica* e *Lophogorgia punicea*. As demais são espécies encontradas, também, no oceano Atlântico Norte.

□ *Antipatárias*

De acordo com Castro (1994) quatro espécies de cnidários do grupo dos antipatários estão registradas em Abrolhos: três do gênero *Antipathes* e uma do gênero *Cirripathes*. As primeiras formam colônias palmadas, em forma de leques, ou possuem ramos arrumados como os pelos de um pincel; a última, também conhecida como coral arame, forma colônias ramosas longas com alguns metros de comprimento. A ocorrência destes corais negros na costa do Brasil é ainda pouco estudada pela comunidade científica.

Três características distinguem a fauna de cnidários de Abrolhos dos demais recifes do Atlântico tropical, a baixa diversidade, o endemismo e a ausência de escleractínios ramosos, e estas peculiaridades podem ser consideradas como resultantes de dois prováveis fatores: (i) o isolamento dos recifes brasileiros do mar Caribe, devido ao fluxo para oeste e para norte do braço norte da corrente Equatorial, a qual tem funcionado como uma barreira para propagação das larvas da maioria das espécies de corais dos recifes caribenhos, e (ii) as condições ambientais das águas nas áreas recifais brasileiras; em Abrolhos, por exemplo, as condições de temperatura, salinidade e profundidade das águas podem ser consideradas como ótimas para o desenvolvimento de uma fauna coralina diversa, porém existem dois parâmetros ambientais que talvez limitem a colonização de espécies caribenhas como também de outras formas indígenas: a consistente alta turbidez das águas que circundam os recifes, influenciando no zoneamento das espécies fotófilas (que exigem maior luminosidade), e a variabilidade de *habitats* recifais, uma vez que nos recifes de Abrolhos faltam algumas das zonas recifais características dos recifes do Caribe.

ALGAS

A flora algal constitui um dos elementos mais abundantes da área recifal de Abrolhos, encontrada em todo o ecossistema coralino particularmente cobrindo o fundo das regiões interrecifais.

As algas simbiontes zooxantelas que vivem no tecido dos corais construtores, têm papel fundamental na nutrição dos corais, quer na produção de compostos orgânicos, ou expelindo oxigênio que é absorvido por eles. Devido a presença dessas algas é que os corais que as abrigam são encontrados nas águas rasas e bem iluminadas onde há luz suficiente para a realização da fotossíntese.

As algas incrustantes (algas vermelhas calcárias) estão entre os principais organismos construtores da trama recifal em Abrolhos. Segundo dados de Figueiredo (1997) sua abundância entre os organismos bentônicos dos recifes do arquipélago, varia entre 32 e 79%, e os principais representantes são os seguintes gêneros: *Lithothaminion, Lithophyllum, Sporolithon* e *Porolithon*, e entre eles destaca-se a espécies *Porolithon pachydermum.* Na estrutura interna dos recifes do arco costeiro, o percentual dessas algas crustosas na construção da trama recifal alcança até 20% de um testemunho do recife da Coroa Vermelha (Leão, 1982).

Levantamentos das algas foliares (macro algas) realizados nos recifes do arco costeiro e do arquipélago, revelaram que as algas marrons dominam e podem cobrir até 90% da superfície dos recifes costeiros (Amado Filho *et al*., 1997), enquanto que nos recifes afastados da costa estes valores diminuem bastante possivelmente em decorrência da atividade de herbivoria ali presente (Coutinho *et al*., 1993). Entre as espécies identificadas *Sargassum* sp domina, seguida por *Padina santae-crucis, Dictyota cervicornis, Lobopora variegata* e *Dictyopteris plagiograna.* Estas algas servem de alimento para vários grupos de animais, porém se seu florescimento chegar a inibir o crescimento dos corais, as estruturas recifais estarão em risco. Esta situação poderá ocorrer se os grandes consumidores de algas (peixes herbívoros) forem retirados do sistema (sobrepesca), ou se houver um aumento do teor de nutrientes chegando ao ambiente costeiro, devido sobretudo às descargas de esgotos domésticos.

Em estudos recentes, Figueiredo (1997) detectou que as algas filamentosas (turfosas) que costumam crescer sobre os substratos coralinos chegam a cobrir até 80% da superfície dos recifes em franja do arquipélago de Abrolhos, e as espécies mais comuns encontradas são *Sphacelaria tribuloides* e *Ceramium* sp. Contudo Coutinho *et al*., (1993), consideram que a presença desse tipo de alga nesses recifes é fato efêmero resultante de uma alta pressão dos herbívoros, porque a pesca é proibida na área do parque.

O gênero *Halimeda* é o mais abundante entre as algas verdes calcárias e um dos mais importantes produtores de sedimento das áreas interrecifais. O teor de sedimento produzido por *Halimeda* pode alcançar até 20% da fração areia nas áreas circundantes dos recifes costeiros e até 70% nas zonas circunvizinhas do arquipélago de Abrolhos (Leão, 1982). Os gêneros *Udotea* e *Penicillus*, também importantes na área de Abrolhos, contribuem para a produção da fração carbonática lamosa.

PEIXES

A descrição de noventa e cinco espécies de peixes componentes de duas diferentes comunidades que habitam a região costeira e os recifes, realizada por Nunam (1979), constitui o primeiro trabalho científico sobre os peixes da região de Abrolhos. Somente três espécies são comuns às duas regiões e de acordo com o autor a maioria das espécies identificadas estão relacionadas com a fauna ictiológica do Caribe. Assim, o banco de Abrolhos é a área mais sul do oceano Atlântico habitada por uma população permanente de peixes recifais. O modelo ecológico da área dos recifes em franja das ilhas do arquipélago, desenvolvido por Telles (1998), mostra que aí, a biomassa de peixes é bem mais alta em relação a biomassa total (Bf/Bt) quando comparada com outras áreas recifais, o que sugere um efeito do programa de manejo do parque, que proíbe pesca na área. Entre as espécies identificadas 39% são herbívoras (Scaridae, Acanthuridae, Kyphosidae), 54% são onívoras (Haemulidae, Balistidae, Pomacanthidae, Lutjanidae, Pomacentridae), e 7% são carnívoras (Serranidae, Carangidae, Sphyraenidae).

OUTROS COMPONENTES DAS COMUNIDADES ASSOCIADAS AOS RECIFES

São ainda escassas as publicações sobre outros elementos bióticos que habitam o ecossistema de Abrolhos, além dos já referidos. O trabalho de Castro (1994) traz referência sobre as anêmonas, os zoantídeos, os vermes poliquetas, moluscos, equinodermas, assim como as tartarugas, as baleias e as aves marinhas que visitam a região.

Duas espécies de anêmonas marinhas do grupo das coralimorfárias, também conhecidas como falsos corais, estão descritas em Abrolhos, *Discosoma carlgrenic* e *Discosoma sanctithomae*, ambas encontradas presas na estrutura recifal. Anêmonas verdadeiras são abundantes, e as espécies até então identificadas são: *Condylactis gigantea, Bellactis ilkalyseae, Alicia mirabilis, Lebrunia danae* e *Lebrunia coraligens.*

Entre os zoantídeos a espécies *Palythoa caribaeorum* é a mais comumente encontrada cobrindo vastas áreas do substrato recifal.

As esponjas não são dominantes nas partes rasas dos recifes onde sua maior atividade é a bioerosão do esqueleto dos corais e a conseqüente produção do sedimento fino carbonático que é acumulado no fundo das zonas interrecifais. Dentro deste grupo de esponjas bioerodidoras o gênero *Cliona* é o mais comum. Alguns vermes poliquetas têm, também, papel importante

como bioerodidores recifais e produtores de sedimento carbonático. Outros tipos porém podem tanto construir tubos calcários a partir da superfície dos corais vivos, como por exemplo o gênero *Spirobranchus*, muito comum em Abrolhos, como podem viver como errantes nos recifes, a exemplo da espécies *Eurithae complanata*, de cuja dieta fazem parte os pólipos de corais. Moluscos bioerodidores do gênero *Lithophaga*, cavam o esqueleto dos corais e produzem sedimento para o ambiente recifal de Abrolhos. Outros tipos citados por Castro (1994) como por exemplo a espécies *Cyphoma macumba*, alimenta-se de cnidários e habita as colônias da gorgonia *Phylogorgia dillatata*. Os moluscos incrustantes gastrópodos vermetídeos associam-se às algas coralinas na construção da crosta algal nas bordas dos bancos recifais. O gênero *Spiroglyphus* (=*Dendropoma*) foi identificado nos recifes do arco costeiro e recifes franjantes do arquipélago (Leão, 1982).

Entre os equinodermas dois grupos de herbívoros, ouriços e estrelas do mar, têm papel importante nos recifes abrindo espaços para os corais. A estrela do mar *Oreaster reticulatus* é vista abundantemente em Abrolhos alimentando-se nas algas que cobrem o fundo recifal.

As tartarugas marinhas vêm a Abrolhos a procura de alimento e para reproduzirem-se. Durante o verão (entre novembro e fevereiro) as espécies *Carettta caretta* (tartaruga cabeçuda) e *Chelonia midas* (tartaruga verde) põem seus ovos nas praias arenosas das ilhas de Abrolhos, e a espécies *Eretmochelys imbricata* (tartaruga de pente) é vista alimentando-se dos invertebrados que habitam os recifes.

O banco de Abrolhos é a maior área de reprodução da baleia jubarte *Megaptera novaeangliae* em todo o oceano Atlântico sul ocidental. De junho a novembro (inverno e primavera no hemisfério sul) esta ativa e acrobática baleia, de hábitos costeiros, migra das águas subantárticas para as águas quentes que circundam o arquipélago de Abrolhos (Figura 6). O aumento crescente da presença desta baleia na área, testemunhado pelo pessoal administrativo do Parque Marinho dos Abrolhos, é uma indicação que esta espécies está recuperando-se de um passado de caça expressiva.

É digno de nota, ainda, a presença das aves marinhas que chegam até Abrolhos. A maioria delas vem para nidificar, mas outras como as migratórias procuram abrigo e/ou alimento. Entre as espécies observadas fazendo seus ninhos nas ilhas destacam-se: *Sula dactylatra* (atobá mascarado), *Sula leucogaster* (atobá marrom), *Fregata magnificens* (tesourão), *Sterna fuscata* (trinta réis das rocas), *Anous stolidus* (benedito ou viuvinha) e *Phaeton aethereus* (grazina ou rabo de palha).

O SEDIMENTO INTERRECIFAL

Em Abrolhos a produção de sedimento carbonático à partir dos organismos recifais gera uma transição de fácies sedimentares que é caracterizada pela dominância de sedimentos siliciclásticos, na zona costeira, e sedimentos carbonáticos recifais costa afora. Há, assim, três tipos distintos de sedimento: (i) areias quartzosas ao longo da costa; (ii) material biogênico dominante nas áreas dos recifes, e (iii) sedimentos mistos na área intermediária entre os arcos recifais costeiro e externo (Figura 7).

O sedimento siliciclástico

De acordo com os dados publicados em Leão (1982) e Leão & Ginsburg (1997), quartzo, mica, raros grãos de feldspato e os minerais de argila caolinita e ilita são os mais comuns componentes terrígenos dos sedimentos que circundam os recifes costeiros. Eles têm duas origens principais: sedimento retrabalhado, oriundo da erosão dos depósitos terciários do Grupo Barreiras que cobrem grande parte da zona continental e aflora ao longo da costa, e sedimentos fluviais que podem alcançar os recifes, levados pelas correntes de deriva litorânea. Este sedimento siliciclástico domina ao longo da costa (>70%) e seu teor varia entre 30 e 60% nas áreas que circundam os recifes costeiros (Figura 7). Grãos de quartzo são os constituintes principais das frações grossas. Mica e minerais de argila ocorrem no sedimento lamoso acumulado nas partes mais profundas dos canais interrecifais. Aí, este sedimento lamoso pode atingir até 60% do material acumulado no fundo do lado protegido dos recifes costeiros. Durante temporais de inverno o sedimento fino é colocado em suspensão e plumas de águas túrbidas podem ser observadas nas áreas recifais de Abrolhos, como ilustrado no recife da Figura 4.

O componente carbonático

Os constituintes biogênicos dos sedimentos que circundam os recifes são predominantemente de natureza esqueletal. Parte desse material tem origem detrítica e parte é composta de grãos originados *in situ* dos vários organismos que compõem a fauna e flora associadas aos recifes. O material detrítico é derivado do quebramento da estrutura recifal, sendo mais comuns os fragmentos de corais, mileporas e algas coralinas, com teores máximos no topo e nas áreas que bordejam os recifes. O material *in situ* é derivado

do esqueleto dos organismos que vivem nas circunvizinhanças dos recifes e incluem conchas de moluscos, plaquetas de equinodermas, testas de foraminíferos, conchas de ostracodes e algas calcárias, principalmente as verdes *Halimeda* sp, *Penicillus* sp e *Udotea* sp, a marrom *Padina* sp, e as vermelhas articuladas *Amphiroa* sp e *Jania* sp, que são particularmente abundantes em Abrolhos. O sedimento fino carbonático é produzido pela desintegração das partes calcárias das algas frágeis verdes e vermelhas e da bioerosão das estruturas recifais.

O ARQUIPÉLOGO DE ABROLHOS

Cinco ilhas formam o Arquipélago de Abrolhos (Figura 1). Santa Bárbara, a maior delas, tem aproximadamente 1 km de comprimento (leste-oeste), 300 m de largura e 35 m de altitude. Nos seus lados norte e sul observam-se praias areno-cascalhosas formadas por uma mistura de restos carbonáticos, grãos de quartzo e fragmentos de rocha. Recifes em franja desenvolvem-se a partir da ponta oeste da ilha para sul cobrindo aproximadamente dois terços da sua costa. O resto da costa sul da ilha apresenta-se como uma encosta rochosa, abrupta, onde não há formação de recifes. O seu lado norte caracteriza-se pela presença de uma comunidade incrustante que desenvolve sobre matacões de basalto.

A oeste da ilha de Santa Bárbara, separada por um canal de cerca de 4 m de profundidade, está a ilha Redonda. Ela tem cerca de 400 m de diâmetro e 36 m de altitude. Recifes em franja bordeja sua costa sudeste. Uma comunidade incrustante cobre a encosta rochosa similar ao que se vê no lado norte da ilha de Santa Bárbara.

Figura 6 – A acrobática baleia Jubarte (*Megaptera novaeangliae*) em visita às águas quentes do banco de Abrolhos (foto cortesia de Mia Morete).
Figure 6 *– The acrobatic Humpback whale (*Megaptera novaeangliae*) visiting the warm waters of the Abrolhos Bank (photo courtezy of Mia Morete).*

Figura 7 – Diagrama ilustrando a distribuição dos sedimentos superficiais do fundo nas áreas interrecifais de Abrolhos (dados de acordo com Leão 1982, Leão e Ginsburg 1997)).
Figure 7 *– Diagram illustrating the distribution of the superficial bottom sediments in the interreefal area of Abrolhos (data according to Leão 1982, Leão and Ginsburg 1997).*

Figura 8 – Afloramento de rochas vulcânicas na encosta da ilha Siriba, Parque Nacional Marinho dos Abrolhos.
Figure 8 *– A volcanic outcrop on Siriba Island, Abrolhos National Marine Park.*

A ilha Siriba tem 300 m de comprimento (leste-oeste), 100 m de largura e 16 m de altitude. Ela está localizada a sul da ilha Redonda, separada por um canal com menos de 4 m de profundidade.

A ilha mais sul do arquipélago é a ilha Sueste, com cerca de 500 m de comprimento, 200 m de largura e 15 m de altitude. Comunidades recifais crescem nas suas encostas. As duas ilhas, Siriba e Sueste, não possuem recifes desenvolvidos nos seus arredores, e sim chapeirões isolados que podem alcançar até 15 m de altura dentro do canal que as separa, onde as profundidades atingem 20 m.

A aproximadamente 250 m ao norte da ilha de Santa Bárbara, está a pequena ilha Guarita, que tem cerca de 100 m de largura (nordeste-sudeste) e 13 m de altitude. Ela é formada por um acúmulo de rochas vulcânicas e não apresenta praias arenosas. Comunidades recifais crescem nas suas paredes rochosas.

As ilhas de Abrolhos são afloramentos de um alto estrutural chamado de Alto de Santa Bárbara (Asmus & Porto, 1972), e de acordo com Fisher *et al*. (1974) e Ponte & Asmus (1976), os seus estratos sedimentares pertencem a um sistema deposicional de talude, de idade Cretáceo Superior a Terciário Inferior. Os tipos litológicos que afloram nas ilhas sugerem a ocorrência de uma fase transgressiva seguida de uma regressão. Este evento pode ser uma pequena oscilação da Seqüência Marinha Regressiva, definida por Chang *et al*. (1991), a qual caracteriza uma fase de evolução das bacias marginais brasileiras. Os diques de basalto originaram de uma intrusão vulcânica Terciária (40-50Ga., Cordani, 1970), uma acresção à plataforma que foi responsável pela formação do banco de Abrolhos (Asmus, 1970). Todas essas intrusões basálticas e alcalinas que ocorreram nas bacias marginais brasileiras estão relacionadas ao vulcanismo da bacia do Paraná (Formação Serra Geral), ou podem ser um evento tardio da margem leste dessa bacia cratônica (Asmus & Guazelli, 1981).

IMPACTOS AMBIENTAIS E PRESERVAÇÃO

Os recifes de Abrolhos estão fora da trajetória de furacões e estão assentados sobre uma plataforma continental do tipo passiva. Assim, os distúrbios naturais que deixaram registros nesta região estão relacionados, apenas, às oscilações do nível do mar que ocorreram durante os últimos 5 ka, e um evento recente de branqueamento de corais ocorrido em conseqüência do aumento da temperatura das águas oceânicas superficiais. Impactos por influência antrópica, entretanto, têm ameaçado os recifes devido a combinação de diferentes agentes de estresse ambiental.

Oscilações do nível do mar

As oscilações do nível do mar que ocorreram durante o final do Holoceno na costa do Brasil (Martin *et al*., 1996), causaram efeitos bastante profundos na evolução dos recifes. Durante a última regressão os topos dos recifes ficaram expostos à erosão marinha, dissolução e bioerosão, e as comunidades viventes nesse ambiente emerso ficaram expostas às fortes radiações solares e aos altos níveis de sedimentação e de turbidez das águas. Pequenas colônias dos corais endêmicos *Siderastrea stellata* e *Favia gravida* são as únicas espécies que sobrevivem às condições de estresse ambiental das poças dos topos recifais. Ainda em decorrência da regressão marinha os recifes ficaram mais próximos da costa e, assim, foram expostos a uma maior influência da sedimentação siliciclástica. Estas condições ambientais excederam os limites de tolerância da maioria das espécies dos corais brasileiros.

Variações globais da temperatura e branqueamento dos corais

Embora anomalias de temperatura relacionadas ao fenômeno El Niño tenham ocorrido e branqueamento de corais tenha sido observado no Brasil, poucas são as publicações relacionando esses dois eventos. Em Abrolhos duas ocorrências de branqueamento relacionam o fenômeno a um aumento da temperatura das águas superficiais: o primeiro ocorreu durante uma anomalia de temperatura no verão de 1994, quando 51 a 88% das colônias do gênero *Mussismilia* foram afetadas (Castro & Pires, 1999), e o segundo está relacionado com o forte evento El Niño que iniciou no final de 1997 no oceano Pacífico e causou, também, um aumento da temperatura das águas superficiais na costa do Brasil. Aqui, este aumento de temperatura começou em meados de janeiro de 1998 (verão no hemisfério sul), atingiu seu clímax entre a segunda quinzena de março e o início de abril e desapareceu no final do mês de maio (dados obtidos da Monthly Climatology Charts de Dr. Allan Strong – NOAA/NESDIS). Durante este segundo evento a anomalia da temperatura estimada de aproximadamente 1ºC coincide com as medidas de temperatura feitas em campo, as quais variaram em torno de 29,5º C, cerca de um grau a mais que a temperatura de 28,5ºC comumente detectada na área, durante este período do ano. De acordo com observações de Ruy K. P. Kikuchi (comunicação pessoal) as espécies mais afetadas foram *Porites branneri* e *Mussismilia hispida*, ambas com mais de 80% de suas colônias totalmente branqueadas, *Mussismilia harttii* com cerca de 75% das colônias afetadas *e Porites asteroides* com todas as colônias apresentando algum grau de branqueamento. A espécies *Agaricia agaricites* embora

não apresentasse sequer uma colônia totalmente branqueada, mais de 90% de suas colônias apresentavam-se pálidas.

Impactos induzidos pela ação humana

Os agentes antropogênicos que mais têm ameaçado os recifes de Abrolhos estão diretamente relacionados com o desenvolvimento urbano da zona costeira, o turismo marinho, a exploração de recursos naturais, a poluição em decorrência da instalação de projetos industriais e a exploração de petróleo (Amado Filho et al., 1997; Coutinho et al., 1993; Leão, 1994, 1996; Leão et al., 1994).

Desenvolvimento urbano e escoamento superficial na zona costeira

Embora os recifes de Abrolhos tenham coexistido com um alto influxo de sedimento de origem terrígena, atualmente esse tipo de estresse ambiental tem aumentado com o crescente escoamento das águas superficiais costeiras em virtude, sobretudo, do desmatamento das zonas continentais adjacentes, inicialmente para a agricultura e nestas últimas décadas, para o crescimento de centros urbanos e para o plantio de eucalipto com fins industriais. O crescimento desordenado de centros urbanos, principalmente dos municípios que já oferecem infra-estrutura para o turismo, como por exemplo as cidades de Prado, Alcobaça, Caravelas e Nova Viçosa, onde algumas delas tiveram suas áreas urbanas multiplicadas por mais de dez vezes (Leão et al., 1994), além de provocar um aumento na erosão do solo, o lixo urbano, se não devidamente tratado, ao chegar até as áreas recifais pode causar um aumento anormal de nutrientes para a biota do recife, com conseqüências drásticas para o balanço ecológico do ecossistema, como por exemplo o crescimento exagerado das algas foliares em detrimento dos corais construtores.

Turismo marinho

Aliado ao crescimento desordenado das cidades costeiras e representando, em muitos casos, a principal razão para sua expansão, o turismo marinho no Brasil tem apresentado nos tempos atuais um progresso expressivo, sobretudo nas áreas protegidas. Um exemplo disso é o número de visitantes no Parque Marinho de Abrolhos, cujo número cresceu mais de 400% em apenas cinco anos (Leão *et al*., 1994). Esta atividade se não for adequadamente controlada poderá causar sérios prejuízos ao ecossistema, particularmente no que diz respeito à ancoragem dos barcos, ao lixo descarregado pelos visitantes, ao vazamento de óleo dos motores, à extração de organismos recifais, aos impactos causados por mergulhadores não cautelosos e até ocasionais naufrágios em virtude da presença de inesperados chapeirões. Um outro exemplo relatado na área do Parque de Abrolhos é a destruição das pradarias de gramíneas em conseqüências da ancoragem dos barcos de visitantes, onde a média anual de área destruida é da ordem de 0,5% ,de acordo com dados de Creed & Amado Filho (1999).

Exploração de recursos naturais

Devido a sua proximidade da costa os recifes do arco interno de Abrolhos têm sido altamente explorados pelas pescas artesanal e comercial. Também, em várias cidades costeiras, particularmente nos centros históricos do sul da Bahia, por mais de séculos os corais têm sido explorados como matéria prima para a construção civil, quer para a fabricação da cal, quer como bloco de construção como pode ser visto nos monumentos históricos do século 17, e em hospedagens rústicas atuais (Leão & Kikuchi, 1999). A extração do coral de fogo *Millepora alcicornis* é um outro fato registrado em vários recifes do Brasil. Este hidrocoral tem sido amplamente usado para decorar aquários, e o seu desaparecimento tem sido relatado em várias áreas recifais. Nos recifes do arquipélago, Pitombo et al. (1988) notaram o empobrecimento dos recifes com respeito à *Millepora*, em uma área onde Laborel (1969b) chamou de "a zona de *Millepora*". Segundo estes autores a cobertura dessa espécies antes da implementação do parque variou entre 1,5 e 11%.

Poluição industrial

O desenvolvimento de projetos industriais constitui uma ameaça constante aos recifes, se os seus rejeitos finais não forem adequadamente administrados. Um exemplo na área de Abrolhos são as indústrias de celulose na área continental adjacente. Dados de Amado Filho *et al*. (1997) mostram que na parte sul dos recifes de Abrolhos já há sinais de contaminação por minerais pesados, muito provavelmente provenientes dos efluentes químicos dessas indústrias.

A exploração de petróleo em áreas onde existem recifes pode causar sérios riscos ao ecossistema. A exploração marinha na área de Abrolhos põe em risco os recifes do Parque Nacional Marinho dos Abrolhos, não somente pelos impactos causados pela própria atividade exploratória, como por exemplo colisão de barcos com os recifes, aumento da turbidez das águas como até inesperados acidentes com vazamento de óleo.

Proteção e manejo

Apesar de existirem informações científicas sobre os recifes de corais do Brasil por mais de um século, ainda é escasso o conhecimento das condições reais dos recifes. Poucos recifes estão preservados. Nas

zonas costeiras somente onde não há centros urbanos, pode-se encontrar recifes ainda considerados prístinos, e naturalmente os recifes de alto mar e das ilhas oceânicas, devido a dificuldade de acesso ou por serem áreas de preservação.

As instituições para preservação dos recifes de coral do Brasil foram criadas muito recentemente. O Parque Nacional Marinho dos Abrolhos é a mais antiga. Ela abrange duas unidades: a área do Arquipélago de Abrolhos e dos chapeirões do arco externo (entre 17º43'- 18º09'S e 38º33'- 38º45'W), e o recife das Timbebas no arco costeiro (entre 17º27'- 17º38'S e 38º58'- 39º02'W). A área do parque representa apenas um quarto da área recifal de Abrolhos, e nessa imensa parte restante não há qualquer fiscalização quanto ao seu uso, quer recreacional, quer comercial, embora conste na Constituição do Estado da Bahia, no seu Artigo 215, Capítulo VIII, "Do Meio Ambiente" que os recifes de corais são áreas de proteção permanente. O Parque Nacional Marinho dos Abrolhos tem um plano de manejo com programas de conservação já em ação (IBAMA/FUNATURA 1991). Dentro da área do Arquipélago o desembarque só é permitido nas ilhas Redonda e Siriba e com a supervisão dos técnicos do parque. Nas ilhas Sueste e Guarita, o desembarque, a ancoragem e o mergulho são proibidos. A maior ilha, a Santa Bárbara, pertence à Marinha do Brasil, o desembarque aí só é permitido mediante autorização oficial.

AGRADECIMENTOS

A autora agradece à Comissão Editorial do livro, na pessoa do Dr. Carlos Schobbenhaus, pelo convite para escrever este capítulo. Estende os seus agradecimentos a todos aqueles que cederam fotografias coloridas: Marcelo Skaf, diretor do Parque Nacional Marinho dos Abrolhos, Mia Moreti do Instituto Baleia Jubarte, e Carlos Secchin, a Viviane Testa agradece a ilustração da Figura 3.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Amado-Filho, G.M.; Andrade, L.R.; Reis, R.P.; Bastos, W.; Pfeiffer, W.C. 1997. Heavy metal concentrations in seaweed species from the Abrolhos reef region, Brazil. In: Lessios H.A. & Macintyre I.G. (Eds), *Proc. 8th Int. Coral Reef Symp.*, Panamá, 2:1843-1846.

Amaral, F.M.D. 1994. Morphological variation in the reef coral *Montastrea cavernosa* in Brazil. *Coral Reefs* 13:113-117.

Amaral, F.M.D. 1997. *Milleporidae (Cnidaria, Hydrozoa) do litoral brasileiro*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 204p.

Asmus, H.E. 1970. Banco de Abrolhos. Tentativa de interpretação genética. PETROBRÁS / DEXPRO / DIVEX. *Unpub. Report*, Rio de Janeiro.

Asmus, H.E.; Guazelli, W. 1981. Descrição sumária das estruturas da Margem Continental Brasileira e das áreas oceânicas adjacentes – hipóteses sobre o tectonismo causador, e implicações para os prognósticos de potencial de recursos minerais. *Série Projeto REMAC*, 9 : 187-269.

Asmus, H.E.; Porto, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: XXVI Congr. Bras. Beol., SBG, Belém, Pará, *Anais...*, v.2, p. 67-90.

Belém, M.J.C.; Castro, C.B.; Rohlfs, C. 1982. Notas sobre *Solanderia gracilis* Duchassaing & Michelin, 1846 do Parcel de Abrolhos, Bahia. Primeira ocorrência de Solanderiidae (Cnidaria, Hidrozoa) no litoral brasileiro. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 54(3): 585-588.

Belém, M.J.C.; Rohlfs, C.; Pires, D.; Castro, C.B. 1986. S.O.S. Corais. *Rev. Ciência Hoje*, 5 (26):34-42.

Budd, A; Stemann, T.A.; Johnson, K.G. 1994. Stratigraphic distributions of genera and species of Neogene to Recent Caribbean reef corals. *Journal of Paleontology*, 68:951-977.

Castro, C.B. 1989. A new species of *Plexaurella* Valenciennes, 1855 (Coelenterata, Octocorallia), from the Abrolhos reefs, Bahia, Brazil. *R. Bras. Biol.*, Rio de Janeiro, 49(2):597-603.

Castro, C.B. 1990a. *Revisão taxonômica dos Octocorallia (Cnidaria, Anthozoa) do litoral sul-americano: da foz do rio Amazonas à foz do rio da Prata.* Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 343p.

Castro, C.B. 1990b. A new species of *Heterogorgia* Verrill, 1868 (Coelenterata, Octocorallia) from Brazil, with comments on the type species of the genus. *Bull. Mar. Sci.*, Coral Gables, 4(2):411-420.

Castro, C.B. 1994. Corals of Southern Bahia. In: B.Hetzel & C.B.Castro (Eds.), *Corals of Southern Bahia*. Editora Nova Fronteira, Rio de Janeiro, p.161-176.

Castro, C.B.; Pires, D. O. 1999. A bleaching event on a Brazilian coral reef. *Rev. Bras. oceanogr.*, 47(1):87-90.

Chang, H.K.; Kowsmann, R.O.; Figueiredo A.M.F. 1991. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do Leste Brasileiro. In: Raja Gabaglia, G.P. and Milani, E.J. (eds.) *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, p. 269-289.

Cordani, U.G. 1970. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Bol. Inst. Geoc. Astron.* Univ. São Paulo, 1: 9-76.

Coutinho, R.; Villaça, R.C.; Magalhães, C.A.; Guimarães, M.A.; Apolinario, M.; Muricy, G. 1993. Influência antrópica nos ecossistemas coralinos da região de Abrolhos, Bahia, Brasil. *Acta Biol. Leopoldensia*, 15(1):133-144.

Creed, J.C.; Amado Filho, G.M. 1999. Disturbance and recovery of the macroflora of a seagrass (*Halodule wrightii* Ascherson) meadow in the Abrolhos Marine National Park, Brazil: an experimental evaluation of anchor damage. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 235: 285-306.

Figueiredo, M.O. 1997. Colonization and growth of crustose coralline algae in Abrolhos, Brazil. In: Lessios H.A. & Macintyre I.G. (Eds), *Proc. 8th Int. Coral Reef Symp.*, Panama, 1:689-694.

Fisher, W.L.; Morales, R.G.; Della Piazza, H.; Brown Jr., L.F. 1974. Sistemas deposicionais das bacias de Mucuri, Cumuruxatiba e Jequitinhonha. *Anais do XXVIII Congr. Bras. Geol.*, p. 14-26.

Hartt, C.F. 1870. *Geology and Physical Geography of Brazil.* Boston, Fields, Osgood and Co. 620p.

IBAMA / FUNATURA 1991. *Plano de Manejo do Parque Nacional Marinho dos Abrolhos.* Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis / Fundação Pró-Natureza, Brasília. Aracruz Celulose S.A., 96 pp.

Laborel, J.L. 1969a. Madreporaires et hydrocoralliaires recifaux des côtes brésiliennes. Systematique, ecologie, repartition verticale et geographie. *Ann. Inst. Oceanogr. Paris*, 47:171-229.

Laborel, J.L. 1969b. Les peuplements de madreporaires des côtes tropicales du Brésil. *Ann. Univ. d'Abidjan*, Ser. E, II, Fasc. 3, 260p.

Leão, Z.M.A.N. 1982. *Morphology, geology and developmental history of the southermost coral reefs of Western Atlantic, Abrolhos Bank, Brazil.* Ph.D. Dissertation, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, Florida, U.S.A., 218p.

Leão, Z.M.A.N. 1994. Threats to coral reef environments. In: B.Hetzel & C.B.Castro (eds.), *Corals of Southern Bahia*. Editora Nova Fronteira, Rio de Janeiro, pp. 177-181.

Leão, Z.M.A.N. 1996. The coral reefs of Bahia: morphology, distribution and the major environmental impacts. *An. Acad. Bras. Ciênc.* 68(3):439-452.

Leão, Z.M.A.N.; Ginsburg, R.N. 1997. Living reefs surrounded by siliciclastic sediments: the Abrolhos coastal reefs, Bahia, Brazil. In: Lessios H.A. & Macintyre I.G. (Eds), *Proc. 8th Int. Coral Reef Symp.*, 2:1767-1772.

Leão, Z.M.A.N.; Kikuchi, R.K.P. 1999. The Bahian coral reefs – from 7000 years BP to 2000 AD. *Rev. Ciência e Cultura*, v.51 (3/4) (*in press*).

Leão, Z.M.A.N.; Araujo, T.M.F.; Nolasco, M.C. 1988. The coral reefs off the coast of eastern Brazil. In: J.H. Choat et al. (eds.). *Proc. 6th Intern. Coral Reef Symp.*, Australia, 3:339-347.

Leão, Z.M.A.N.; Telles, M.D.; Sforza, R.; Bulhões, H.A.; Kikuchi, R.K.P. 1994. Impact of tourism development on the coral reefs of the Abrolhos area, Brazil. In: R.N. Ginsburg (Compiler), *Global aspects of coral reefs: health, hazards and history*. Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, Florida, pp. 254-260.

Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.M,.; Dominguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P. 1996. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazilian coast: consequences on coastal plain construction. *An. Acad. Bras. Ci.* 68(3): 303-354.

Meyerhöfer, M.; Marone, E. 1996. Transport mechanisms of biogenous material, heavy metals and organic pollutants in east Brazilian waters, small scale investigations, In: W. Ekau and B. Knoppers (Compilers), *Sedimentation processes and Productivity in the Continental Shelf Waters off East and Northeast Brazil*, Joint Oceanographic Projects (JOPS-II), Cruise Report and First Results, Center for Tropical Marine Ecology, Bremen, p. 33-43.

Nimer, E. 1989. *Climatologia do Brasil*. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, 421p.

Nunam, G.W. 1979. *The zoogeographic significance of the Abrolhos area as evidenced by fishes.* Ms. Thesis, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, Florida, 146p.

Petuch, E.J. 1979. New gastropods from the Abrolhos Archipelago and reef complex, Brazil. *Proc. Biol. Soc. Wash.*, 92(3):510-526.

Pitombo, F.; Ratto, C.C.; Belém, M.J.C. 1988. Species diversity and zonation pattern of hermatypic corals at two fringing reefs of Abrolhos Archipelago, Brazil. In: J.H. Choat et al. (eds.). *Proc. 6th Intern. Coral Reef Symp.*, Australia, 2:817-820.

Ponte, F.C.; Asmus, H.E. 1976. The Brazilian Marginal Basins: current state of knowledge. *An. Acad. Bras. Cienc.* 46 (Suplemento), p. 215-239.

Rios, E. de C.; Barcellos, L.P. 1980. Nuevos hallazgos de moluscos marinos para el Archipelago de Abrolhos, Bahia. *Com. Soc. Malac. Urug.* 5(39): 05-310.

Secchin, C. 1986. *Abrolhos - Parque Nacional Marinho.* Edit. Cor / Ação. Rio de Janeiro. 128p.

Telles, M.D. 1998. *Modelo trofodinâmico dos recifes em franja do Parque Nacional Marinho dos Abrolhos, Ba.*, Tese de Mestrado, Fundação Universidade do Rio Grande, 150 p.

US Navy 1978. *US Navy Marine Climatic Atlas of the World*, Volume IV - South Atlantic Ocean, Washington, D.C., 325 p.

Verrill, A.E. 1868. Notes of the radiates in the Museum of Yale College, with descriptions of new genera and species. 4. Notes of the corals and echinoderms collected by Prof. C.F. Hartt at the Abrolhos reefs, Province of Bahia, Brazil. *Connecticut Acad. Arts Sci. Transact.* 1(2):351-371.

Vicalvi, M.A.; Costa, M.P.A.; Kowsmann, R.O. 1978. Depressão de Abrolhos: uma paleolaguna Holocênica na plataforma continental leste brasileira. *Bol. Tec. Petrobrás*, 21(4):279-286.

[1] Universidade Federal da Bahia, Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia, Instituto de Geociências, Laboratório de Estudos Costeiros.
Rua Caetano Moura 123, Federação
40210-340 - Salvador, Bahia - Brasil
zelinda@ufba.br

Arquipélago de Fernando de Noronha

Registro de monte vulcânico do Atlântico Sul

SIGEP 66

Fernando F.M. de Almeida[1]

Fernando de Noronha é um pequeno arquipélago vulcânico situado no Atlântico Sul equatorial, a 350 km de Natal. É constituído de rochas do alto de um monte vulcânico que faz parte da cadeia homônima desenvolvida numa zona de fraturas oceânicas orientadas a E-W. Tem cerca de 18,4 km², 90% dos quais na ilha principal que lhe dá o nome. Além dela possui 18 pequenas ilhas, que se destacam acima de uma reduzida plataforma insular que trunca a montanha vulcânica a até cerca de 100 m de profundidade. As rochas são vulcânicas e subvulcânicas fortemente alcalinas e subsaturadas. Representam dois episódios vulcânicos maiores cujos produtos constituem as formações Remédios e Quixaba. As do mais antigo, datado do Mioceno Superior, são piroclastos penetrados por domos, *plugs* e diques fonolíticos e traquíticos e por numerosos diques de variados tipos de rochas alcalinas. Processos erosivos destruíram as rochas vulcânicas desse ciclo, seguindo-se Quixaba, do Plioceno Superior, representado por derrames de ankaratritos, rochas piroclásticas e raros diques de nefelinito. O arquipélago tem população de pouco menos de 3.000 habitantes, concentrados na ilha principal, e pequena população flutuante de turistas e pesquisadores. É um Parque Nacional Marinho. Tem clima agradável, belo relevo, lindas praias e mar muito limpo, com golfinhos, tartarugas e muitos peixes. Acessível a aviões, constitui um importante atrativo turístico, embora não disponha de estrutura adequada. O turismo não é incentivado, objetivando a preservação da ecologia.

Fernando de Noronha Archipelago - A record of a volcanic mount of the South Atlantic

Fernando de Noronha is a small volcanic archipelago in the equatorial South Atlantic, 350 km off the city of Natal, the Rio Grande do Norte State capital, northern Brazil. The archipelago consists mainly of highly alkaline and subsatured volcanic and subvolcanic rocks and are part of a homonymous volcanic mountain developed along an E-W oceanic fracture zone. It encompasses an area of 18.4 km², 90% of which within the main island. There are also 18 minor islands outcropping on a reduced island platform that truncates the volcanic mountain as deep as approximately -100 m. The Remédios and Quixaba formations represent two major volcanic episodes. The former one, dated Upper Miocene, comprises pyroclastics intruded by phonolite and trachyte domes, plugs and dikes, as well as by a number of dikes showing a varied types of alkaline rocks. Erosion processes destroyed the volcanic rocks from this cycle, and was followed by the Quixaba Formation, during the Upper Pliocene, represented by ankaratrite lava flows, pyroclastic rocks and rare nefelinite dikes. The archipelago has a population of no more than 3,000 inhabitants, concentrated in the principal island, and a small floating population of tourists and researchers. It is a Marine National Park accessed by air flights, offering a pleasant weather, beautiful landscapes, wonderful beaches and very clean seawater, with dolphins, turtles and many fish types. Despite of its natural attractions, the tourism has not been stimulated, not only due to the poor available infrastructure, but also to preserve the local ecology.

INTRODUÇÃO

O estudo das pequenas ilhas oceânicas oferece um especial interesse científico pelas informações que pode trazer sobre a natureza da crosta oceânica e os processos relacionados com sua expansão. Além disso, podem constituir sítios aprazíveis para o turismo (Figura 1) e importantes pesquisas ecológicas.

SITUAÇÃO

O arquipélago situa-se no Atlântico Sul equatorial a 3º 51' S e 32º 25' WG (Figura 1). Constitui-se de uma ilha principal que lhe dá o nome, com cerca de 16,4 km² que representam 91% da área do arquipélago. Rodeiam-na 20 ilhotas das quais Rata (Figura 1-detalhe), a maior, tem 81 ha. Elevam-se de uma plataforma de erosão com cerca de 3 a 4 km de largura e até uns 100 m de profundidade, além da qual crescem rapidamente os fundos para comporem um monte cônico com cerca de 60 km de diâmetro na base apoiada no assoalho oceânico a 4.000 m de profundidade. Essa montanha participa de um alinhamento de montes vulcânicos submarinos que compõem a *Cadeia de Fernando de Noronha*, orientada a E-W, na *zona de fratura* do mesmo nome. Na projeção desse alinhamento em direção à costa do Ceará apresenta-se o *guyot* do Ceará, que interrompe o talude continental. Nos arredores de Fortaleza ocorrem rochas intrusivas da mesma natureza que as de Fernando de Noronha, tendo Cordani (1970) datado fonólito que acusou idade de cerca de 30 Ma. Tais fatos sugerem que a zona de fraturas afetou a borda da crosta continental. O atol das Rocas também é um *guyot* vulcânico dessa cadeia, arrasado pelo mar e inteiramente coberto por recifes de algas *Lithothamnium* e areias provenientes de organismos marinhos.

HISTÓRICO

O arquipélago foi descoberto oficialmente por Américo Vespúcio em 1503 e recebeu no ano seguinte o nome de um fidalgo português, Fernão de Loronha, a quem foi doado pela Coroa. Foi ocupado pelos holandeses em 1612 e 1635-1654 e franceses em 1736, logo expulsos pelos portugueses, que então fortificaram a ilha principal. Na segunda metade do século XIX foi visitado por diversos investigadores estrangeiros, desde que C. Darwin (1839), que nele esteve em l832 na histórica viagem do *Beagle*, divulgou suas observações sobre a geologia e petrografia, e a natureza vulcânica da ilha principal. Amostras de rochas coletadas por essas expedições foram estudadas por diversos petrógrafos, destacando-se Smith e Burri (1933). Deve-se a Branner (1888, 1889, 1890) descrições mais específicas sobre a geologia do arquipélago e posição ocupada por muitas das rochas coletadas e descritas por vários investigadores. Ele fez interessantes observações sobre os calcarenitos, dunas e praias do arquipélago. Na primeira metade do século XX foi grande o descaso pelos estudos de geologia e petrografia do arquipélago, mas em 1948 o Departamento Nacional da Produção Mineral enviou a ele o engenheiro Pouchain, que no ano seguinte teve publicados os resultados de suas investigações relativas aos fosfatos e calcarenitos da ilha Rata. O presente autor, como engenheiro desse Departamento, teve oportunidade de realizar três viagens ao arquipélago, quando executou seu mapa geológico (Figura 2) em escala 1:15.000 e realizou estudos sobre sua geomorfologia, petrografia, história geológica, geoquímica e petrogênese (Almeida, 1955). Trabalhos publicados posteriormente analisaram sobretudo os aspectos geoquímicos (Gunn e Watkins, 1978; Gerlach *et al.* 1987; Schwab e Block, 1985; Weaver, 1990; Ulbrich *et al.*, 1994). Ulbrich (1994) descreveu a petrografia e discutiu a diversificada nomenclatura e classificação das rochas do arquipélago. Cordani (1970) datou várias de suas rochas pelo método K-Ar. Maringolo (1994) elaborou tese sobre os diques da ilha principal.

O arquipélago tem sido sucessivamente administrado por diversos órgãos governamentais, pertencendo hoje ao Estado de Pernambuco.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Aspectos Geográficos

Fernando de Noronha apresenta relevo modesto para uma ilha vulcânica oceânica. Em sua região central existe um baixo platô a cerca de 30 a 45 m sobre o mar que resulta de uma superfície de erosão esculpida em tufos e brechas vulcânicas em condições subaéreas. Dele se elevam morros de rochas fonolíticas (Figura 3) dos quais o mais alto e também o mais elevado da ilha, é o do Pico (321 m), uma curiosa forma de erosão devida à queda de blocos de juntas (Figura 4). Morros fonolíticos destacam-se dessa área aplainada, na qual foi construída a pista de aviação. Esse platô central é ladeado por dois planaltos de relevo suavizado que se elevam a altitudes de 150-200 m. Ambos se constituem de rochas piroclásticas alternadas com derrames de lava ultrabásica nefelínica (ankaratrito). Apresentam escalonamento obedecendo ao declive suave dos derrames. Terminam em talude moderado em direção à costa, ou ainda em elevadas falésias. Os traçados dos vales, normalmente secos, são muito influenciados pela

Figura 1 – Arquipélago de Fernando de Noronha: (A) Morro do Pico (fonólito), (B) Ilha Cabeluda (fonólito); (C) Vista sobre a Ilha Dois Irmãos (derrames de ankaratrito). Fotos de C. Schobbenhaus. (D) Ilha Rata (foto G. Barreto, rev. *Terra*, dez 1999, p. 33).

Figure 1 - *Fernando de Noronha Archipelago:(A) Pico Mountain (phonolite), (B) Cabeluda Island (phonolite); (C) View facing Dois Irmãos Island (ankaratrite lava flows).Photos by C. Schobbenhaus. (D) Rata Island (photo by G. Barreto, rev. Terra, dez 1999, p. 33).*

estrutura geológica e têm origem nos morros fonolíticos. As pequenas ilhas do arquipélago oferecem aspectos diversos, de acordo com sua constituição geológica. As fonolíticas apresentam-se como picos destacados (ilhas do Frade, Sela Gineta, Cabeluda). As de derrames de lava são tabulares, como Rata e São José, ou rochedos escarpados (Dois Irmãos). As ilhas formadas por calcarenitos são baixas e de relevo tabular (ilhas do Meio e Rasa).

Junto às bordas sul e oriental da ilha principal, mais expostas ao embate das vagas originadas pelos ventos alísios, existem falésias nas lavas; são abundantes os recifes de algas *Lithothamnium* e escassas as praias arenosas, que têm maior desenvolvimento no litoral norte. Dunas ativas existem junto às praias arenosas do litoral norte. Níveis marinhos antigos são presumíveis ou reconhecíveis na ilha principal. O mais alto serviu de nível de base para a erosão que esculpiu o planalto central. Estaria a uns 30 m acima do nível atual do mar. Outro é atestado pela presença de calcário marinho formado por algas *Lithophyllum* nas vizinhanças do porto, na península de Santo Antônio (Figura 5). Depósitos de praia contendo seixos rolados, restos de peixes, corais e outros organismo marinhos existem nessa península elevados a 7 m sobre o nível do mar e afastados 70 m da linha de costa. Depósitos semelhantes em outros locais podem ser reconhecidos

a até 12 m sobre o nível do mar atual. O arenito das Caracas, que descreveremos adiante, é posterior a esse nível, pois recobre seus depósitos. Esse arenito formou-se quando o nível do mar se achava a uns 6 m abaixo do atual. Extensas praias existiam então a sul e leste do arquipélago e dunas de areia calcária cobriam as atuais ilhas a nordeste (Figura 6). Conglomerados e arenitos antigos na pequena ilha Chapéu de Nordeste, Rata e outras repousam sob o arenito eólico Caracas.

O clima do arquipélago, do tipo Awi, é semelhante ao da costa oriental do Rio Grande do Norte. Tem duas estações bem marcadas, a chuvosa de fevereiro a julho. Persistentes ventos alísios sopram de ENE.

A vegetação original foi quase toda destruída.. Hoje, o revestimento vegetal constitui-se de escassa vegetação arbustiva ou arbórea de pequeno porte e grandes áreas de macega, ervas e gramíneas.

Geologia Regional

Fernando de Noronha é um arquipélago em que se expõem rochas vulcânicas de idades miocênica e pliocênica. Constitui-se de um substrato de rochas piroclásticas penetradas por grande variedade de magmáticas alcalinas que, após prolongado hiato, foram recobertas por derrames de rochas ultrabásicas nefelinícas (ankaratritos) e seus piroclastos. Como sedimentos ocorrem nas ilhas reduzidos depósitos litorâneos, marinhos e eólicos, pertencentes ao ciclo atual e a outros, do Quaternário.

As rochas mais antigas, reconhecíveis *in situ* no arquipélago, constituem a *Formação Remédios* (Almeida, 1955). São magmatitos intrusivos em piroclastos variados e que suportam as maiores elevações da parte central da ilha principal. As rochas piroclásticas parece que só afloram nessa ilha. Constituem-se de fragmentos de diversas dimensões, sem qualquer classificação por tamanho, podendo atingir blocos com um metro ou mais de diâmetro. Podem formar camadas irregulares de tufos, brechas e aglomerados. Entre os fragmentos destacam-se variedades de rochas fonolíticas, traquíticas e essexíticas. Sua espessura exposta pode exceder 100 m. Elas resultam dos paroxismos explosivos que precederam e acompanharam a intrusão dos corpos fonolíticos e traquíticos.

Reconhecem-se na ilha principal onze grandes corpos independentes de rochas fonolíticas. O que contém o Pico tem 950 m^2 expostos fora do mar, valor que atinge 1.070 m^2 no domo da Boa Vista. Diques fonolíticos são freqüentes, alguns com vários metros de espessura. Os domos e *plugs* fonolíticos de Fernando de Noronha são de consolidação endógena, expostos pela erosão realizada antes que se processassem as efusões ankaratríticas. De resto, todas as rochas magmáticas da Formação Remédios são endógenas, como se conclui de suas juntas, estruturas laminares e modo de ocorrência. Uma pequena mas interessante estrutura dômica formada por traquito ocorre na praia do Leão, no costa sul das ilha, mas a expressão mais comum desse tipo de rocha é sob forma de grandes diques.

Ocorrem em Fernando de Noronha numerosos diques de rochas lamprofíricas sódicas: monchiquitos, furchitos, camptonitos e outros tipos raros, constituindo a maioria dos diques bem observados à beira-mar (Figura 7). Também existem diques de ankaratrito, augitito, álcali-traquito, limburgito, sanaíto, olivina teschenito, essexito pórfiro, olivina-nefelinito, basanito, gauteíto e outras rochas. A nomenclatura petrográfica de muitos desses diques, como de outras

Figura 2 - Mapa geológico de Almeida (1955) simplificado por M.C.N. Ullbrich (1994). Abreviaturas:
B- baía;
E- enseada;
I- ilha;
M- morro;
Pr- praia;
Pt- ponta

Figure 2 - *Geological map of Almeida (1955) as simplified by M.C.N. Ullbrich (1994). Abbreviations:*
B- bay;
E- inlet;
I- island;
M- hill;
Pr- beach;
Pt- cape

rochas da ilha, é até hoje controvertida (Ulbrich, l994; Maringolo, 1994). A orientação predominante desses diques varia entre NW e NE. Fonólitos, traquitos e essexitos pórfiros são aparentemente as rochas magmáticas mais antigas expostas na ilha.

As rochas fortemente melanocráticas, em que feldspatos são muito escassos quando não ausentes, são as mais recentes da Formação Remédios. Equivalentes efusivos de algumas dessas rochas devem ter existido no alto do edifício vulcânico, mas foram destruídos pela erosão que precedeu os derrames ankaratríticos.

Mereceu atenção o estudo dos xenólitos e ejetólitos da Formação Remédios por representarem possíveis rochas muito profundas do edifício vulcânico. Entre seus clastos predominam rochas reconhecidas em afloramentos na ilha principal, porém identificamos algumas que nela não parece ocorrerem, como sienitos nefelínicos e hornblenda gabros.

A *Formação Quixaba* (Almeida, 1955) constitui um empilhamento de negros derrames de lava ankaratrítica alternados com piroclastos de componentes da própria lava. Aflora nos dois planaltos escalonados da ilha principal, no oriental podendo-se reconhecer até 180 m de espessura exposta acima do nível do mar. A formação constitui algumas ilhas, com destaque para a ilha Rata. Os derrames, quando não são horizontais, apresentam inclinações de até 30º para sul, sentido do escoamento das lavas. Os derrames são maciços em seu interior porém vesiculares ou amigdaloidais na base e sobretudo no topo (Figura 8). Sua espessura varia, podendo ultrapassar 40 m na falésia

Figura 3 - Aspecto da superfície de erosão do platô central. Morros em fonólitos.
Figure 3 - *Aspect of the erosion surface of the central plateau. Mountains on phonolite.*

Figura 4 - Morro do Pico. Relevo residual em fonólito.
Figure 4 - *Pico Mountain. Residual relief in phonolite.*

Figura 5 - Calcário marinho em terraço a 9 metros acima do nível do mar. Península de Santo Antônio.
Figure 5 - *Marine limestone in a terrace 9 m above sea level. Santo Antônio Península.*

Figura 6 - Baía de Sueste, vale fluvial inundado com a elevação do nível do mar. Na barra, restos de antigas dunas consolidadas (arenito das Caracas).

Figure 6 - *Sueste Bay, a flooded fluvial valley after the elevation of the sea level. In the bar, rests of ancient consolidated dunes (Caracas arenite).*

da baía do Sancho, mas geralmente apresenta alguns metros somente. Vimos derrames de melilita ankaratrito (Figura 9) com menos de dois centímetros de espessura, alternados com tufos lapílicos contendo bombas do mesmo material. As rochas piroclásticas são tufos, tufo-brechas, lapilli-tufos e aglomerados, constituídos essencialmente de componentes provenientes dos derrames, inclusive cristais isolados. Blocos angulosos de lava alcançam 2 m. Não são raros perfeitas bombas e fragmentos de lava cordada. Quando não constituem um conjunto caótico de fragmentos de variadas dimensões, podem mostrar-se com estratificação grossa ou, localmente, em estratos finos, bem acamados. Uma estrutura que nos chamou atenção é a chaminé de Tamandaré, na extremidade nordeste da ilha principal. Tem cerca de 130 m de diâmetro e perfura o derrame inferior. Suas paredes, em ankaratrito, têm restos de tufo e aglomerado de chaminé, sendo atravessadas por diques. A maré baixa descobre a lava escoriácea de seu interior. Foi local de escape de soluções, onde se formou muita calcita que, em perfeitos escalenoedros, preenche fraturas nas brechas e aglomerados. Diques de nefelinito de granulação grossa foram vistos em poucos locais da ilha principal.

As pequenas ilhas São José, Cuscuz e de Fora, vizinhas à terminação norte da península de Santo Antônio, são constituídas de um mesmo derrame horizontal de basanito cuja espessura original excede 25 m (Figura 10). Os ankaratritos da referida ponta, assim como os do sopé da ilhota Chapéu de Nordeste, descobertos em maré baixa, têm inclinação para NE,

Figura 7 - Diques de monchiquito na falésia da ponta de Atalaia.
Figure 7 - *Monchiquite dikes at the shore cliff of the Atalaia Point.*

Figura 8- Três derrames de lava ankaratrítica na ponta das Caracas.
Figure 8 - *Three flows of ankaratritic lava at Caracas Point.*

Figura 9 - Delgados derrames de melilita ankaratrito contendo bombas da mesma rocha. Falésia da praia de Quixaba.
Figure 9 - *Thin flows of melilite ankaratrite containing bombs of the same rock. Shore cliff at the Quixaba beach.*

Figura 10 - Derrames basálticos cobertos pelo arenito das Caracas. Ilha de São José.
Figure 10 - *Basalt flows covered by the Caracas arenite. São José Island. Photo F.F.M. Almeida*

Figura 11 - Xenólitos de dunito no basanito da ilha de São José.
Figure 11 *- Dunite xenoliths in the basanite of the São José Island.*

o que levou o autor a supor ser o basanito mais novo que a Formação Quixaba, tendo-lhe atribuído o nome de *Formação São José*. Chama atenção nesse derrame a abundância e dimensões dos xenólitos de dunito de cor verde-garrafa, constituídos quase inteiramente de olivina. Ulbrich (1994) refere também xenólitos de lherzolito e harzburgito. Têm formas angulosas a subarredondadas (Figura 11) e vimo-los com diâmetro de até 35 cm. São fragmentos de corpo rochoso volumoso englobados pelo magma e por ele trazidos à superfície. Na ilha de São José percebe-se que os maiores e mais numerosos xenólitos são encontrados na parte inferior do derrame, como resultado de um processo de decantação. Possivelmente procedem de zona profunda e antiga do manto superior. Apesar de as idades obtidas por Cordani (1970) para o basanito da ilha de São José serem anteriores às da Formação Quixaba, elas podem ser enganadoras, pois a rocha está contaminada com xenólitos de olivinito mantélico. Schwabe e Block (l985) concluíram que esse basanito mostra relações geoquímicas com a Formação Quixaba. Também Ulbrich (1994) acha que essa rocha não deve ser considerada uma formação, mas provavelmente representa a culminação do vulcanismo Quixaba e pode ser correlacionada petrograficamente aos basanitos de uma chaminé que atravessa os ankaratritos na baía do Sancho, identificada por Ulbrich & Ruberti (1992).

Cordani (1970) realizou datações pelo método K-Ar de rochas das ilhas Fernando de Noronha e Trindade. Para a Formação Remédios a rocha mais antiga datada é um álcali-basalto com 12,3 Ma, idade mínima para os piroclastos em que se introduziu. A intrusão dos grandes corpos fonolíticos realizou-se há cerca de 9 Ma. Para o basanito da Formação São José o resultado que considerou mais provável é de 9,5 Ma, obtido em duas amostras, enquanto que outras duas acusaram 8,1 e 21,9 Ma, resultado este que considerou devido a possível perda de argônio por aquecimento. De tal modo essa rocha seria anterior ao vulcanismo Quixaba, com a possibilidade de pertencer à Formação Remédios. Assim o primeiro ciclo vulcânico exposto na ilha data do Mioceno Superior. O vulcanismo Quixaba ter-se-ia realizado entre cerca de 3,3 e 1,7 Ma, portanto no Plioceno Superior.

O vulcanismo representado pelas rochas expostas no arquipélago caracteriza-se por ser fortemente sódico-alcalino, subsaturado em sílica (nas rochas não há quartzo, o mineral mais abundante da crosts terrestre), grande amplitude de diferenciação, variando o teor em sílica entre 34,4% (melilita ankaratrito) e 60,8% (álcali traquito). A província magmática de Fernando de Noronha é tida como uma das mais alcalinas entre as ilhas vulcânicas oceânicas do mundo. As frações mais leves dos diferenciados magmáticos foram emitidas mais cedo, originando a Formação Remédios. Seguiu-se, após um hiato erosivo que teria durado de uns 5 a 6 Ma, o vulcanismo ultrabásico da Formação Quixaba.

Cessado o vulcanismo no final do Plioceno, seguiu-se um ciclo erosivo que destruiu os aparelhos vulcânicos externos e entalhou a plataforma insular. Com as oscilações pleistocênicas do nível do mar, a plataforma foi coberta por depósitos de areias e cascalhos de praia, recifes de algas calcárias e areias marinhas.

Durante o Pleistoceno, com o nível do mar uns seis metros abaixo do atual, existiam extensas praias arenosas a sul e sudeste do arquipélago. Os ventos alísios de SE, tal como hoje, movimentavam essas areias formando campos de dunas que devem ter alcançado uns 20 m de espessura, ligando a área da atual ilha Rata à península de Santo Antônio na ilha Fernando de Noronha. Áreas menores de dunas, como na entrada da baía de Sueste, também se formaram localmente, na costa sudeste da ilha principal. Com a elevação do nível do mar que se seguiu, parte dessas areias foi submersa, e as emersas constituem hoje o calcarenito das Caracas. Esse sedimento, de cor creme clara, constitui-se quase inteiramente de grãos calcários, sobressaindo os originados de algas *Corallinaceae*, sendo o restante de minerais das rochas magmáticas, excepcionalmente alcançando cerca de 25 % quando o arenito repousa sobre área ankaratrítica e é contaminado com minerais fêmicos. É típica a estratificação cruzada eólica, formada por ventos que sopravam de SE, como já o observara Branner (1889, 1890). Varia sua consistência em função do grau de cimentação calcítica. Na ilha Rata o arenito das Caracas tem sua parte superior substituída parcialmente por fosfato de cálcio originado de exrementos de aves marinhas.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A ilha Fernando de Noronha, no Parque Nacional Marinho homônimo estabelecido em 1988, é tida por muitos dos que a visitaram como sendo a mais bela ilha do Brasil. Tem hoje população estável de pouco menos que 3.000 habitantes e uma quantidade flutuante de turistas, ambas numericamente sujeitas a limitação. O turismo foi estabelecido a partir da década de setenta, havendo hoje vôos diários para a ilha desde Recife e Natal. Contudo, há fatores que restringem esse turismo. A ilha é distante; uma taxa de permanência diariamente crescente é cobrada (Maciel Filho, 1999);

ela não possui uma infra-estrutura turística, havendo somente um hotel proveniente da adaptação de instalações da base aérea americana existente durante a Segunda Guerra Mundial. Há algumas pousadas na região vizinha à vila dos Remédios, na região oriental da ilha. Existem vários caminhos acessíveis a veículos motorizados, mas só uma estrada asfaltada, de sete quilômetros. A beleza de suas paisagens, o clima agradável, o espetáculo dos golfinhos que pela manhã permanecem numa enseada, as tartarugas marinhas, as belas praias e o mar de águas muito limpas e cheias de peixes constituem grandes atrativos turísticos. As atuais limitações impostas ao turismo e a vigilância exercida pelos fiscais do Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA), do Projeto Golfinhos Rotadores, (pesquisas sobre esses cetáceos) e do Projeto Tamar (proteção à desova das tartarugas) parecem-nos garantias suficientes para a preservação adequada da ecologia do arquipélago, que foi muito danificado no passado, quando teve sua mata original destruída.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece ao Prof. Dr. C.D.R. Carneiro pela avaliação do texto e elaboração das figuras; ao Prof. Dr. R.P. Xavier pelas sugestões sobre o texto em Inglês, que possibilitaram aprimorar o manuscrito; a Mabel H.C. Ulbrich pela cessão do mapa simplificado do arquipélago e a Marcelo Reginato, pela elaboração do esboço da figura 2.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M.de 1955. *Geologia e petrologia do arquipélago de Fernando de Noronha*. DNPM/DGM. Rio de Janeiro. 181 p. (Monografia 13).

Branner, J.C. 1888. Notes on the fauna of the Islands of Fernando de Noronha. *American Naturalist,*. **26,** 861-971.

Branner, J.C. 1889. The geology of Fernando de Noronha. *Americal Journal of Sciences*, **27**,145-171.

Branner, J.C. 1890. The eolian sadstone of Fernando de Noronha, *American Journal of Sciences*, **39**, 247-257.

Cordani, U.G. 1970. *Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul*. Instituto de Geociências e Astronomia, Boletim IGA, **1,** 9-75..

Darwin, C. 1839. Journal of the researches into the Geology and Natural History of the countries visited by H. M.S. Beagle, etc. Henry Colburn, London. 615 p.

Gerlach, D. C.; Stormer Jr.,J. C.; Muller, P.A. 1987. Isotope geochemistry of Fernando de Noronha. *Earth and Planetary Science Letters*, **85**, 129-144.

Gunn, B.M.; Watkins,N.D. 1978. Geochemistry of the Cape Verde Islands and Fernando de Noronha. *Geological Society of America Bulletin*, **87**, 1986 - 1199.

Maciel Filho, L. 1999. Fernando de Noronha. O paraíso do Brasil. *Viagem e Turismo*, **9**, 46 - 65.

Maringolo, V. 1994. Estudo *petrográfico e químico de alguns diques ultramáficos e máficos do arquipélago de Fernande de Noronha,* PE. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 145 p. (Dissertação de Mestrado).

Pouchain, E.B. 1942. *Recursos econômicos do Território de Fernando de Noronha. Calcários. Fosfatos.* Rio de Janeiro. DNPM/DFPM, Boletim **83**, 61-71. Rio de Janeiro.

Schwab, R.G.; Block,W. 1985. Geochemical distribution pattern of magmatites from the Archipelago of Fernando de Noronha. *Zentralblat für Geologie und Palaeontologie*. **1** (9-10), 1477 - 1483.

Smith, W.C.; Burri,C. 1933. The igneous rocks of Fernando de Noronha. Schweiz. Min. und Pet. Mitt.,Zurich, 13:405-434.

Ulbrich, M. N. C. 1994. Petrography of alkaline volcanic-subvolcanic rocks from the Brazilian Fernando de Noronha Archipelago, Southern Atlantic Ocean. *Geoch. Bras*. **8** (1), 21-29).

Ulbrich, M.N.C.; Maringolo,V.; Ruberti,E. 1994. The geocheminstry of alkaline volcanic-subvolcanic rocks from the Brazilian Fernando de Noronha Archipelago, South Atlantic Ocean. Geochimica Brasiliensis(1994), 8(1):31-39.

Ulbrich ,M.N.C; Ruberti,E. 1992. Nova ocorrência de rocha basanítica no Arquipélago de Fernando de Noronha. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, 1992, SBG. *Anais*, **2:** 83-84.

Weaver, B.L. 1990. Geochemical of the highly-undersaturated ocean island basalt suites from the South Atlantic Ocean Fernando de Noronha and Tridade *Contributions to Geology and Petrology(1990)*, **105,** 502-515.

[1] Departamento de Minas, Escola Politécnica
Universidade de São Paulo
ffmalmeida@uol.com.br

Ilha de Trindade

Registro de vulcanismo cenozóico no Atlântico Sul

SIGEP 92

Fernando F.M. de Almeida[1]

A pequenina ilha da Trindade situa-se no Oceano Atlântico Sul aproximadamente no paralelo de Vitória, Espírito Santo, afastada 1.140 km da costa. É o cimo erodido de uma grande montanha vulcânica que faz parte de um lineamento de montes vulcânicos submarinos. Repousa sobre o assoalho oceânico a quase 5.500 m de profundidade. Seu relevo é extremamente acidentado, pois que sendo de cerca de 13,5 km² a área da ilha, nela existem três picos com altitude próxima de 600 m. Suas rochas são lavas e intrusões fortemente sódico-alcalinas e subsaturadas em sílica, e piroclastos diversos. Recifes de algas, estreitas praias e dunas muito locais, reduzidos depósitos fluviais à beira-mar e diversos cones e aventais de talude são o que existe nessa ilha quase inteiramente constituída de rochas vulcânicas e subvulcânicas formadas entre o final do Plioceno e o Holoceno. É o único local em território brasileiro em que ainda se pode reconhecer parte de um cone vulcânico. A ilha não tem povoamento permanente, mas tem sido periodicamente ocupada por guarnições militares e visitada por pesquisadores. No decorrer dos cinco séculos desde que foi descoberta permaneceu desabitada por longos períodos, o que deu ensejo a invasões estrangeiras. Por sua distância da costa, dificuldade de desembarque e acesso exclusivamente por mar, Trindade não oferece condições para o turismo, mas é um excepcional local para investigações científicas.

Trindade Island - A record of Cenozoic volcanism in the South Atlantic

The small Trindade Island is situated in the South Atlantic Ocean approximately at the parallel of Vitória, Espirito Santo, and 1,140 km far from the coast. It is the eroded top of a big volcanic mountain that is part of an alignment of volcanic submarine mountains. It rests on the oceanic floor approximately 5,500 m deep. The relief is extremely irregular: for an island area of 13,5 km² where three peaks are outstanding as high as 600 m. The rocks are sodium-alkaline rich and silica undersatured lavas and intrusions, as well as several pyroclastic rocks. Algal reefs, narrow beaches and very local dunes, reduced fluvial deposits at coast land, several cones and slope aprons are everything that exists in this island almost totally composed by volcanic and subvolcanic rocks formed between the end of Pliocene and Holocene. It is the unique place in the Brazilian territory where a part of a volcanic cone is still recognizable. The island has no permanent settlement, but has been periodically occupied by military crews and visited by researchers. Along the five centuries since its was discovered, it became uninhabited by long periods, allowing some foreign invasions. For its distance to the coast, difficult disembarks and access exclusively by the sea, Trindade does not offer conditions for the tourism, but it is a special place for scientific investigations.

INTRODUÇÃO

Assim como Fernando de Noronha, a ilha da Trindade oferece grande interesse para as pesquisas sobre a origem e diferenciação dos magmas que irrompem da crosta oceânica. Distante como se acha do continente, destituída de facilidades turísticas e só acessível por mar (Figura 1), a ilha ainda tem preservados muitos de seus aspectos primitivos dignos de investigações ecológicas.

LOCALIZAÇÃO

A ilha, distando 1.140 km da costa (Figura 2), situa-se a 20º 30'S e 29º 18'WG, aproximadamente no paralelo de Vitória, Espírito Santo. Seu isolamento na superfície oceânica não deixa entrever que faça parte de uma grande cadeia vulcânica submarina orientada a leste-oeste no chamado *lineamento Vitória-Trindade*. Nele a ilha constitui um vulcão apoiado no assoalho oceânico a quase 5.500 m de profundidade. Outros edifícios vulcânicos desse lineamento situados entre Trindade-Martim Vaz e a costa foram inteiramente arrasados pelo mar, nivelados a menos de 100 m de profundidade, constituindo hoje *guyots*, usualmente chamados bancos, mas as ilhas, talvez por terem sua atividade vulcânica persistido por mais tempo, ainda se elevam acima da superfície oceânica.

HISTÓRICO

Atribui-se o descobrimento da ilha a João da Nova, navegante espanhol a serviço de Portugal, que partiu de Lisboa em 1501. Deu-lhe o nome de Assunção, substituído no ano seguinte para Trindade, por Estevão da Gama, quando a visitou. Em 1700 Edmond Halley, o célebre astrônomo inglês, julgando haver descoberto uma nova ilha, dela se apossou em nome da Inglaterra. Nela estiveram os portugueses em 1756, voltando a ocupá-la militarmente os ingleses em 1781, para logo em seguida abandoná-la. Retornaram os portugueses, agora para fortificá-la e colonizarem-na com açoreanos, no que não tiveram sucesso. Durante as duas guerras mundiais do século, Trindade teve guarnições militares, e em 1924 foi presídio político. Em 1957 a Marinha brasileira estabeleceu o Posto Oceanográfico da Ilha da Trindade (POIT) e desde então mantém guarnições que se alternam, fazendo observações meteorológicas e procurando reflorestá-la.

A partir do século XVIII a ilha foi visitada por exploradores e cientistas participantes das expedições

Figura 1 - Aspecto da Ilha de Trindade (foto de Carlos Raposo)
Figure 1 *- View of the Trindade Island (photo by Carlos Raposo)*

Figura 2: Situação da ilha da Trindade em relação à costa brasileira

Figure 2: *Situation of the Trindade Island as related to the Brazilian coast.*

de J. Cook em 1775, J. C. Ross em 1839, do navio *Challenger* em 1876 e La Pérouse em 1887. A contribuição para as geociências, entretanto, foi muito reduzida. Milet-Mureau (1797), da expedição de La Pérouse nela reconheceu a presença de basaltos, e Prior (1900), examinando o material coletado pela expedição de Ross, destacou a natureza vulcânica da ilha e sua semelhança com Fernando de Noronha. Da expedição liderada por João Alberto Lins de Barros, em 1950, participaram diversos cientistas, entre eles os geólogos J. R. de Andrade Ramos (l950) e Veltheim (1950), tendo este publicado o primeiro esboço geológico da ilha. L. de C. Soares em 1964 publicou uma síntese dos conhecimentos relativos à geologia e geografia da ilha. O presente autor nela permaneceu dois meses em 1958, quando executou seu mapeamento geológico em escala 1:10.000 e em 1961 publicou os resultados dos estudos petrográficos e geoquímicos. U. G. Cordani (1970) divulgou o resultado de 36 datações pelo método K - Ar de rochas que coletou. Em 1990 B. L. Weaver realizou um estudo geoquímico de rochas das coleções do Museu Britânico.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Aspectos geográficos

A pequena ilha, pois que não tem mais que 13,5 km², tem relevo muito acidentado (Figura 3). Com largura de 2,5 km apresentam-se em sua região central picos que se elevam de 500 a 600 m de altitude. Esse relevo resulta de processos destrutivos atuando sobre um maciço rochoso particularmente heterogêneo quanto à resistência que oferece aos agentes destrutivos. A região central da ilha, mais elevada, é constituída de derrames fonolíticos, nefeliníticos e graziníticos sub-horizontais e rochas piroclásticas associadas, pertencentes à Seqüência Desejado. Elas formam um platô axial de relevo irregular, acima de 350 m de altitude, do qual se erguem os picos Desejado (possivelmente o mais alto da ilha), São Bonifácio e Trindade, todos entre 550 e 600 m de altitude e formados em extrusões fonolíticas. Nele têm origem os três córregos principais da ilha e diversas ravinas. Abaixo desse platô existem rochas do Complexo de Trindade que chega à linha de costa. É formado maiormente por piroclástos e intrusões fonolíticas além de numerosos diques de rochas variadas (Figura 4). Ele compõe os íngremes taludes rochosos e escarpas mais ou menos abruptas, das quais sobressaem como pináculos os domos, *necks* e grandes diques fonolíticos desenterrados pela erosão diferencial e recuo das vertentes. Entre eles destaca-se o pico do Monumento (Figura 5), na costa sul, alto de 270 m. A região oriental da ilha é mais baixa, nela tendo-se manifestado as erupções de lavas ankaratríticas dos vulcões do Morro Vermelho e Paredão. As primeiras escoaram para o mar em direção à costa nordeste da ilha, e associadas a seus respectivos piroclastos formam um pequeno planalto inclinado nesse sentido. O córrego Vermelho, que originalmente drenava a área de lavas fluindo para nordeste, foi capturado para a praia do Príncipe na costa sul, dando origem ao mais profundo *canyon* da ilha (Figura 6). O vulcão do Paredão, no extremo leste, da ilha representa sua mais recente manifestação vulcânica. A morfologia do cone ainda se acha parcialmente preservada. Vem sendo desgastado pelo mar, em escarpas de quase duas centenas de metros de altura. As vertentes abruptas do Complexo de Trindade e dos picos fonolíticos que delas sobressaem têm seu sopé recoberto por cones e aventais de talude, constituídos de blocos rochosos das mais variadas dimensões que caem das escarpas. São comuns cones de dejeção, habitualmente secos, das torrentes que descem das escarpas, sobretudo as da costa norte. Destaca-se o cone aluvial do córrego Vermelho, hoje em erosão na praia do Príncipe. Estreitas praias existem sobretudo no litoral nordeste da ilha, onde também se desenvolvem restritos recifes de algas *Lithothamnium*. Acumulações de dunas formam-se em trechos desse litoral, destacando-se as da praia das Tartarugas.

A plataforma insular de Trindade tem área restrita. Varia sua largura entre cerca de 800 e 3.000 m. Besnard (1951) levantou 16 perfis ecobatimétricos radiais em torno da ilha. Analisando-os Almeida (1961) neles identificou rupturas de declive, as mais definidas próximas de 59 e 77 m, que interpretou como correspondentes a níveis de erosão realizada pelo mar transgressivo ou regressivo. Eles se correlacionariam a dois dos assinalados por Shepard e Wrath (1937) em

Um terraço de abrasão marinha elevado a 3,5 m, largo de uma centena de metros, existe à volta do morro do Paredão onde o alcançam as vagas. Tendo sido tão moderna a última atividade vulcânica na ilha parece-nos inseguro correlacioná-lo aos reconhecidos em outras regiões do mundo.

A ilha tem clima tropical semi-úmido de tendência a semi-árido, com baixa pluviosidade média anual e duas estações, sendo a seca de janeiro a março. Este é o mês mais quente e julho o mais frio (Barros, 1950). Está sob o domínio dos ventos alísios de sudeste.

A vegetação das regiões baixas e superfícies do vulcanismo ankaratrítico assim como das áreas de piroclastos do platô axial é baixa, tipo campestre, com ervas, gramíneas e ciperáceas (Figura 7). No platô axial, nas vertentes dos morros fonolíticos, apresenta-se vegetação arbórea, chamando especial atenção as comunidades de fetos arborescentes gigantes(*Cyathea trindadensis*), samambaias com até 6 m de altura.

Figura 3: Aspecto da ilha da Trindade vista de noroeste.
Figure 3: *Aspect of the Trindade Island as seen from northwest.*

Figura 4 Extremidade noroeste da ilha Acham-se aí expostos 400 m de espessura do Complexo de Trindade e extenso dique de fonólito sustenta a Crista de Galo.
Figure 4: *Northwest extremity of the island. A thickness of 400 m of rocks belonging to the Trindade Complex is there. A long phonolite dike supports the Galo Crest.*

Figura 5: Estereofoto do pico do Monumento, *plug* fonolítico intrusivo em piroclastos de Complexo.
Figure 5: *Stereophotographic pair of the Monumento, an intrusive phonolitic plug in pyroclastic rocks of the Complex*

Geologia regional

Distinguimos em Trindadecinco episódios vulcânicos (Figura 8), sendo os quatro mais novos claramente discerníveis, porém o mais antigo é um complexo, ao qual denominamos *Complexo de Trindade*. Ele é constituído de rochas piroclásticas e intrusivas que se expõem nas vertentes da maior parte da ilha, representando a mais antiga manifestação vulcânica visível acima do nível do mar. As rochas mais antigas do complexo acham-se visíveis nas partes baixas da encosta da enseada da Cachoeira (Figura 9). São tufos lapilíticos com blocos de rocha tannbuschítica (uma variedade de olivina nefelinito constituída largamente de cristais de piroxênio com pequena quantidade de nefelina e olivina). A maior parte do complexo é formada por piroclastos variados associados ao vulcanismo fonolítico, em camadas inclinadas de até 30º. Na região ocidental da ilha alcança espessura próxima de 400 m (Figura 4) Recortam os piroclastos numerosos diques, sobretudo de nefelinito e fonólito, mas também de olivina analcitito, analcita basanito, gauteíto e outros. Diques de fonólitos da região sudoeste da ilha atingem cerca de 50 m de espessura. Sobressaem no complexo 16 grandes corpos fonolíticos de contornos subcirculares a elipticos representando domos endógenos, *plugs* e *necks* com até 400 m de diâmetro no morro do Pico Branco. O complexo é muito recortado por diáclases, destacando-se as orientadas entre NW e NNW nas encostas norte da ilha, e NNE nas encosta meridionais. Elas, em grande parte, determinam a orientação dos diques.

Os pináculos fonolíticos de Trindade aparentam mais de uma origem. Uns correspondem a intrusões monolíticas cilíndricas de lava viscosa (*plug domes*), e o Monumento (Figura 5) é um deles. Outros são corpos tolóides (*Staukuppen*) crescidos nos orifícios afunilados dos cones vulcânicos. Tais seriam os dos morros Vigia e Desconhecido.

Figura 6: No primeiro plano vê-se a Formação Morro Vermelho e o canion do córrego Vermelho. Ao longe, relevo do platô axial em rochas da Seqüência Desejado.

Figure 6: First plane: the Morro Vermelho Formation and the Vermelho Creek canyon. Behind them, is the axial plateau relief on the Desejado Sequence rocks.

Figura 7: Vertente em ankaratritos do córrego Vermelho. Note-se o solo pedregoso e os carneiros selvagens.

Figure 7: *Slope on ankaratrite of the Vermelho Creek. It can be noticed the stony soil and savage sheeps.*

Figura 8: Mapa geológico simplificado de Almeida (1961).**M**-morro**; Pi**-pico; **Pr** praia; **Po**-ponta.

Figure 8: *Simplified geological map, according to Almeida (1961).* ***M****-mountain;* ***Pi****-peak:* ***Pr****-beach;* ***Pt****-point.*

Figura 9: Escarpa atrás da praia dos Portugueses. Na parte inferior expõem-se piroclastos e uma grande intrusão fonolítica do Complexo de Trindade. Sobre ele mostram-se as escarpas da Seqüência Desejado.

Figure 9: *Scarp behind the Portugueses Beach. At the lower part pyroclastic rocks are exposed and a large phonolitic intrusion of Trindade Complex. Above it, scarps of the Desejado Sequence.*

Figura 10: Escarpa em piroclastos do Complexo de Trindade. Os dois homens estão logo acima da base da Seqüência Desejado, discordante sobre aquele.

Figure 10: *Scarp on pyroclastic rocks of Trindade Complex. The two men stand just on the base of Desejado Sequence, which rests in unconformity on Trindade Complex.*

A idade mais antiga obtida por Cordani (1970) para rochas da ilha foi de 3,6 Ma, num dique de rocha ultrabásica em tufos da praia dos Cabritos. As grandes intrusões fonolíticas acusaram idades de 2,3 a 2,9 Ma.

A *Seqüência Desejado* constitui-se de derrames de fonólito, nefelinito e grazinito (uma variedade de nefelinito fonolítico contendo analcima, porém não olivina) com intercalacões de piroclastos de composição equivalente, alguns deles de nítida deposição subaquosa mas não marinha. Chega a alcançar cerca de 400 m de espessura na seção entre a praia dos Portugueses e o Pico do Desejado (Figura 9). Sua base encontra-se aproximadamente a 360 m de altitude, correspondendo claramente a uma superfície de erosão que trunca o Complexo de Trindade (Figuras 9 e 10). Sua expressão topográfica corresponde a um planalto estrutural de relevo irregular, o platô axial, do qual se erguem os picos culminantes da ilha (Figura 6), entre eles o mais alto, Desejado, que é um *Staukuppe* com base exposta e espessura máxima visível aproximada de 160 m. A seqüencia representa uma atividade vulcânica mista, com a extrusão explosiva de lavas fonolíticas mais viscosas entremeadas com a efusão de derrames mais fluidos de grazinito e nefelinito. Supomos que os fonólitos que sustentam os picos São Bonifácio e Trindade também sejam *Staukuppen*, o que requer mais investigação.

As idades obtidas para os derrames da Formação Desejado compreendem-se entre 1,60 e 2,63 Ma, que a se confirmarem, não diferem essencialmente das intrusões mais novas do Complexo e a discordância entre este e a formação não seria tão importante quanto as observações de campo assinalaram (Almeida, l961).

A *Formação Morro Vermelho* resulta de uma erupção explosiva com derrames de lava ankaratrítica, uma variedade melanocrática de olivina nefelinito contendo biotita. O vulcanismo manifestou-se no alto vale da região central da ilha, que foi preenchido por espessura superior a 200m de lavas e piroclastos (Figuras 6 e 11) As lavas escoaram para a plataforma insular do lado norte da ilha e sustentam um baixo planalto inclinado para o litoral. Os piroclastos, de estrutura muito variada, resultaram da emissão do piromagma muito fluido, sibretudo por processo de *fire fountaining*. As lavas constituem derrames sucessivos de analcita ankaratrito, sendo vesiculadas e escoriáceas no topo e às vezes na base. Eram sobretudo do tipo *block lava*, sua espessura individual variando de menos de 0,5m a 40m ou 50m, como vistas no *canyon* do córrego Vermelho (Figura 6) . Ali a espessura total da formação ultrapassa 230m, sendo a maior parte constituída de

Figura 11: Dois derrames tannbuschíticos da Formação Valado intercalados em blocos do cone de dejeção do córrego do Valado que então já se achava em crescimento.
Figure 11: *Two tannbuschitic flows of the Valado Formation interbedded to blocks of a dejection cone of the Valado Creek, which was growing at that time.*

Figura 12: No primeiro plano as lavas e piroclastos da Seqüência Desejado avançam sobro o fonólito do Pico das Grazinas. Abaixo, à esquerda, o planalto de lavas da Formação Morro Vermelho além do qual se vêem três grandes intrusões fonolíticas do Complexo de Trindade. Ao fundo, as ruínas do vulcão do Paredão mostram parte da borda circular da cratera, e no mar, suas lavas formam o parcel das Tartarugas.
Figure 12: *First plane: lavas and pyroclastic rocks of the Desejado Sequence moved forward the phonolite of the Grazinas Peak. Left, below, a plateau on lavas of the Morro Vermelho Formation beyond which it can be seen three large phonolitic intrusions of Trindade Complex. Behind, the ruins of the Paredão volcano show a part of the circular border of the crater and at the sea can be see the Tartarugas parcel.*

derrames. O centro de emissão dos produtos vulcânicos localizou-se nas proximidades do Morro Vermelho onde há diques de ankaratrito, tendo o vulcanismo se realizado quando o nível do mar se achava mais baixo que o atual, expondo a plataforma.

A Formação Morro Vermelho, de acordo com Cordani (1970) não seria mais antiga que 170.000 anos. As lavas teriam extravasado durante uma das regressões marinhas universais que acompanharam os estádios da glaciação Würm, entre 115.000 e 11.000 anos atrás.

Formação Valado. Os depósitos do grande cone aluvial do córrego do Valado existente entre as praias dos Cabritos e dos Portugueses no litoral norte da ilha intercalam piroclastos e derrames de lava tannbuschítica provenientes de um centro emissivo situado vale acima (Figura 11). Nele ocorrem piroclastos constituídos de corpos discóides lembrando emplastos, filamentos de lava, bombas rotacionais e massas de lava caídas ao solo em estado ainda pastoso, formando aglutinado (*Schlackenagglomerate*), único visto na ilha. A erupção aparentemente se processou a partir de uma fenda situada a meia encosta, paralela à costa atual, em sítio onde existem diversos diques de tannbuschito de estrutura escoriácea. Os cones de talude às faldas de dois morros fonolíticos encobrem o possível foco. O cone aluvial do Valado já então se achava em formação, atestando a pouca idade do vulcanismo, que por muito novo não pôde ser datado. Outras acumulações detríticas em cones e aventais de talude e cones aluviais também incluem camada única de tufos lapilíticos e cineritos certamente posteriores ao vulcanismo Morro Vermelho, como bem se observa no cone do córrego Vermelho. Consideramo-los relacionados ao vulcanismo Valado. Junto ao referido cone, já então sendo erodido à beira-mar, verificamos que os tufos horizontais do Valado foram cobertos em discordância angular pelos tufos inclinados do vulcão do Paredão. Parece-nos inquestionável ser pós-glacial o vulcanismo Valado, tendo em vista a geomorfologia da ilha.

O Morro do Paredão, situado na extremidade oriental da ilha, representa as ruínas de um cone vulcânico que vem sendo destruído pelo mar mas em que ainda se percebem claros restos da superfície das vertentes originais assim como da borda de sua cratera (Fig. 12). Era um cone formado por piroclastos com poucas intercalações de lava ankaratrítica. Próximo à entrada do túnel aberto no morro pelo mar existem restos de lava que parecem preenchimento da chaminé.

O maior volume do morro é formado por tufos lapilíticos contendo blocos, bombas rotacionais e *driblets*. Formam camadas inclinadas para a periferia no flanco do morro, e para o interior da cratera, onde subsistem localmente. Cristais de olivina, piroxênio e biotita isolados da matriz são abundantes nos piroclastos expostos no túnel e componentes da areia de pequena praia junto a ele. O relevo afastado do vulcão ainda apresenta restos de coberturas de tufos e cinzas levadas pelo vento de leste. Atingem 3m de espessura no alto do Morro Vermelho e do Pico Verde e 5m no das Grazinas, distante 2.000m do vulcão. Os derrames de lava escoaram sobretudo para norte, onde seus restos podem ser vistos no parcel das Tartarugas (Figura 12) e na falésia fóssil junto à praia deste nome. Têm espessura individual de até 2m, são escoriáceos em sua parte superior e intercalam-se nos piroclastos. O vulcão surgiu na plataforma insular então parcialmente emersa, como um cone de até 200 m de altura, crescido sobretudo por processo de *fire fountainig*, em magma fortemente carregado de gases, escoando a lava para norte. Constitui um pequeno *mound*, como tantos vulcões modernos de lava muito básica. Teve atividade continuada porém muito breve. Surgiu tardiamente no cimo do grande edifício vulcânico quando seu topo já se achava grandemente erodido para constituir a plataforma insular. É o único resto reconhecível de um vulcão em território brasileiro. Por sua reduzida idade não pode ser datado pelo método K -Ar. Recorremos à geomorfologia para estimar sua idade, que nos parece ser pós-gracial mas anterior ao chamado *ótimo climático*, ao qual parece atribuível o mais recente terraço marinho reconhecível na ilha. Teria então idade de uns poucos milhares de anos somente.

Tal como Fernando de Noronha também a série vulcânica de Trindade caracteriza-se por ser altamente subsaturada em SiO_2 e acentuadanente sódico-alcalina, mais mesmo que Fernando de Noronha. O teor em SiO_2 em 33 análises apresentadas por Almeida (1961) e Weaver (1990) varia entre 37,12% (analcita ankaratrito) e 52,91% (fonólito). A variação de Na_2O acusou valores entre 2,45% (basanito) e 13,00% (noseana fonólito). São as duas séries vulcânicas oceânicas mais subsaturadas em sílica e mais sódico-alcalinas do Atlântico. Trindade constitui uma das séries oceânicas mais sódicas senão a mais sódica do mundo. Tal como em Fernando de Noronha, as rochas ultrabásicas, frações mais densas dos diferenciados magmáticos foram expelidas tardiamente, a julgar pelo que está exposto na ilha.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Apesar de seus magníficos atrativos naturais a ilha não comporta ecoturismo por ser muito distante da costa, só acessível por mar, de desembarque difícil e perigoso e destituída de alojamentos adequados. De tal modo Trindade acha-se protegida da ação geralmente predatória causada pelo turismo. No entanto, embora tenha sido só raramente ocupada, seu equilíbrio ecológico já foi severamente perturbado. Em 1700, por ocasião da visita do astrônomo Halley, foram deixados suínos na ilha. Com a tentativa fracassada de colonização pelos portugueses por volta de 1782 foram nelas introduzidos cabras e carneiros Outros animais foram para ela levados pelas guarnições militares, sobretudo durante a Primeira Grande Guerra. Sem inimigos naturais esses animais, tornados selvagens, muito proliferaram, causando severa destruição da cobertura vegetal, com o conseqüente desenvolvimento de solos pedregosos, como no planalto ankaratrítico (Figura 7). Medidas que se fazem urgentes são o extermínio desses animais, a proteção do que resta da flora e fauna originais, que ainda incluem espécies endêmicas, e o reflorestamento dos sítios em que subsistem solos favoráveis. O POIT vem atuando nesse sentido, e espera-se que um dia Trindade venha a recuperar parte de sua vegetação original, que narrações antigas referem ter sido exuberante. Caranguejos, aves, algumas das quais endêmicas, e as tartarugas marinhas que desovam na ilha, devem ser adequadamente protegidos.

AGRADECIMENTOS

O autor agradece ao Prof. Dr. Celso Dal Ré Carneiro e ao Prof. Dr. Roberto Perez Xavier pelo auxílio na transcrição do manuscrito para o inglês e ao Sr. Marcelo Reginato que cuidadosamente desenhou o mapa e a figura que ilustram o texto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F. F. M. de. 1961. *Geologia e Petrologia da Ilha da Trindade.* Rio de Janeiro: DNPM/DGM. 197 p. (Monografia XVIII).

Barros, J. A. L. de. 1959. *Relatório* prévio *sobre a expedição João Alberto à ilha da Trindade.* Rio de Janeiro. 75 p. (inédito).

Besnard, W. 1951. *Resultados científicos do cruzeiro do "Baependí"e do"Veja" à ilha da Trindade.* São Paulo, Instituto Paulista de Oceanografia. 37 - 48. (Bol. II, fasc. 2).

Cordani, U. G. 1970. *Idade do vulcanismo do Oceano Atlântico Sul.* São Paulo: Instituto de Geociências e Astronomia, Boletim IGA, 1, 9-75.

Milet-Mureau, M. L. A. 1797. *Voyage de La Pérouse autour du mond.* Paris, 2, 26-29.

Prior, G. T. 1700. Petrographic notes on the rock specimens collected in the litle island of Trinidad, South Atlantic, by the Artic Expedition of 1839-1843 under Sir James Clark Ross. *Mineralogical Magazin Journal of the Mineralogical Society,* ***22*** *(58), 317-323.*

Ramos, J. R. de A. 1950. Expedição à ilha da Trindade. *Revista da Escola de Minas*, v. 15 n. 6, p. 5-14.

Shepard, F. P. e Wrath, W. F. 1937. Marine sediments around Catalin island. *J. Sedim. Petrol.,* v. 7, n. 2, 41-50.

Smith, W.C.; Burri, C. 1933. The igneous rocks of Fernando de Noronha.

Soares, L. de C. 1964. As ilhas oceânicas. In A. de Azevedo (ed.) *Brasil, a Terra e o Homem, Bases Físicas*. (volume 1). São Paulo, Companhia Editora Nacional, p. 341-378.

Ulbricht, M.N.C.; Marincolov,V.; Ruberti, E. 1994. The geochemistry of alkaline volcanic-subvolcanic rocks from the Brazilian Fernando de Noronha Archipelago, South Aatlantic Ocean. *Geochimica Brasiliensis*, 8(1), 31-39.

Veltheim, R. V. 1950. *Geologia da ilha da Trindade*. Relatório prévio da Expedição João Alberto à ilha da Trindade. Rio de Janeiro. (inédito).

Weaver, B. L. 1990. Geochemical of the higly - undersaturated ocean island basalt suites from the South Atlantic Ocean Fernando de Noronha and Trindade *Contributions to Geology and Petrology,* v. 105, p. 502 -515.

[1] Departamento de Minas, Escola Politécnica
Universidade de São Paulo
ffmalmeida@uol.com.br

Atol das Rocas, Litoral do Nordeste do Brasil

Único atol do Atlântico Sul Equatorial Ocidental

SIGEP 33

Ruy Kenji Papa de Kikuchi[1]

Rocas é a primeira unidade de conservação marinha criada no Brasil. Ela é uma reserva biológica e por isso a única atividade humana permitida ali é a pesquisa científica. O atol é um recife elíptico com uma área de cerca de 7,5 km^2. Seu eixo maior (E-W) tem 3,7 km de comprimento e o eixo menor (N-S) tem 2,5 km de comprimento. Uma crista algácea limita o platô recifal, que é dominado por uma associação de algas coralinas-gastrópodes vermetídeos que cresce na forma de pequenas cristas lineares. Na frente recifal (em reentrâncias no recife), nas piscinas e na laguna, são encontrados os corais *Siderastrea stellata*, *Montastrea cavernosa* and *Porites sp.* Perfis de sísmica de refração revelaram a presença de dois estratos em subsuperfície. Em um testemunho de 11,6 m de comprimento, perfurado na parte oeste do recife, com uma taxa de recuperação de 40%, verifica-se que a seqüência holocênica de Rocas foi construída primariamente por algas coralinas e, subordinadamente, por corais, além do foraminífero incrustante *Homotrema rubrum* e por gastrópodes vermetídeos. O crescimento recifal começou antes de 4,8 ka AP com a taxa de acrescimento variando de 1,5 a 3,2 m/ka. Os cálices ou "rocas", permanentemente aflorantes do nível do mar, posicionados acima da altura da maré, e afloramentos de arenitos de praia em uma das ilhas do atol são evidências de um nível do mar pretérito no Holoceno, superior ou igual ao nível atual. O baixo grau de competição por espécies e baixo grau de herbivoria podem ser fatores ecológicos que propiciaram o intenso crescimento das algas coralinas incrustantes em Rocas.

Atol das Rocas, Northeastern Brazilian Litoral - The only atoll of the South Western Equatorial Atlantic

*Rocas is the first marine protected area created in Brazil. It is a Biological Reserve and therefore the only human activity allowed there is scientific research. It is an ellipsoid atoll with an internal area of about 7.5 km^2. Its largest axis (E-W) is 3.7 km long, and the shortest (N-S) is 2.5 km long. An algal ridge limits the reef flat, that is dominated by a coralline algae-vermetid gastropods association growing as small linear ridges. In the reef front (in some grooves), in the pools and in the lagoon, corals (*Siderastrea stellata, Montastrea cavernosa *and* Porites sp*) are found. Seismic refraction profiles revealed the presence of two subsurface strata. A 11.6 m long drill core on the western part of the reef, with the recovery rate of 40%, shows that the Holocene sequence of Rocas was primarily built by coralline algae and, subordinately, by corals, along with some encrusting foraminifer* Homotrema rubrum *and vermetid gastropods. The reef growth began before 4.8 ky BP with the accretion rate varying from 1.5 to 3.2 m/ky. Subaerialy exposed old reef spits, elevated above tidal range, and a beachrock cliff in one of the cays present in the atoll are evidences of a equal to or higher than present sea level in Rocas, earlier in the Holocene. Low degree of competition for space and low grazing pressure may be the ecological reasons that promoted such a strong growth of coralline algae in Rocas.*

INTRODUÇÃO

Rocas é um sítio geomorfológico, pois é o único atol no Atlântico Sul Ocidental e um dos menores do mundo. Ele foi descoberto em 1503 devido ao naufrágio da nau de Gonçalo Coelho (Rodrigues, 1940). Desse modo, desde seu aparecimento na literatura náutica, seu perfil baixo com apenas duas ilhas arenosas (coroas) e rochas aflorando do mar durante as marés altas têm sido sinônimo de perigo aos navegantes.

Rocas é um sítio geológico pois como um recife é um depósito carbonático que resultou da atividade orgânica construtora de organismos bentônicos em resposta aos fatores ambientais como luz disponível, hidrodinâmica e variações relativas do nível do mar.

Rocas é um sítio paleontológico porque foi construído dominantemente por algas coralinas e apenas secundariamente por corais. Este fato é importante porque é geralmente aceito que algas coralinas não possuem potencial para erigir ou ser construtoras primárias de recifes no Quaternário (Macintyre, 1997).

Por fim, e não menos importante, o Atol das Rocas é um santuário ecológico pois abriga um grande número de aves marinhas migratórias e residentes, que o utilizam para repouso, alimentação e acasalamento. Dentre as aves mais abundantes estão os trinta-réis, as andorinhas-pretas-do-mar, conhecidas também como beneditos no litoral sul da Bahia, os atobás, os mergulhões ou pilotos e as fragatas. Ademais, como em Fernando de Noronha, é um local de intensa atividade de desova da tartaruga-verde e de alimentação da tartaruga-de-pente. Nas águas circunvizinhas ao atol são encontradas, em grande quantidade, espécies de peixes de utilização comercial, tais como albacora ou atum, alguns tipos de agulhões, garoupa rajada, mero e badejo (Rodrigues, 1940). Moluscos e crustáceos também ocorrem em grande abundância; a lagosta , por exemplo, foi uma das causas do atol ter sido alvo de intensa atividade pesqueira predatória num passado recente.

O objetivo deste artigo é apresentar uma descrição geral do atol das Rocas, baseado principalmente em Kikuchi (1994) e Kikuchi & Leão (1997). Dados sobre sua composição e estrutura serão apresentados, de modo a mostrar que as algas coralinas incrustantes são os construtores primários do recife. As razões pelas quais essas algas dominam o ambiente de uma forma tão importante serão discutidas brevemente. Serão apresentadas também as evidências de algumas posições pretéritas do nível do mar mais elevadas do que a atual. Isto reforça o padrão geral da curva relativa do nível do mar na costa brasileira, que exibe um período transgressivo até cerca de 5,1 ka AP e uma regressão desde então. Um breve comentário sobre o estado de conservação do atol concluirá este capítulo.

LOCALIZAÇÃO

O Atol das Rocas Cresce na porção W do topo aplainado de um monte submarino pertencente à Zona de Fratura de Fernando de Noronha (Figura 1). Situa-se a cerca de 260 km a leste da cidade de Natal, no nordeste do Brasil, e a 145 km a oeste do Arquipélago de Fernando de Noronha (na área definida pelas coordenadas de 3º45'S e 3º56'S e 33º37'W e 33º56'W). As coordenadas do farol ali instalado são 3º51'30''S e 33º49'29''W.

Os dados climáticos disponíveis sobre a área em questão foram obtidos no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. O conjunto de dados utilizados por Kikuchi (1994) consiste de uma série temporal de 9 meses de duração, coletados entre dezembro/91 e agosto/92. De acordo com esses dados, a precipitação é distribuída irregularmente ao longo do ano, com uma média mensal de 860 mm, variando de 183 mm (abril/92) a 2663 mm (agosto/92). No mesmo período, a temperatura atmosférica variou de 17,5°C (abril) a 35,8°C (fevereiro).

Os dados de direção dos ventos indicam que os ventos dominantes de ESE sopram o ano todo, com uma freqüência de 45% dos dias avaliados. Entre junho e agosto (inverno do hemisfério sul), ventos de SE ocorrem em 35% dos dias e a freqüência de ventos E é de 15% no mesmo período. Entre dezembro e abril (verão do hemisfério sul), ventos SE e E ocorrem em cerca de 20% dos dias com dados disponíveis. Ventos com velocidade variando de 6 a 10 m/s dominam ao longo de todo o ano, mas durante o inverno, ventos com velocidade entre 11 e 15 m/s são comuns. Velocidades superiores a 20 m/s foram registradas com mais freqüência durante o verão.

As marés são semi-diurnas e sua amplitude na sizígia atinge cerca de 2,7 m. A região do Atol das Rocas é banhada pela Corrente Sul Equatorial, originada nas costas da África, a partir da Corrente de Benguela. A sua deriva tem direção constante para W durante o ano com velocidades que variam de 30 cm/s a 60 cm/s (Richardson & McKee 1984; Silveira, Miranda *et al.* 1994). Valores da ordem de 170 cm/s foram reportados por Rodrigues (1940). De acordo com Hogben & Lumb (1967), 80% das ondas observadas na região incluída neste estudo provêm de E e 15% de NE. São ondas com período curto, de 4 a 7 s, e altura

entre 1 e 2 m. Melo & Alves (1993), contudo, ressaltam que entre dezembro e março esse comportamento pode mudar, com a ocorrência de ondas com período de 15 s e 18 s e alturas de até 2 m, provenientes do hemisfério norte.

A temperatura média da água na parte externa do atol é de 27°C, o valor mínimo é de 25,5°C e o máximo de 28°C. Na região interna do recife, a água pode chegar a 39°C nas piscinas. Os dados de salinidade disponíveis indicam que ela é em média de 37 unidades de salinidade (us), variando de 35 us a 42 us. Alguns dados acerca do pH, obtidos durante alguns dias durante o verão de 1991 na região interna do recife, mostram valores variando de 5 (à noite) a 11 (ao meio dia). Esses parâmetros foram medidos por pesquisadores e guarda-parques nos anos de 1991 e 1992 (Kikuchi, 1994).

A visibilidade da água, em condições de tempo bom é geralmente superior a 20 m. Essa transparência está atestada também em orbitais TM/LANSAT (Figura 2A), onde, na banda azul, foi possível identificar feições a profundidades de até 30 m.

HISTÓRICO

A existência do Atol das Rocas foi registrada pela primeira vez no mapa seiscentista de Cantino (Andrade 1959). O primeiro mapa detalhado de Rocas apareceu em 1852, de autoria do Capitão-Tenente Phillip Lee (Rodrigues 1940). Naquele tempo Rocas ainda era chamado Baixo das Rocas ou Baixo das Cabras. Foi no mapa batimétrico do Comandante Vital de Farias, de 1858, que Rocas foi descrito pela primeira vez como um atol (Rodrigues., 1940). A primeira menção por um naturalista ocorreu no final do século XIX, em 1880, por Jean de Léry (1980), que faz uma breve e muito tênue descrição à distância do atol, quando de sua passagem pelas suas cercanias no retorno à França de sua viagem ao Brasil. Apenas com Andrade (1959) Rocas recebe sua primeira descrição científica mais aprofundada, apesar de baseada numa estada de apenas um dia no atol. Ele usou um fotomosaico de fotografias aéreas verticais para fazer um mapa detalhado do recife. Entre outras coisas, ele descreveu detalhadamente a morfologia do platô recifal, da laguna, de algumas piscinas, os cálices remanescentes e o arenito de praia que ocorre na ilha do Cemitério. Essas duas últimas feições foram tomadas como indicações de um nível marinho pretérito mais elevado que o atual no atol e foram correlacionados com evidências semelhantes encontradas no Holoceno da

Figura 1: Mapa de localização do Atol das Rocas e a delimitação da reserva biológica (isóbata de 1000 m).
Figure 1: *Location map of Rocas atoll and the biological reserve limits* (1000 m isobath).

costa de Pernambuco (Andrade, 1959). Isto levou o autor a apontar as flutuações relativas do nível do mar no Holoceno como o fator preponderante no processo de edificação de Rocas. Ottmann (1963) fez algumas observações adicionais sobre a sua geomorfologia, entre elas a existência de dois terraços submersos, a 5 m e 20-30 m de profundidade, que seriam indícios adicionais de posições pretéritas do nível do mar, e corroborou as idéias de Andrade (1959) acerca do mecanismo de crescimento do atol. Devido à exígua ocorrência de corais no platô recifal, Andrade (1959) e Ottmann (1963) sugeriram que Rocas seria inteiramente construído por algas coralinas ou como identificado por eles, por Lithothamnium. Kikuchi (1994) apresentou um mapa mais detalhado de Rocas, baseado não apenas no fotomosaico de Andrade (1959), mas também numa imagem TM/LANDSAT. Além disso, foi feita uma investigação de refração sísmica, bem como uma testemunhagem de cerca de 11 m de profundidade na porção a sotavento do anel recifal. Várias idades ^{14}C de esqueletos de corais permitiram ao autor esquematizar um modelo de evolução recifal durante o Holoceno.

A controvérsia a respeito da classificação de Rocas como sendo um atol começou com o trabalho de Vallaux (1940). Nesse trabalho o autor afirma a composição algácea do recife e que a pouca profundidade da laguna a desqualificaria como tal. O problema se fundamentava na discordância que ocorria na época entre duas teorias acerca do mecanismo controlador da evolução recifal. As idéias de Darwin

acerca dos 3 estágios sucessivos na evolução recifal no Pacífico, das franjas recifais, passando pelas barreiras e finalmente aos atóis, tudo controlado pela isostasia, foi desafiada por Daly que propôs uma hipótese alternativa. Segundo esse autor, as mudanças eustáticas no nível do mar teriam sido as responsáveis pelo acrescimento e dissolução do carbonato que forma os recifes. Assim, ao longo da história geológica, elevações e declínios de alta freqüência do nível do mar seriam as responsáveis pela evolução dos recifes. A primeira hipótese implica que o acrescimento carbonático nos atóis deveria ser espessa, com depósitos datando pelo menos do Terciário, e que a profundidade das lagunas seria uma evidência desse processo. De acordo com a segunda hipótese, a teoria do controle glacial, os recifes em geral (e os atóis em particular) deveriam ser apenas um estrato pleistocênico bastante fino, pois seu substrato não teria mudado de posição ao longo do desenvolvimento dos recifes. Pouco depois, os resultados das testemunhagens nos atóis do Pacífico provaram que as idéias de Darwin estavam corretas como um modelo geral de evolução recifal mas, ao mesmo tempo, verificou-se que a espessura Quaternário dos recifes era reduzida e que as variações eustáticas do nível do mar tiveram um papel importante no desenvolvimento dos recifes. Grigg (1997) apresenta uma síntese sobre o crescimento recifal com base na Tectônica de Placas e no fenômeno dos *hotspots*. Assim, os blocos residuais do recife na parte oriental da superfície do atol e a existência do arenito de praia numa das ilhas não são elementos característicos do atol que invalidariam a classificação de atol a Rocas, como afirmaram Andrade (1959) e depois Ottmann (1963), em apoio às idéias de Vallaux (1940). Com base nas características geomorfológicas do atol e apesar da pouca profundidade da sua laguna, mas ainda assim navegável por pequenas embarcações, será mostrado adiante que Rocas é um atol verdadeiro.

Até o início da década de 90, apenas aspectos biológicos de Rocas tinham sido mais intensivamente investigados. Havia estudos sobre as aves migratórias e residentes, através de anilhamento e sensos demográficos feitos pelo Centro de Estudos de Migração de Aves (CEMAVE-IBAMA, Antas & Azevedo Jr., 1990), estudos sobre a ictiofauna (Faria & Silva,1937), carcinofauna (Faria & Silva,1937), organismos bentônicos, tais como as macroalgas (Oliveira Filho,1972; Oliveira Filho & Menezes, 1972; Oliveira Filho & Ugadim, 1974 e 1976) e gastrópodos (Rios,1979). Equipes de pesquisadores do Projeto Tartarugas Marinhas (Projeto TAMAR-IBAMA) acompanham as desovas da tartaruga verde, ou aruanã (Chelonia mydas) entre dezembro e abril, desde 1990.

O estabelecimento de uma estação permanente na reserva em 1994, permitiu o desenvolvimento de vários projetos científicos desde invertebrados marinhos e flora bêntica, de peixes, da fauna e flora planctônicas. São exemplos desses estudos os desenvolvidos por Echeverría *et al*. (1996) com cnidários, por Rosa & Moura (1997) sobre peixes recifais, e por Gherardi & Bosence (1999) sobre as algas coralinas.

O ambiente tectônico e a característica do substrato do atol foram considerados por Almeida (1955), que afirmou que Rocas, assim como o Arquipélago de Fernando de Noronha, pertenceriam a um alinhamento de montes submarinos que consistiriam numa ramificação da dorsal meso-oceânica. Miura & Barbosa (1973) e Bryan et al. (1973) apresentam evidências da continuidade desse alinhamento projetando-se pela plataforma continental brasileira no Estado do Rio Grande do Norte e continente adentro, no estado do Ceará. Damuth & Palma (1979) e Gorini (1981) confirmam a morfologia desse alinhamento de montes submarinos, que o próprio Gorini (1981) nomeia como Zona de Fratura de Fernando de Noronha. Segundo esse autor, essa zona de fratura tem continuidade na Zona de Fratura Jean Charcot, do lado oriental do Atlântico. Cordani (1970), datou rochas de Fernando de Noronha e concluiu que a atividade vulcânica do Arquipélago ocorreu entre cerca de 12 e 1,8 m.a. AP, ou seja, do Mioceno Médio até o início do Pleistoceno. O autor sugere, contudo, que o início da atividade vulcânica que resultou na formação dessas ilhas teve início a cerca de 39 m.a. AP. Por se situar a W do Arquipélago de Fernando de Noronha, mais distante, portanto da dorsal meso-atlântica, o substrato do atol deve ter idades maiores que as apresentadas por Cordani (1970). Contudo, isso não implica que o final da atividade vulcânica também tenha terminado muito antes da verificada em Fernando de Noronha.

Os aspectos sedimentológicos foram apresentados pela primeira vez por Duarte (1938). Contudo, esse autor se detém na composição química do sedimento. Ottmann (1963) realizou algumas análises granulométricas em amostras coletadas nas ilhas, na laguna e nos arredores do atol, e observa que o sedimento das ilhas é cascalho arenoso (mais de 60% de grânulos) e que o sedimento da laguna é dominantemente areia (cerca de 80% de areia). Andrade (1959) mostrou que o arenito da Ilha do Cemitério tem granulometria semelhante à da areia depositada

atualmente na Ilha do Farol. Coutinho & Morais (1970) estudaram os sedimentos coletados nas plataformas de Rocas e Fernando de Noronha e os classificam como areias calcárias biogênicas, compostas principalmente por algas coralinas da sub-família Melobesioidae (Família Coralinaceae), além de algas do gênero Halimeda e de foraminíferos bentônicos (principalmente *Amphistegina radiata* e Archaias sp). Tinoco (1972) cita as espécies de foraminíferos Amphistegina radiata e Peneroplis proteus como as mais freqüentes no sedimento de superfície de fundo de Rocas, em amostras coletadas a mais de 45 m de profundidade mas Archaias angulatus é a mais abundante nas proximidades do atol. Kikuchi (1994) fez um levantamento detalhado do sedimento no interior e nos arredores do atol e mostrou que as fácies sedimentares (granulometria e composição) refletem os diferentes graus de energia desses dois ambientes recifais bem como as características de produção de sedimento desses ambientes.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Geomorfologia

O Atol das Rocas cresce na parte leste do topo de um monte submarino (Figura 1) onde as profundidades estão compreendidas entre as isóbatas de 15 m e 30 m. Apresenta formato elíptico, aberto nas partes ocidental e setentrional. Seu eixo maior, de orientação E-W, tem cerca de 3,7 km de comprimento e o eixo menor, de orientação N-S, tem cerca de 2,5 km de comprimento (Figuras 2A e2B). A despeito das suas dimensões reduzidas, pode-se distinguir nele claramente a frente recifal, o platô recifal e a laguna (Figura 2).

A frente recifal aparece de duas formas distintas: a barlavento (poções oriental e meridional) que é abrupta, uma parede praticamente vertical, que cai da borda do recife até a profundidade de 10 m onde inicia-se um depósito de talus até os 15 m de profundidade. Nesse nível, existe um terraço horizontal colonizado por algas não esqueletais e algas coralinas, corais e esponjas, que se estende por cerca de 1 km para leste e sul do atol. Apesar de ser colonizado predominantemente por algas verdes e pardas e com pouca acumulação de sedimento, nele se observam corais da espécie Mussismilia hispida e espécimens de hidrocoral *Millepora alcicornis*, além de diversos tipos de esponjas e rodóides. Este é, possivelmente, o topo da plataforma que serve de substrato ao Atol das Rocas. A sotavento desenvolve-se o contraforte do recife, um sistema de pontões e reentrâncias desde a borda do recife até profundidades de cerca de 18 m.

O platô recifal é a superfície mais ou menos plana da parte superior e interna do recife, circunscrita pela borda externa (Figura 2B). Fica acima do nível do mar durante os períodos de maré baixa. Compreende o anel recifal, cuja largura varia de cerca de 160 m na porção W, a cerca de 700 m no lado E do atol, e o depósito arenoso, que ocupa praticamente toda a porção interna do recife. O anel recifal é interrompido a norte e a oeste por dois canais, denominados respectivamente Barreta Grande e Barretinha (Figura 2B). Desse modo, o anel é subdividido num arco de barlavento e num arco de sotavento.

É no platô recifal que se encontram feições como os canais, as piscinas e as ilhas arenosas (coroas). O recife propriamente dito ou anel recifal é a faixa periférica de pavimento recifal que delimita a parte interna do recife. É circundada pela margem recifal e circunscreve o depósito arenoso e a laguna (Figura 2B). Ele é construído principalmente por algas coralinas incrustantes e gastrópodes vermetídeos. A esses organismos incrustantes associam-se algas rodofíceas geniculadas (*Jania sp* e *Amphiroa sp*), além de clorofíceas e feofíceas, não esqueletais. As algas coralinas e os gastrópodes vermetídeos crescem na forma de cristas algáceas lineares, com alguns centímetros de largura, contínuas ou segmentadas. No anel recifal encontram-se as "rocas" ou cabeços residuais, chamadas de old reef spits em inglês ou féo em francês, segundo Battistini *et al.* (1975). Elas são resquícios de uma estrutura mais elevada do recife que podem atingir hoje cerca de 3-4m de altura (Figura 3). Caneluras entalhadas na base dos cabeços residuais (Figura 3) indicam que a média das preamares atinge cerca de 0,5 m acima da superfície do platô recifal. São compostos primordialmente de algas coralinas incrustantes, ocorrendo também gastrópodes vermetídeos e o foraminífero incrustante *Homotrema rubrum*, sempre de modo acessório. O depósito arenoso (Figuras 2A e B) corresponde à maior parte da feição denominada como "laguna muito rasa" por Andrade (1959) e por Ottmann (1963). É composto principalmente por fragmentos de algas coralinas, de granulação areia média a fina. Mais de 50% dos fragmentos são algas coralinas, com testas de foraminíferos e fragmentos de moluscos aparecendo subordinadamente (com uma freqüência média de 10% cada componente). Nele aparecem formas de leito onduladas que são assimétricas, com cristas descontínuas e arqueadas, produzidas por correntes que varrem a superfície do depósito nas marés enchente e vazante.

Figura 2: A) Imagem de satélite TM/LANDSAT do Atol das Rocas, banda azul. **B)** Mapa geomorfológico do Atol das Rocas.
Figure 2: A) *TM/LANDSAT satellite image from Rocas atoll, blue band.* **B)** *Geomorphology map of Rocas atoll.*

A borda do recife é uma crista algácea de cerca de 20-30 m de largura e com cerca de 0,5 m de altura. Esta é uma feição praticamente contínua, desaparecendo apenas no arco de sotavento do atol, a NW da Ilha do Farol. Fica exposta à atmosfera durante os períodos de maré baixa. Na sua parte externa é que se dissipa praticamente toda a energia das ondas que incidirem no recife, constituindo-se, portanto, no local de mais alta energia do recife.

Uma laguna rasa é vista na parte nordeste do recife e ela se comunica com o mar através da Barreta Grande (Figura 2B). Sua profundidade máxima, nas marés de sizígia, varia de 4 m na parte mais central a cerca de 6 m na parte mais interna da Barreta Grande. A largura da Barreta Grande (Figura 3) pode atingir 100 m e a profundidade varia de 6 m na parte mais interna até 10 m, no limite externo do canal. Essa barreta é formada por espaços entre colunas recifais com paredes verticalizadas, o que lhe confere o aspecto de canais meandrantes (Figura 4). Nas paredes dessas colunas são vistas com freqüência as espécies de corais Montastrea cavernosa, Siderastrea stellata e Porites sp. O fundo dos espaços intercolunares está recoberto por sedimento areno-cascalhoso (Figura 4). Aí, o processo

Figura 3: Foto do platô recifal do arco de barlavento na parte E do atol.
Figure 3: *Photography of reef flat in the windward arch, E part of the atoll.*

dinâmico que predomina é a alternância do sentido da corrente com as marés.

As piscinas são outro tipo de descontinuidade que ocorre no platô recifal (Figura 2B). Essas aberturas têm profundidades de 3 m nas marés baixas e podem atingir dimensões de até 400 m de comprimento, como é o caso da Piscina das Tartarugas (leste do recife). As piscinas são delimitadas por bordas salientes que desenvolvem uma superfície inferior em negativo, que Andrade (1959) denominou como bordas "em pala de boné", conhecidas na língua inglesa como overhangs. Nessas regiões, o processo de coalescência de pequenas colunas recifais isoladas com seção aproximadamente circular sugere a maneira como se originou o anel recifal (Figura 5). As piscinas estão preenchidas por sedimento arenoso e nas de maior dimensão, como a das Tartarugas (a leste) e as piscinas do sul do anel, ocorrem colunas recifais isoladas com freqüência.

Existem duas coroas arenosas na parte ocidental do atol (Figuras 2A e B). A coroa do sul é chamada Cemitério e possui, na sua face nordeste, encostas de arenitos de praia de cerca de 1,5 m de altura. A altura desse arenito de praia chega a 2 m acima do nível do platô recifal. Um farol foi construído na coroa norte, chamado por isso de ilha do Farol. Essa coroa tem altura de cerca de 3 m acima do nível do platô e não possui afloramentos de arenito de praia.

O Atol das Rocas é formado por zonas encontradas com freqüência nos atóis do Caribe (Kornicker & Boyd, 1962; Stoddart, 1962; Milliman, 1967; Milliman, 1969. Figura 6), apesar das suas dimensões reduzidas e da sua forma em anel semicerrado (Figura 2B e Figura 6). Esta última característica não é uma feição comum nos atóis descritos na literatura (Stoddart, 1965). Contudo, a comparação de Rocas com outros atóis do Atlântico evidencia muitas similaridades na morfologia geral dos recifes, como mostra a Figura 6. Exemplos que podem ser citados são a encosta da frente recifal, comparável com o recife Alacrán (Kornicker & Boyd, 1962), a largura do anel recifal, que é da mesma ordem de grandeza dos atóis da Nicarágua (Milliman, 1969), e a espessura da seção holocênica e sua origem fisiográfica, comparável àquelas do recife Hogsty (Milliman, 1967).

Figura 4: Passagem entre duas colunas recifais na Barreta Grande. A profundidade é de cerca de 6 m e o fundo é recoberto por sedimento cascalhoso.
Figure 4: *Passage between two pinnacles in Barreta Grande. Depth is about 6 m and bottom surface is made of gravel.*

Figura 5: Piscina na parte sul do atol. Observar o topo das colunas ao nível da água na parte central da foto e a transição para o platô.
Figure 5: *Pool on the south part of the atoll. Note the flat top of the pinnacles at water surface level on the central part of the photo and the transition to the reef flat..*

Estrutura e composição do recife

Os resultados da investigação sísmica permitiram identificar 3 estratos. Kikuchi & Leão (1997) publicaram uma reavaliação dos dados apresentados em Kikuchi (1994), nas quais as velocidades sísmicas de cada estrato identificado, são:

v_0 = 0,33 m/ms
v_1 = 2,50 m/ms
v_2 = 4,70 m/ms

da mais rasa para a mais profunda. As espessuras dos estratos são:

z_0= 1,7 m
z_1 = 10,0 m

onde z_0 e z_1 somadas são a espessura da camada holocênica do recife. A profundidade do limite superior do substrato (v_2) no local onde se deu a investigação tem, portanto, um valor mínimo de 11,7 m (Figura 7).

As duas camadas superiores da seqüência recifal foram identificadas como a camada holocênica do atol, baseando-se nos dados da testemunhagem (Figura 7). A camada superior de baixa velocidade sísmica (z_0) representa um capeamento de recife preenchido por água e ar em seus poros, resultado do nível da maré baixa no momento da investigação. A Seção Holocênica (Figura 7) do Atol das Rocas e foi quase totalmente atravessada pela perfuração. As datações em esqueletos de corais confirmaram a idade holocênica para essa seção. Dessa metragem perfurada, foram recuperados 40% (Figura 7). As algas coralinas são os organismos construtores mais importantes, volumetricamente, no Atol das Rocas, ocorrendo com freqüência sempre superior a 60% no testemunho (Figura 7).

Esse papel importante das algas coralinas, por vezes preponderante, na construção dos recifes é uma característica comum aos recifes brasileiros, tal como os de Abrolhos e os do litoral norte da Bahia. Característica semelhante é observada nos recifes (*boilers*) das Bermudas, estudados por Ginsburg & Schroeder (1973), e também nos recifes das Antilhas, alvo dos estudos de Adey (1978), Adey & Burke (1976), Adey & Burke (1977) e Adey & Vassar (1975). Esqueletos de corais foram recuperados apenas subordinadamente.

São fragmentos de espécimens pequenos das espécies *Siderastrea stellata*, *Favia gravida, Mussismilia hispida, Agaricia sp* e *Porites sp* e perfizeram cerca de 10% do testemunho. Gastrópodes vermetídeos e o foraminífero *Homotrema rubrum* correspondem a cerca de 6% do testemunho, cada um, e ocorrem associados às algas coralinas incrustantes.

O substrato pré-holocênico do Atol das Rocas pode ser comparado às rochas vulcânicas que aparecem no Arquipélago Fernando de Noronha (rochas vulcânicas ultramáficas a intermediárias, segundo Almeida, 1955). A velocidade de 4,70 m/ms que caracteriza esse refletor é da ordem de grandeza apresentada por rochas basálticas, descritas no atol de Bikini (Dobrin, Perkins *et al.*, 1949; Dobrin & Perkins, 1954; Raitt, 1954), no atol de Kwajalein e no guyot Sylvania (Raitt, 1954) e no atol Eniwetak (Raitt, 1957). Essa Seção Basal (Figura 7) pode ser de uma idade Terciária, tomando-se como base de comparação as idades do vulcanismo no Arquipélago de Fernando de Noronha e datadas por Cordani (1970).

Figura 6: Comparação das características morfológicas do Rocas com outros atóis do Atlântico.
Figure 6: *Comparison of morphologic characteristics between Rocas and the other Atlantic atolls.*

	ROCAS (Kikuchi 1994)	HOGSTY (Milliman 1967)	ALACRÁN (Kornicker e Boyd 1962)	NICARAGUA (Milliman 1969)	BELIZE (Stoddart 1962)
Diâmetro (km)	***2,5 x 3,7***	*5 x 9*	*11 x 22*	*3,5x8,5 a 16x32*	*7,5x35 a 16x49*
Área (km²)	***7,5***	*±40*	*259*	*25 a 260*	*203 a 530*
Declividade da superfície de fundo	***0,2° a 0,15°***	*31° a 61°*	*0,02°*	*?*	*14° a 18°*
Profundidade da laguna (m)	***0 a 6***	*6 a 8*	*15*	*10 a 20*	*6 a 43*
Largura do anel recifal (km)	***0,2 a 1***	*2*	*2,5*	*0,5*	
Espessura holocênica (m)	***> 11,4***	*18*	*33,5*	*?*	*?*
Continuidade do anel	***fechado***	*aberto a sotavento*	*aberto a sotavento*	*aberto a sotavento*	*aberto a sotavento*
Província fisiográfica	***monte submarino***	*monte submarino*	*plataforma continental*	*bancos*	*bancos plataformais*

Figura 7: A. Perfil esquemático W-E do Atol das Rocas apresentando a interpretação da refração sísmica e desenho esquemático da composição do testemunho. B. Diagrama das idades do testemunho e do arenito de praia.
Figure 7: *A. Schematic W-E profile of Rocas atoll, with interpretation of seismic survey. The core hole is represented on the profile, together with its schematic composition. B. Plot of the ages of the coral skeletons from the core and from the beachrock.*

LOCALIZAÇÃO	N° LAB	MATERIAL	IDADE CONVENCIONAL ^{14}C (ka AP)
frente recifal 10 m de profundidade	*Bah-1758*	*Ss*	*atual*
anel recifal sotavento 50 cm acima do platô	*Bah-1759*	*Ss*	*2,02±0,16*
anel recifal sul, superfície	*Bah-1803*	*Ss*	*0,94±0,14*
testemunho, superfície, anel sotavento	*Bah-1801*	*Ss*	*0,84±0,14*
testemunho, 7 m prof., anel sotavento	*Bah-1806*	*Ss*	*3,06±0,18*
testemunho, 10,5 m prof., anel sotavento	*Bah-1807*	*Ss*	*4,41±0,20*
testemunho, 11,2 m prof., anel sotavento	*Bah-1808*	*Ss*	*4,86±0,21*
calcarenito de praia, 1,5 m acima do platô	*Bah-1796*	*Ss*	*1,91±0,15*
calcarenito de praia, 2,0 m acima do platô	*Bah-1797*	*Fg*	*2,83±0,16*
calcarenito de praia, 1,8 m acima do platô	*Bah-1798*	*Mol*	*2,51±0,17*
calcarenito de praia, 0,5 m acima do platô	*Bah-1800*	*Fg*	*2,63±0,15*

Figura 8: Resultados das datações por ^{14}C (Ss=Siderastrea stellata e Fg=Favia gravida) e conchas de moluscos (mol). da superfície do recife, das amostras do testemunho e do calcarenito de praia da ilha do Cemitério.
Figure 8: *^{14}C ages of coral skeletons (Ss = Siderastrea stellata, Fg = Favia gravida) and mollusk shells (mol) from the reef surface, the core samples and the Cemitério island beachrock*

Figura 9: Taxas de crescimento do recife, calculadas a partir das idades obtidas no testemunho. A referência (0m) corresponde à superfície do recife.
Figure 9: *Reef growth rates, calculated from the ages of the coral skeletons obtained in the core. Depth calculated with reference to reef flat level..*

INTERVALO (m)	TAXA (mm/ano)
0 - 7,0	*3,2*
7,0 - 10,5	*2,4*
10,5 - 11,2	*1,5*
média	*2,8*

Crescimento do recife e posição do nível do mar

As idades ^{14}C obtidas do testemunho são 4,86 ka AP à profundidade de 11,2 m, 4,41 ka AP à profundidade de 10,5 m, 3,06 ka AP à profundidade de 0,84 ka AP na superfície (Figuras 7 e 8), e elas indicam que o estrato com velocidade de 1,58 m/ms corresponde à seqüência holocênica do recife. Conseqüentemente, o recife deve ter começado a crescer há cerca de 5 ka AP, elevando-se até o presente nível do mar a uma taxa média de acrescimento de 2,8 m/ka (variando de 1,5 m/ka a 3,2 m/ka, Figura9). A idade do esqueleto de S. stellata, de 2,02 ka AP, achado em posição de vida num pequeno cabeço residual na parte sudoeste do arco de barlavento 0,5 m acima do nível do platô recifal, indica que o recife atingiu o nível atual há pelo menos 2000 anos atrás. As idades fornecidas pelos esqueletos de corais e pelos fragmentos de gastrópodes do calcarenito de praia da ilha do Cemitério variam de 1,91 a 2,83 ka AP (Figura 6). Essas idades são coincidentes com a idade fornecida pela colônia de S. stellata do cabeço residual, mencionada acima, o que reforça a hipótese que partes do recife já haviam chegado à posição atual do nível do mar entre 3000 e 2000 anos atrás.

A idade ^{14}C mais antiga obtida no testemunho (4,86 ka AP, Figura 8) pode não representar o exato início do desenvolvimento do recife. Pode haver uma diferença entre as idades do arco a barlavento e do arco a sotavento, de onde o testemunho foi retirado. Isto é sugerido pelo que se segue: i) pela presença de uma crista algácea contínua e bem desenvolvida na borda do arco de barlavento, ao contrário do que ocorre no arco de sotavento, onde a crista algácea é apenas uma feição muito sutil e descontínua; ii) presença dos cabeços residuais, acima do nível do mar atual, no arco de barlavento (Figura 4); iii) as idades dos esqueletos coletados no platô recifal, no cabeço residual e no calcarenito de praia indicam uma diferença de cerca de 2000 anos entre a chegada do recife ao nível atual na porção a barlavento o mesmo evento na porção a sotavento. Considerando que o recife cresceu a uma mesma taxa (2,8 m/ka, Figura 9) no dois arcos, infere-se que o crescimento do recife deve ter começado antes no arco a barlavento, por volta de 6 ka AP (Figura 7). Ele se desenvolveu como um atol aberto a sotavento e as alturas dos cabeços residuais indicam que há 2000 anos atrás o recife deve ter chegado a pelo menos 3 m acima do nível do platô. O arco a sotavento começou a se desenvolver há cerca de 5000 anos atrás, com uma taxa de acrescimento variando de 1,5 m/ka até 3,2 m/ka. Consequentemente, o recife pode ter adquirido seu formato semicerrado apenas recentemente, depois que o arco a sotavento atingiu seu nível atual, há cerca de 1000 anos atrás (Figura 8).

Flora e fauna construtora do recife

A superfície do recife é dominantemente recoberta por macroalgas e uma associação de algas coralinas incrustantes e gastrópodes vermetídeos. Um estudo realizado por Gherardi e Bosence (1999) indicou a ocorrência dos gêneros Porolithon, Lithophyllum, Sporolithon e Lithoporella, entre as coralinas incrustantes. Corais maciços, com *Siderastrea stellata, Montastrea cavernosa* e *Porites sp* ocorrem apenas em áreas protegidas da energia das ondas, principalmente na laguna, nas piscinas e em algumas reentrâncias da frente recifal. Echeverría et al. (1996) publicou uma lista dos cnidários encontrados em Rocas, na qual aparecem os corais hermatípicos *Madracis decactis, Agaricia agaricites, Porites astreoides, Porites branneri*, *Favia gravida*, *Mussismilia hispida*, além das mencionadas anteriormente e discute possíveis controles na distribuição das espécies encontradas.

Dois aspectos acerca da diversidade dos organismos construtores do atol merecem algumas palavras. O primeiro deles, é a dominância atual das algas coralinas, que se verificou também ter ocorrido durante todo o seu crescimento. O segundo, mesmo se considerarmos apenas os corais construtores do recife, que têm um papel secundário na sua edificação, verifica-se o domínio acentuado de apenas uma espécie, a *Siderastrea stellata*.

Apesar de se argumentar que as algas coralinas têm em geral um papel limitado na construção de recifes (Macintyre, 1997) devido a restrições ecológicas e ambientais e à sua baixa taxa de acrescimento vertical (Adey & Vassar, 1975; Steneck & Adey, 1976; Adey, 1978; Steneck, 1986), Rocas é um exemplo de que esses organismos podem crescer verticalmente a taxas relativamente elevadas (2,8 m/ka). Figueiredo (1997) mostra que também em Abrolhos a taxa de crescimento das algas coralinas é mais elevada que em ambientes recifais de outras partes do mundo. Além de energia hidrodinâmica elevada, baixa competição inter-específica e um certo grau de herbivoria são condições que favorecem o desenvolvimento das algas coralinas (Steneck, 1997). É possível que essas condições sejam encontradas (e otimizadas) em Rocas. O baixo número de espécies de corais e a reduzida cobertura do recife por esses animais resultam em uma redução de competição por espaço entre eles e as algas coralinas. Por outro lado, apesar da biomassa de peixes herbívoros em Rocas ser equivalente a dos recifes em

outras localidades no Brasil ou no Caribe, por exemplo, apenas um gênero de peixe pastador em algas coralinas, Sparisoma, foi encontrado no atol (Rosa & Moura, 1997). Ademais, as espécies do gênero citado têm os músculos das mandíbulas menos potentes que os dos peixes papagaio do gênero Scarus, que são os pastadores mais potentes do ecossistema recifal e não ocorrem em Rocas. Essa diferença na estrutura da comunidade de peixes de Rocas pode ter contribuído também para o incremento do potencial de crescimento e preservação das algas coralinas incrustantes, visto que a herbivoria por peixes papagaio é um dos controles ecológicos mais importantes no desenvolvimento das algas coralinas (Adey & Vassar, 1975; Steneck & Adey, 1976; Adey, 1978; Steneck, 1986).

Quanto ao domínio da *Siderastrea stellata,* Echeverría *et al.* (1996) sugerem que a tolerância a fatores ambientais como alta energia de ondas, e a grandes variações de temperatura possa ser a causa principal do sucesso dessa espécie no atol. A geomorfologia do atol contribui para essa avaliação visto que por causa das dimensões reduzidas do atol, a água com temperatura elevada pela exposição do platô durante as baixa-mares acaba influenciando também a laguna, que é o segundo tipo de feição onde os corais cresce em maior profusão.

ESTADO DE CONSERVAÇÃO

O Atol das Rocas é uma reserva biológica que pertence ao Estado do Rio Grande do Norte. Foi a primeira reserva biológica a ser estabelecida no Brasil, pelo Decreto Lei n° 83.549 de 5 de julho de 1978. No Sistema Nacional de Unidades de Conservação (SNUC), uma reserva biológica é a categoria de proteção aplicada à conservação integral da biodiversidade. Nenhuma atividade recreativa ou exploração dos seus recursos é permitida dentro dessas áreas. Contudo, visitas destinadas à pesquisa científica e objetivos educativos podem ser permitidos em casos especiais, com autorização prévia do Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA).

A Reserva Biológica do Atol das Rocas inclui não só o recife mas também todo o topo do monte submarino limitado pela isóbata de 1000 m. Sua área totaliza 360 km^2. Apesar de ter sido criada em 1978, apenas em 1990 as atividades de conservação começaram efetivamente e de modo continuado. O primeiro acampamento da estação de fiscalização foi estabelecido sob os auspícios da Fundação Pró-TAMAR e do Projeto Peixe-Boi Marinho (IBAMA).

No final de 1993, o acampamento foi substituído por uma estação fiscalização/pesquisa definitiva, construída em madeira e abastecida com energia solar, criada pelo Laboratório de Pesquisa da Madeira (LPM) do IBAMA. Esta estação é uma adaptação do projeto Antártida desenvolvido pelo instituto.

A viagem até o atol geralmente leva 26 horas, partindo da cidade de Natal (Rio Grande do Norte). As equipes de fiscalização e pesquisa são compostas em geral por 8 pessoas e revezam-se a cada 25 dias. Cada equipe é composta de 2 agentes de fiscalização do IBAMA e mais 6 pessoas, entre cientistas, estudantes e voluntários. A comunicação com o continente é feita através de sistemas de rádio SSB e VHF.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos organizadores da presente obra pelo convite e pela oportunidade de escrever sobre um assunto tão caro a mim. À Professora Dra. Zelinda M. A. N. Leão, que me possibilitou dar conseqüência ao meu mergulho no ambiente carbonático. Ao senhor Gilberto Sales, ex-chefe, e à Srta. Zélia Brito, atual chefe, da Reserva Biológica do Atol das Rocas, pelas oportunidades de desenvolver os trabalhos de campo e pela sua colaboração durante os mesmos trabalhos. A imagem TM/LANDSAT foi adquirida junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adey,W. e R. B. Burke (1976). Holocene Bioherms (algal ridges and bank barrier reefs) of the Eastern Caribbean. *Geological Society of America Bulletin* **87**: 95-109.

Adey, W. e R. B. Burke (1977). Holocene bioherms of Lesser Antilles - Geologic control of development. *Reefs and related carbonates - Ecology and Sedimentology*. S.H. Frost, M. P. Weiss e J. B. Saunders. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. **4:** 67-81p.

Adey, W. H. (1978). Algal ridges of the Caribbean sea and West Indies. Phycologia **17**: 361-367

Adey, W. H. e J. Vassar (1975). Colonization, succession and growth rates of tropical crustose coralline algae (Rhodophyta, Criptonemiales). *Phycologia* **14**: 44-69.

Almeida, F. F. M. (1955). Geologia e Petrologia do Arquipélago de Fernando de Noronha. Rio de Janeiro, DNPM/DGMp.

Andrade, G. O. (1959). O recife anular das Rocas (Um registro das recentes variações eustáticas no Atlântico equatorial). Anais da Associação dos Geógrafos Brasileiros **XI**: 29-61.

Antas, P. T. Z. e J. Azevedo, S. M. (1990). Expedição ao Atol das Rocas - fevereiro/março de 1990. Relatório das atividades com aves. Relatório para a direção da Reserva Biológica do Atol das Rocas. Natal, IBAMA/RN**:** 2.

Battistini, R., F. Bourrouilh, et al. (1975). Éléments de terminologie récifale Indopacifique. *Téthys* **7**(1): 1-111.

Bryan, G. M., N. Kumar, et al. (1973). The north Brazilian ridge amd the extension of equatorial fracture zones into the continent. Anais XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, SBG-Norte.

Cordani, U. G. (1970). Idade do vulcanismo do Atlântico Sul. *Boletim do Instituto de Geciências e Astronomia* - USP **1**: 9-76.

Coutinho, P. N. e J. O. Morais (1970). Distribución de los sedimentos en la plataforma continental norte-nordeste del Brasil. Symposium on Inventory of Resources of the Caribbean Sea and Adjoining Region, Curaçao.

Damuth, J. E. e J. C. Palma (1979). Geomorfologia do fundo atlântico equatorial oeste. Geomorgologia da Margem Continental Brasileira e das áreas oceânicas adjacentes, PETROBRÁS/CENPES/DINTEP. **7:** 53-88p.

Dobrin, M. B. e J. Perkins, Beauregard (1954). Seismic studies of Bikini Atoll. Bikini and nearby atolls, Part 3 Geophysics. *Geological Survey Professional* Paper **260-J**: 487-505.

Dobrin, M. B., J. Perkins, Beauregard, et al. (1949). Subsurface constitution of Bikini Atoll as indicated by a seismic refraction survey}. *Bulletin of the Geological Society of America*

Duarte, P. J. (1938). O Atoll das Rocas. *Arquivo de Pesquisas Agronômicas* ***1***: 61-70.

Echeverría, C. A., D. O. Pires, et al. (1996). Cnidarians of the Atol das Rocas. Proc. 8th Int. Coral Reef Sym, Panama, Allen Press.

Faria, A. e D. Silva (1937). A fauna ictiológica de Roccas. Observações sobre a maturidade dos órgãos genitais e freqüência das principais espécies. *Revista D.N.P.A.* Ministério da Agricultura **IV**(1-2-3): 1-38

Faria, A. e D. Silva (1937). Os Palinurídeos do Brasil (Crustacea-Macrura). *Revista D.N.P.A.* Ministério da Agricultura **IV**(4-5-6): 1-47.

Figueiredo, M. A. O. (1997). Colonization and growth of crustose coralline algae in Abrolhos, Brazil. Proc. 8th Int. Coral Reef Sym, Panamá, Allen Press.

Gherardi, D. F. M. e D. W. J. Bosence (1999). Modeling of the ecological succession of encrusting organisms in recent coralline-algal frameworks from Atol das Rocas, Brazil. *Palaios* **14**(2): 145-158.

Ginsburg, R. N. e J. H. Schroeder (1973). Growth and submarine fossilization of algal cup reefs, Bermuda. *Sedimentology* **20**: 575-614.

Gorini, M. A. (1981). The tectonic fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to Northeastern Brazil. Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais. H. E. Asmus. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, CENPES, DINTEP. **9:** 11-116p.

Grigg, R. W. (1997). Paleoceanography of coral reefs in the Hawaiian-Emperor Chain - revisited. *Coral Reefs* **16**: S33-S38.

Hogben, N. e F. E. Lumb (1967). *Ocean wave statistics*. London, National Physical Lab., Ministry of Technologyp.

Kikuchi, R. K. P. (1994). *Geomorfologia, Estratigrafia e Sedimentologia do Atol das Rocas* (Rebio-IBAMA/RN). Pós-Graduação em Geologia. Salvador, Universidade Federal da Bahia**:** 144.

Kikuchi, R. K. P. e Z. M. A. N. Leão (1997). Rocas (Southwestern Equatorial Atlantic, Brazil): an atoll built primarily by coralline algae. Proc. 8th Int. Coral Reef Sym, Panama, Allen Press.

Kornicker, L. e D. W. Boyd (1962). Shallow-water geology and environments of Alacran Reef Complex, Campeche Bank, Mexico. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* **46**: 640-673.

Léry, J. d. (1980). *Viagem à terra do Brasil*. São Paulo, Editora Itatiaia/Ed. da Universidade de São Paulop.

Macintyre, I. G. (1997). Reevaluating the role of crustose coralline algae in the construction of coral reefs. Proc 8th Int Coral Reef Sym, Panamá, Allen Press.

Melo, F., Eloi e J. H. G. M. Alves (1993). Nota sobre a chegada de ondulações longínquas à costa brasileira. X Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Gramado, ABRH.

Milliman, J. D. (1967). The Geomorphology and history of Hogsty Reef, a Bahamian atoll. *Bulletin of Marine Science* **17**(3): 519-543.

Milliman, J. D. (1969). Four southwestern Caribbean atolls: Courtown Cays, Albuquerque Cays, Roncador Bank and Serrana Bank. *Atoll Research Bulletin*(129).

Miura, K. e J. C. Barbosa (1973). Geologia da plataforma continental do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte. XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, SBG.

Oliveira Filho, E. C. (1972). As algas marinhas bentônicas do Atol das Rocas. *Ciência e Cultura* **24**(6): 328 (supl).

Oliveira Filho, E. C. e N. A. Menezes (1972). Notas biológicas sobre o Atol das Rocas. *Ciência e Cultura* **24**(6): 361 (supl).

Oliveira Filho, E. C. e Y. Ugadim (1974). New references of benthic marine algae to Brazilian flora. *Boletim de Botânica* **2**: 71-91.

Oliveira Filho, E. C. e Y. Ugadim (1976). A survey of the marine algae of Atol das Rocas (Brazil). *Phycologia* **15**(1): 41-44.

Ottmann, F. (1963). "L'Atol das Rocas" dans l'Atlantique sud tropical. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dinamique* **2**: 101-107.

Raitt, R. W. (1954). Seismic-refraction studies of Bikini and Kwajalein atolls. Bikini and nearby atolls. Part 3. Geophysics. US Geological Survey Professional Paper **260S**: 507-527.

Raitt, R. W. (1957). Seismic-refraction of Eniwetak atoll. Bikini and nearby atolls. Part 3. *Geophysics*. US Geological Survey Professional Paper **260S**: 685-698.

Richardson, P. L. e T. K. McKee (1984). Average Seasonal-Variation of the Atlantic Equatorial Currents From Historical Ship Drifts. *Journal of Physical Oceanography* **14**(7): 1226-1238.

Rios, E. C. (1979). Novas ocorrências de moluscos para o Atol das Rocas. V Encontro de Malacologistas Brasileiros, Mossoró, Fundação Zoobotânica do Rio Grande do Sul.

Rodrigues, O. A. A. (1940). O Atol da Rocas. *Revista Marítma Brasileira* **LIX**(11-12): 1181-1228.

Rosa, R. S. e R. L. Moura (1997). Visual assessment of reef fish community structure in Atol das Rocas Biological Reserve, off northeastern Brazil. Proc 8th Int Coral Reef Symp, Panama.

Silveira, I. C. A., L. B. Miranda, et al. (1994). On the origins of the North Brazil Current. *Journal of Geophysical Research* **99**(C11): 22501-22512.

Steneck, R. S. (1986). The ecology of coralline algal crusts: Convergent Patterns and Adaptive Strategies. *Annual Review of Ecology and Systematics* **17**: 273-303.

Steneck, R. S. (1997). Crustose corallines, other algal fuctional groups, herbivores and sediments: complex interactions along reef productivity gradients. Proc 8th Int Coral Reef Sym, Panamá, Allen Press.

Steneck, R. S. e W. H. Adey (1976). The role of the environment in control of morphology in *Lithophyllum congestum*, a Caribbean algal ridge builder. *Botanica Marina* **XIX**: 197-215.

Stoddart, D. R. (1962). Three Caribbean atolls: Turneffe Islands, Lighthouse Reef, and Glover's Reef, British Honduras. *Atoll Research Bulletin* **87**: 1-151.

Stoddart, D. R. (1965). The shape of atolls. *Marine Geology* **3**: 369-383.

Tinoco, I. M. (1972). Foraminíferos dos bancos da costa nordestina, Atol das Rocas e Arquipélago de Fernando de Noronha. Trabalhos do Instituto Oceanográfico da Universidade Federal de Pernambuco **13**: 49-60.

Vallaux, C. (1940). La formation atollienne de Rocas (Brésil). *Bulletin de L'Institut Océanographique* **37**(784): 1-8

[1] Departamento de Ciências Exatas,
Universidade Estadual de Feira de Santana
BR-116, Km 3 s/n, Campus Universitário,
Feira de Santana, Bahia, Brazil
CEP 44.031-460
rkpkikuchi@geocities.com

Parte 6
SÍTIO ÍGNEO

Pico do Cabugi, RN

Registro do mais jovem magmatismo continental do Brasil

SIGEP 39

Valderez Pinto Ferreira[1]
Alcides Nóbrega Sial[1]

O Pico do Cabugi, 7 km a oeste de Lages, Rio Grande do Norte, NE Brasil, é um dos muitos *necks* da província basáltica alcalina Terciária do Rio Grande do Norte, registrando o mais jovem (19,7 Ma) magmatismo continental do Brasil. Consiste de ankaratritos, basanitos e olivina-basaltos com afinidades basaníticas ou toleíticas, sendo composto principalmente de olivina, titanoaugita, minerais de óxido de ferro, plagioclásio, apatita e vidro ocasional. Nódulos de espinélio lherzolito, ainda que pequenos, são inclusões comuns, sendo compostos de olivina, ortopiroxênio, cromo-diopsódio e espinélio. Os basaltos são moderadamente a fortemente subsaturados em sílica, SiO_2 variando de 39% a 45%, com quase todas as amostras sendo nefelina-normativas, e exibindo concentrações altas de alguns elementos incompatíveis, como Ti, K, Sr, e Ba. Dois nódulos mostram razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} de 0,70575 e 0,7042, mais altas que aquelas dos basaltos hospedeiros, interpretadas como uma fonte única para os magmas basálticos ou fontes mais homogêneas que a porção do manto litosférico acima que proveu a suite de nódulos. Estes resultados revelam uma heterogeneidade isotópica e um enriquecimento em Sr^{87} no manto do nordeste do Brasil. Valores de rocha total de d O^{18} para basaltos desta suite estão entre +6,7 e 7,7‰$_{SMOW}$, e os valores para piroxênios dos nódulos variam de +6,5 a +7,2‰$_{SMOW}$, atestando que esses valores são primários. O posicionamento desta suite basáltica Terciária está relacionado ou a um reajuste interno dentro da placa Sul-americana, durante seu deslocamento para oeste, ou a um alívio de pressão de zonas arqueadas formadas no Mesozóico Superior durante a abertura do Oceano Atlântico sul.

The Cabugi Peak, State of Rio Grande do Norte - The record of the youngest continental magmatism of Brazil

The Cabugi Peak, 7 km west of Lages, State of Rio Grande do Norte, NE Brazil, is one of the many necks in the Tertiary alkalic basaltic province of Rio Grande do Norte. It records the youngest (19.7 Ma) continental magmatism in Brazil. It consists of ankaratrites, basanites and olivine-basalts with basanitic or tholeiitic affinities, mainly composed of olivine, titanoaugite, iron oxide minerals, plagioclase, apatite and occasional glass. Spinel lherzolite nodules, although small, are common inclusions, composed of olivine, orthopyroxene, chrome diopside and spinel. The basalts are moderately to strongly silica undersaturated, SiO_2 contents varying from 39% to 45%, with almost all samples being nepheline-normative, and exhibit high concentrations of some incompatible elements such as Ti, K, Sr, and Ba. Two nodules show initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ values of 0.70575 and 0.7042, higher than those for the host basalts, interpreted as a single source for the basaltic magmas or sources more homogeneous than the portion of the lithospheric mantle above it that provided the nodule suite. These results reveal isotopic heterogeneity and ^{87}Sr-enrichment in the mantle of the northeastern Brazil. Whole rock d ^{18}O *values for basalts of this suite vary from +6.7 to +7.9‰$_{SMOW}$, and values for pyroxenes from nodules vary from +6.5 to +7.2‰$_{SMOW}$, confirming that these are primary oxygen isotope values. The emplacement of this Tertiary basaltic suite is related either to internal readjustments within the South American plate during its westward displacement, or to the Tertiary pressure release of arched zones formed in the Upper Mesozoic during the opening of the South Atlantic ocean.*

Pico do Cabugi, RN

Registro do mais jovem magmatismo continental do Brasil

SIGEP 39

Valderez Pinto Ferreira[1]
Alcides Nóbrega Sial[1]

O Pico do Cabugi, 7 km a oeste de Lages, Rio Grande do Norte, NE Brasil, é um dos muitos *necks* da província basáltica alcalina Terciária do Rio Grande do Norte, registrando o mais jovem (19,7 Ma) magmatismo continental do Brasil. Consiste de ankaratritos, basanitos e olivina-basaltos com afinidades basaníticas ou toleíticas, sendo composto principalmente de olivina, titanoaugita, minerais de óxido de ferro, plagioclásio, apatita e vidro ocasional. Nódulos de espinélio lherzolito, ainda que pequenos, são inclusões comuns, sendo compostos de olivina, ortopiroxênio, cromo-diopsódio e espinélio. Os basaltos são moderadamente a fortemente subsaturados em sílica, SiO_2 variando de 39% a 45%, com quase todas as amostras sendo nefelina-normativas, e exibindo concentrações altas de alguns elementos incompatíveis, como Ti, K, Sr, e Ba. Dois nódulos mostram razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} de 0,70575 e 0,7042, mais altas que aquelas dos basaltos hospedeiros, interpretadas como uma fonte única para os magmas basálticos ou fontes mais homogêneas que a porção do manto litosférico acima que proveu a suite de nódulos. Estes resultados revelam uma heterogeneidade isotópica e um enriquecimento em Sr^{87} no manto do nordeste do Brasil. Valores de rocha total de d O^{18} para basaltos desta suite estão entre +6,7 e 7,7‰$_{SMOW}$, e os valores para piroxênios dos nódulos variam de +6,5 a +7,2‰$_{SMOW}$, atestando que esses valores são primários. O posicionamento desta suite basáltica Terciária está relacionado ou a um reajuste interno dentro da placa Sul-americana, durante seu deslocamento para oeste, ou a um alívio de pressão de zonas arqueadas formadas no Mesozóico Superior durante a abertura do Oceano Atlântico sul.

The Cabugi Peak, State of Rio Grande do Norte - The record of the youngest continental magmatism of Brazil

The Cabugi Peak, 7 km west of Lages, State of Rio Grande do Norte, NE Brazil, is one of the many necks in the Tertiary alkalic basaltic province of Rio Grande do Norte. It records the youngest (19.7 Ma) continental magmatism in Brazil. It consists of ankaratrites, basanites and olivine-basalts with basanitic or tholeiitic affinities, mainly composed of olivine, titanoaugite, iron oxide minerals, plagioclase, apatite and occasional glass. Spinel lherzolite nodules, although small, are common inclusions, composed of olivine, orthopyroxene, chrome diopside and spinel. The basalts are moderately to strongly silica undersaturated, SiO_2 contents varying from 39% to 45%, with almost all samples being nepheline-normative, and exhibit high concentrations of some incompatible elements such as Ti, K, Sr, and Ba. Two nodules show initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ values of 0.70575 and 0.7042, higher than those for the host basalts, interpreted as a single source for the basaltic magmas or sources more homogeneous than the portion of the lithospheric mantle above it that provided the nodule suite. These results reveal isotopic heterogeneity and ^{87}Sr-enrichment in the mantle of the northeastern Brazil. Whole rock d *^{18}O values for basalts of this suite vary from +6.7 to +7.9‰$_{SMOW}$, and values for pyroxenes from nodules vary from +6.5 to +7.2‰$_{SMOW}$, confirming that these are primary oxygen isotope values. The emplacement of this Tertiary basaltic suite is related either to internal readjustments within the South American plate during its westward displacement, or to the Tertiary pressure release of arched zones formed in the Upper Mesozoic during the opening of the South Atlantic ocean.*

INTRODUÇÃO

A suite vulcânica Terciária do Rio Grande do Norte, nordeste do Brasil, é composta de ankaratritos, basanitos e olivina basaltos com afinidades basaníticas ou toleíticas. Essas rochas ocorrem como *plugs*, *necks*, diques e derrames que cortam um embasamento Proterozóico ou rochas sedimentares Cretácicas, em um alinhamento N-S que se estende por cerca de 120 km com uma largura média de 25 km (Sial, 1976).

O Pico do Cabugi (conhecido também como Serrote da Itaretama, que significa "região de muitas pedras" em Tupi) é um dos muitos *necks* desta suite, sendo aquele no qual uma forma em cone bem desenvolvida está melhor preservada na região (Sial, 1976) (Figura 1). O Pico se eleva a cerca de 500m acima do nível na planície, sendo um dos pontos mais elevados do Rio Grande do Norte. Ele registra o mais novo (19,7 Ma, Cordani, 1970) magmatismo continental no Brasil.

LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA E GEOLÓGICA

A suite basáltica alcalina Terciária ocorre principalmente concentrada no Rio Grande do Norte, mas há algumas ocorrências na Paraíba e uma em Pernambuco. O Pico do Cabugi localiza-se a 7 km a oeste da cidade de Lajes, no vale dos rios Assu e Piranhas, cerca de 120 km de Natal, capital do Rio Grande do Norte; o centro de seu pico tendo coordenadas 36º19'24"W e 05º42'17"S. O acesso ao Pico pode ser feito a partir de Natal pela rodovia BR 304, totalmente asfaltada (Figura 2). O Pico é facilmente visto da estrada uma vez que se eleva bem acima do nível regional, com suas rochas negras formando um cone típico, bem desenvolvido. Faz parte das elevações que constituem o divisor de águas entre as bacias dos rios Ceará-Mirim e Salgado, afluente do rio Assu, pela sua margem direita. O Pico está localizado no sertão, estando seu talus coberto por uma vegetação rala, de baixo porte, típica de clima quente e seco. Os basaltos alcalinos do Pico Cabugi cortam gnaisses Paleoproterozóicos do Complexo Caicó.

GEOLOGIA

Histórico

Uma das primeiras citações sobre a existência do Pico do Cabugi foi feita por Moraes (1920), que reconheceu o pico como um vulcão extinto. Rolff (1965) descreveu o Pico como um *neck*, e fez referência a outros *necks* similares na região. As primeiras referências sobre nódulos peridotíticos, que são relativamente abundantes no pico do Cabugi foram feitas por Leonardos & Araújo (1968) que descreveram a petrografia dos mesmos. Estudos geocronológicos em alguns dos *plugs* e *necks* desta suite alcalina foram feitos por Ebert & Brochini (1968), Cordani (1970) e Ebert

Figura 1: Vista panorâmica do Pico do Cabugi, visto da estrada Lajes-Angico, com suas rochas basálticas se elevando a cerca de 500 metros acima do nível regional. O tálus do Pico é coberto por uma vegetação rala, arbustiva, típica de climas semi-áridos, quentes e secos como o do sertão nordestino.
***Figure 1**: Panoramic view of the Cabugi Peak, as seen from the road Lajes-Angicos, its basaltic rocks standing out around 500 m above the surrounding regional level. The talus of the Peak is covered by vegetation typical of dry and hot climate.*

& Rodrigues (1973). Estudos petrográficos detalhados e petrológicos envolvendo geoquímica, inclusive química mineral, foram feitos mais tarde por diversos autores, incluindo Comin-Chiaramonti *et al*. (1986), Princivale *et al*. (1989) e Sial *et al*. (1991). O trabalho mais completo, no entanto, ainda é o de Sial (1974), que discute não apenas a origem a partir de um magma lherzolítico desses magmas basálticos alcalinos, mas também o significado tectônico do magmatismo Terciário e Paleozóico na região.

Petrografia

Nesta província Terciária, derrames e diques são na maioria olivina basaltos, enquanto que os *plugs* e *necks* são principalmente basanitos. Nos olivina basaltos sem olivina dos *plugs* e *necks*, incluindo o Pico do Cabugi, as principais fases minerais são olivina, titanoaugita, minerais óxido de ferro, plagioclásio, apatita e vidro. Olivina ocorre como grãos subédricos, tendo sofrido parcialmente reações com o líquido (Sial, 1976), sendo interpretada como sendo xenocristais, uma vez que exibem deformação, *kink bands* e extinção ondulante. Plagioclásio ocorre como palhetas compridas que incluem augita. Titanoaugita ocorre como fenocristais e também na matriz, os grãos maiores mostrando zonação em setor e estruturas em espinha-de-arenque. Nessas rochas, a cristalização começou com olivina, seguida em sequência por plagioclásio, piroxênio e óxidos de ferro, e algum vidro, nessa ordem.

Nódulos peridotíticos são inclusões comuns nesta suite Terciária, ainda que sejam em média pequenos (o tamanho médio de grão é 3mm). Os nódulos ultramáficos são principalmente espinélio-lherzolitos, mas ocorre também harzbugito no *plug* de Serra Aguda, próximo ao Pico de Cabugi (Sial *et al*., 1991). Os nódulos lherzolíticos apresentam as mesmas fases minerais (olivina, ortopiroxênio, cromo-diopsídio e espinélio), mas mostram uma variação modal muito grande dentro e entre *plugs* diferentes, o que sugere uma distribuição de fases não homogênea ou acamadada no peridotito fonte desses magmas (Sial *et al*., 1991).

A maioria dos xenólitos peridotíticos é equigranular, sendo os grãos maiores geralmente de olivina ou ortopiroxênio. Este último é anédrico, algumas vezes mostrando deformação. Margens de reação presentes em torno de ortopiroxênio com grãos pequenos de olivina e vidro foram interpretadas por Sial (1974) como resultantes da interação com o magma basáltico hospedeiro.

Cromio-diopsídio é menos abundante que olivina e ortopiroxênio, sendo normalmente menor e intersticial em relação aos outros minerais. Cromio-espinélio varia em nódulos diferentes em abundância (1 a 7%), tamanho, composição química, textura e grau de alteração. É anédrico, marrom ou menos frequentemente verde, com margens escuras formadas por reação com o magma. Muitas vezes forma intercrescimento gráfico com ortopiroxênio ou olivina,

Figura 2: Localização do Pico do Cabugi, 7 km a oeste de Lajes, Rio Grande do Norte, nordeste do Brasil.
Figure 2*: Location of the Cabugi Peak, 7 km west of Lajes, State of Rio Grande do Norte, northeastern Brazil.*

formando neste caso fenocristais grandes. Xenocristais de espinélio são encontrados nos basaltos hospedeiros, mostrando margens escuras de reação e algumas vezes, substituição por magnetita (Sial, 1974).

História de cristalização

De acordo com Sial (1976) houve pouco enriquecimento em ferro durante o fracionamento do magma basáltico, o qual cristalizou sob uma fugacidade alta de oxigênio (em torno de -10), como indicado pela química mineral de magnetita e ilmenita. A cristalização iniciou com olivina magnesiana, que foi seguida por magnetita, a qual passou por um intervalo longo de cristalização.

A química dos minerais óxido de ferro juntamente com a partição de Ni entre olivina e piroxênio, ou entre uma dessas duas fases e a matriz, indica temperatura de cristalização em torno de 1100ºC, a qual é interpretada como a temperatura sob a qual a matriz se formou (Sial, 1974). As temperaturas para os nódulos peridotíticos são em torno de 900ºC, muito mais baixas que a temperatura encontrada para o líquido basáltico quando este alcançou a superfície (Sial, 1976). Isto poderia ser explicado se é assumido que os nódulos representam resíduos refratários de rochas mantélicas, trazidas à superfície em desequilíbrio com o líquido basáltico.

Toda a suite Terciária foi assumida por Sial (1976) como sendo relacionada a uma câmara magmática única, a uma profundidade >= 64km, como determinada pelo conteúdo em alumina de ortopiroxênio dos nódulos, usando o reticulado petrogenético proposto por McGregor (1974). Sial (*op cit.*) sugeriu que o primeiro líquido produzido na câmara magmática, derivado da fusão parcial de um espinélio-lherzolito sob uma pressão de pelo menos 20kbar, tinha uma composição basáltica alcalina, a qual tornou-se picrítica com o aumento da fusão, originando o resto dos basaltos desta suite.

Química de elementos maiores e menores

Os basaltos são moderadamente a fortemente subsaturados em sílica, com os teores de SiO_2 nos *plugs* e *necks* variando de 39% a 45%, com quase todas as amostras apresentando nefelina normativa (Sial *et al.*, 1981). K_2O e Na_2O são mais altos nas amostras com mais baixo teor em sílica. Normalmente os basaltos nos derrames e diques são mais ricos em sílica, alumina e mais baixos em K_2O e Na_2O que nos *plugs* e *necks* (Sial, 1978).

Os olivina basaltos e basaltos alcalinos apresentam uma concentração muito alta em alguns elementos incompatíveis, tais como Ti, K, Sr (até 6000 ppm) e Ba (1000-1300 ppm) (Sial, 1978). Diagramas de variação de elementos incompatíveis normalizados em relação ao condrito para os basaltos apresentam inclinação negativa e mostram enriquecimento em La e Ce, e anomalia negativa em K, com o total de elementos terras raras nos xenólitos do Pico do Cabugi variando de 16 ppm. a 23 ppm (Sial *et al.*, 1991). Os padrões de elementos terras normalizados em relação ao condrito são enriquecidos em elementos terras raras leves, com forte inclinação negativa comum em basaltos alcalinos (Sial *et al.*, *op cit.*).

O conteúdo de SiO_2 nos nódulos peridotíticos varia de 43,6% a 46%. Alumina e potassa têm uma variação maior, de 0,7% a 3,3% para o primeiro e de 0,07% a 0,13% no último, os quais são valores normais para peridotitos (Sial *et al.*, 1991; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1986). Os nódulos do Pico do Cabugi são mais enriquecidos em Ba (até 90 vezes), K e elementos terras raras leves (em torno de 10 vezes) que as composições do manto primitivo. Os padrões de elementos terras normalizados em relação ao condrito são enriquecidos em elementos terras raras leves, com La até cerca de 30 vezes a abundância no condrito (Sial *et al.*, 1991).

Química isotópica

Idades aparentes K-Ar de *plugs* e derrames basálticos desta suite variam de 13 a 42 Ma (Sial *et al.*, 1991). O agrupamento dos dados sugere que o vulcanismo basáltico terminou a cerca de 13 Ma atrás, e que talvez começou a cerca de 40 m.a. atrás, porém o mais provável é que tenha começado a 30 Ma atrás (Sial *et al.*, 1991). A razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} em quatro amostras de basalto está entre 0,7039 e 0,7044 (Sial *et al.*, 1981), com um valor médio, calculado por ponderação de cada dado inversamente de acordo com o tamanho de seu erro associado, de 0,7042 ± 0,0012 (2s) (Sial *et al.*, 1991).

Dois nódulos do Pico do Cabugi mostram uma razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} entre 0,70575 e 0,7042. Essas razões iniciais de Sr mais altas que aquelas dos basaltos hospedeiros foram interpretadas por Sial *et al* (1991) como uma fonte única para os magmas basálticos ou fontes mais homogêneas que a porção do manto litosférico acima que proveu a suite de nódulos. Estes resultados revelam uma heterogeneidade isotópica e um enriquecimento em Sr^{87} no manto do nordeste do Brasil (Sial *et al.*, *op cit.*).

Valores de rocha total de d O^{18} para basaltos desta suite estão entre +6,7 e 7,7‰$_{SMOW}$, e os valores para piroxênios dos nódulos variam de +6,5 a +7,2‰$_{SMOW}$. Os resultados para piroxênios, ainda que ligeiramente mais altos que os valores considerados normais para o manto, atestam que esses valores são primários (Sial *et al*., 1991).

O posicionamento desta suite basáltica Terciária está relacionado ou a um reajuste interno dentro da placa Sul-americana durante seu deslocamento para oeste, ou a um alívio de pressão de zonas arqueadas formadas no Mesozóico Superior durante a abertura do Oceano Atlântico sul (Sial, 1974).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O Pico do Cabugi é uma das mais altas serras no estado do Rio Grande do Norte, com sua forma cônica elevando-se a cerca de 500m acima da planície. Como na maioria dos *necks* desta suite, o Pico do Cabugi apresenta um tálus solto até quase seu topo, formado por blocos angulares, mal selecionados, os quais resultaram, em sua maioria, do colapso de colunas primitivas. Assim mesmo, estruturas colunares horizontais com colunas pentagonais a quadráticas ainda podem ser observadas. Bombas basálticas com estrutura de crosta-de-pão de até 40 cm de diâmetro podem ser encontradas a meio caminho do topo do pico (Figura 3).

Segundo Sial (1974) as rochas basálticas deste Pico apresentam granulação mais grossa que os basaltos (principalmente basanito) em outros *plugs* e *necks* da província. São compostos de olivina que ocupa 10% a 20% do volume da rocha, titanoaugita, minerais óxido de ferro, plagioclásio, apatita e ocasionalmente vidro. Olivina ocorre como grãos euédricos a subédricos, tanto como fenocristais como na matriz, mostrando reação parcial com o magma. Titanoaugita ocorre na matriz e como fenocristais, neste caso mostrando zonação em setor e estrutura de arenque, e algumas vezes com inclusões de plagioclásio.

Xenocristais de olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e espinélio são comuns, e assumidos como sendo desagregados dos nódulos lherzolíticos. Olivina anédrica mostra *kink bands*, extinção ondulante e deformação lamelar e, algumas vezes, zonação normal. Feldspato potássico e quartzo também ocorrem como xenocristais, mas são menos comuns. Muitos dos grãos de ortopiroxênio reagiram com o magma, e mostram um bordo de olivina granular. Clinopiroxênio mostra uma margem de material esponjoso de composição indeterminada.

Nódulos peridotíticos são abundantes neste olivina basalto sem nefelina, variando em tamanho de alguns poucos centímetros até cerca de 1 m, o que é menos comum. Estão localizados principalmente no lado nordeste do *neck*. A maioria dos nódulos é equigranular e tem composição de espinélio lherzolito, todos com as mesmas fases minerais (olivina, bronzita, cromo-diopsídio e espinélio), mas com uma variação modal muito acentuada. As fases mais abundantes são olivina e ortopiroxênio; cromo-diopsídio ocorrem como cristais menores e intersticial em relação às outras fases.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O Pico do Cabugi constitui o Parque Ecológico Cabugi, sendo uma área protegida para preservação ambiental. O acesso à serra, que está limitada por uma cerca de arame farpada, pode ser feito de carro até o sopé da mesma, seguindo-se ao topo através de uma trilha de terra . Sugere-se que seja proibido o acesso à serra, bem como a retirada de material (basaltos e principalmente dos nódulos) em qualquer quantidade. Há o perigo de que o material solto da serra venha a ser utilizado para exploração como material de construção (brita), o que viria a destruir a poucas estruturas colunares ainda não colapsadas e, eventualmente, a modificar a forma em cone original e tão típica do Pico. Placas sinalizadoras poderiam ser afixadas, contendo informações geológicas que deveriam incluir tipo de rocha e idade.

Figura 3: Bombas basálticas com estrutura de crosta-de-pão.
Figure 3: *Basaltic bread-crust bombs.*

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Comin-Chiaramonti, P.; Demarchi, G.; Girardi, V.A.V.; Principale, F.; Sinigoi,S. 1986. Evidence of mantle metasomatism and heterogeneity from peridotite inclusions of northeastern Brazil and Paraguay. *Earth and Planetary Science Letters*, **76:**203-217

Cordani, U.G. 1970. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Boletim do IGA*, **1**:9-75.

Ebert, H.; Rodrigues, M.F.B. 1973. *Basaltos do Nordete e seu valor como indicador de idade de níveis morfológicos* (Nota preliminar)

Ebert, H.; Brochini,M.F.B. 1968. Estudo estratigráfico e geocronológico do Escudo Cristalino Brasileiro. *Ciência e Cultura*, **20**:624-625.

Leonardos, O.H.; Araújo, G.C. 1968. Preliminary study of peridotite nodules in basaltic rocks of the Cabugi Peak, Rio Grande do Norte, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **40** (suplemento): 137-140.

McGregor, I.D. 1974. The system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$: solubility of Al_2O_3 in enstatite, spinel and garnet peridotite compositions. *American Mineralogist*, 59(1-2):110-119.

Moraes, L.J. de. 1924. *Serras e Montanhas do Nordeste* - Ministério de Viação e Obras Públicas, Publ. 58, Série I.D. 123p.

Princivale, F.; Secco, L.; Demarchi, G. 1989. Crystal chemistry of a clinopyroxene series in ultramafic xenoliths from northeaster Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **10**:131-135.

Rolff,P. A.A. 1965, *O pico do Cabugi (Rio Grande do Norte).* Notas preliminares e Estudos, MME / DNPM - Divisão de Geologia e Mineralogia, n. 126, 26p., Rio de Janeiro

Sial, A.N. 1974. *Petrology and tectonic significance of the Post-Paleozoic basaltic rocks of northeast Brazil*. University of California, Davis, Ph.D. dissert., 405p.

Sial, A.N. 1976. The Rio Grande do Norte alkali-olivine basalt association, northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **6**:1-14.

Sial, A.N. 1978. Major and trace chemistry of the Tertiary basaltic suite of Rio Grande do Norte and Paraíba, northeast Brazil. *Jornal de Mineralogia*, volume Djalma Guimarães, **7**:119-128.

Sial, A.N.; Fodor, R.V.; Long, L.E. 1991. Peridotite xenoliths and Tertiary alkaline-balsats in northeastern Brazil. *In*: International Kimberlite Conference, 5th, Field Guide Book (Leonardos,O.H.; Meyer, H.O.A.; Gaspar,J.C.-eds.), CPRM, Brasília, 1991. *Special* Publ.,3/91:1-13.

Sial, A.N.; Long, L.E.; Pessôa, D.A.R.; Kawashita, K. 1991. Potassium-argon ages and strontium isotope geochemistry of Mesozoic and Tertiary basaltic rocks, northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **53**(1):115-122.

[1] NEG-LABISE - Departamento de Geologia Universidade Federal de Pernambuco, C.P. 7852
Cidade Universitária, 50732-970, Recife, PE, Brasil
ans@npd.ufpe.br

SIGEP 039 – Pico do Cabugi, RN
PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO

VÉRTICES DA POLIGONAL

Área de proteção proposta por:
Valderez Pinto Ferreira & Alcides Nóbrega Sial

Carste e Cavernas do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), SP

Sistemas de cavernas com paisagens subterrâneas únicas

SIGEP 43

Ivo Karmann [1]
José Antônio Ferrari [2]

O Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR) representa uma unidade de conservação com 35.102,8 ha, localizada na margem esquerda do alto curso do Rio Ribeira, sul do estado de São Paulo. Os terrenos cársticos do PETAR estão inseridos na faixa de transição entre o Planalto Atlântico e a Baixada Costeira, destacando-se pelos altos gradientes hidráulicos, recarga alogênica significativa e entalhamentos subterrâneos, com *canyons* vadosos de até 60 m, onde é comum a incidência de cavernas verticais (abismos) e gigantescos salões de abatimento. Na superfície destaca-se o carste poligonal com amplitudes altimétricas de até 300m. Este contexto imprime ao carste do Vale do Ribeira, um padrão contrastante com as demais áreas cársticas do Brasil. Entre cerca de 200 cavernas conhecidas na região do PETAR, ressalta-se a caverna Santana, com 6,5 km de condutos mapeados. As rochas carbonáticas da área pertencem ao Subgrupo Lajeado, do Proterozóco Médio. A importância ambiental desta área é suportada pela associação entre mata tropical, em grande parte preservada, e relevo de exceção, com sistemas de cavernas que abrigam paisagens subterrâneas únicas (grande variedade morfológica de espeleotemas) e sítios paleontológicos do Quaternário.

Karst and Caves of the Upper Ribeira Touristic State Park (PETAR), State of São Paulo - Cave systems and karst topography with an unique underground scenery

The Upper Ribeira Turistic State Park (PETAR-Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira) is a conservation unit with an area of 35,102.8 ha on the left margin of the upper reaches of the Ribeira river in southern São Paulo State. The karst here lies in the transition zone between the Atlantic Plateau and the Coastal Lowlands, and stands out for its steep hydraulic gradients, its important alogenic recharge and incised underground drainage with vadose canyons up to 60 m deep, where vertical caves or abysses and huge collapse halls are common. Polygonal karst with deep blind valleys and karst canyons occur at the surface, and this pattern distinguishes the Ribeira Valley karst from other Brazilian karst regions. Amongst the more than two hundred known caves, the Santana cave with 6.3 km of mapped passages is the most important. The carbonate rocks in the area belong to the Middle Proterozoic Lajeado Subgroup. The environmental importance of the area is due to the association between usually well-preserved tropical forest, exceptionally rugged relief, and cave systems whose unique underground scenery combines a wide variety of speleothem forms and Quaternary palaeontological sites.

INTRODUÇÃO

No cenário geral dos 5 a 7% do território brasileiro ocupados por terrenos cársticos (Karmann 1994), as faixas carbonáticas dos Grupos Açungui e Itaiacoca, no sudeste e sul do Estado de São Paulo e nordeste do Paraná, ocupam uma posição de destaque por sustentarem feições cársticas únicas e depósitos sedimentares associados. No contexto dos metassedimentos do Grupo Açungui, o PETAR (Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira) representa uma unidade de conservação que abriga uma significativa amostra da variedade morfológica do carste da região serrana do vale do rio Ribeira, em ambiente subtropical úmido, com serras e vales recobertos por densa floresta, popularmente conhecida como Mata Atlântica (Karmann *op. cit* e Ferrari *et. al.* 1999).

O presente sítio geológico é marcado por um exuberante patrimônio geomorfológico e espeleológico, com feições típicas, como carste poligonal, cones e *canyons* cársticos, vales fluviais profundos, escarpamentos rochosos com pórticos de cavernas, sistemas de drenagem subterrânea com grande variedade espeleomorfológica, e cavernas com sítios paleontológicos do Quaternário.

O PETAR representa o extremo noroeste de uma seqüência de unidades de conservação, que se inicia na zona costeira, com o Parque Estadual da Ilha do Cardoso, passando pela Serra do André Lopes, com o Parque Estadual de Jacupiranga e, finalmente o Petar e Parque de Intervales, na zona de transição entre Planalto e Baixada do Ribeira.

LOCALIZAÇÃO

Acesso

O PETAR localiza-se no sul do Estado de São Paulo, abrangendo parte dos municípios de Iporanga e Apiaí (Figura 1). Partindo de São Paulo, seus acessos principais são através das rodovias SP 280 (passando por Apiaí) ou BR 116 (Régis Bittencourt), por Jacupiranga e Iporanga.

Situação geomorfológica

O PETAR encontra-se sobre o flanco sudeste da Serra de Paranapiacaba, com relevo montanhoso e amplitudes topográficas de até 700m. Esta área constitui a Serrania do Ribeira (IPT, 1981), representando a zona de transição entre o Planalto Atlântico, a noroeste do parque, com cotas entre 800 e 1200m, e a Baixada Costeira, a leste-sudeste com altitudes máximas em torno de 600m (Figura 2).

Figura 1. Localização do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR).
***Figure 1**. Localization of the Upper Ribeira State Park (PETAR).*

Localizado na margem esquerda do médio a alto curso do rio Ribeira, a área do parque é drenada pelas bacias dos rios Betari, Iporanga e Pilões (Figura 1), os quais tem suas nascentes na borda do Planalto Atlantico (localmente denominado de Planalto de Guapiara), nas cotas entre 900 e 1100m, atingindo o Ribeira entre 80m e 70m. Pelo fato destas bacias drenarem a Serrania do Ribeira, os rios apresentam vales encaixados e perfis longitudinais de alto a médio gradiente, localmente encachoeirados. O rio Betari é um belo exemplo do comportamento hidráulico das drenagens principais da área: alto gradiente e capacidade erosiva com vales fechados nas rochas não carbonáticas e baixos gradientes com vales alargados e planícies de agradação, quando cruza as superfícies carbonáticas, como por exemplo, o Planalto do Lajeado.

Clima e vegetação

A área está inserida numa região climática de transição entre o clima quente das latitudes baixas e o clima temperado mesotérmico das latitudes médias, típico da região sul. Nimer (1977) classifica o clima da área como subqüente e superúmido, sem estação seca. A média anual de precipitação para o período de 1970-

1996 é de 1963,3 mm, sendo que a estação chuvosa (outubro a março) concentra 1281,5 mm e a estação mais seca (abril a setembro), 681,8 mm. As médias térmicas anuais normalmente encontram-se entre 20º a 22º C. As amplitudes térmicas anuais são relativamente baixas, em grande parte devido à presença da vizinhança oceânica.

Na região, este clima permite o desenvolvimento da Floresta Perenifólia Higrófila Costeira (Alonso, 1977), que apresenta uma fisionomia alta e densa, conseqüência da variedade de espécies pertencentes a várias formas biológicas e estratos. Seus elementos mais altos podem alcançar de 25 a 30 metros. O grande número de lianas, epífitas, fetos arborescentes e palmeiras dá a esta floresta um caráter tipicamente tropical.

Situação geológica

O contexto geológico regional é o da Faixa Dobrada Apiaí, composta pela seqüência metassedimentar supra-crustal vulcano-sedimentar,

ARRANJO DAS DEPRESSÕES FECHADAS
GEOMETRY OF THE CLOSED DEPRESSIONS

Figura 2 – Compartimentação topográfica do setor norte do PETAR. Modificado de Ferrari *et. al.* 1999.
Figure 2 – *Topographic compartimentation of the northern area of PETAR. Modified from Ferrari et. al. 1999.*

JURÁSSICO - CRETÁCEO (*JURASSIC - CRETACEOUS*)

Diques Básicos
Basic dikes

NEOPROTEROZÓICO (*NEOPROTEROZOIC*)

Intrusões graníticas sin e pós tectônicas
Granitic intrusions

MESO A NEOPROTEROZÓICO (*MESO TO NEOPROTEROZOIC*)

Metacalcarenitos dolomíticos - Fm Passa Vinte
Dolomitic metacalcarenites

Metacalcarenitos e metacalcilutitos laminados calcíticos e dolomíticos - Fm. Mina de Furnas
Laminated calcitic and dolomitic metacalcarenites and calcilutites

Metacalcarenitos e metacalcilutitos impuros calcíticos e dolomíticos Fm. Bairro da Serra
Impure calcitic and dolomitic metacalcarenites and calcilutites Bairro da Serra Fm.

Metarenitos quartzosos - Fm. Serra da Boa Vista
Quartz metarenites - Serra da Boa Vista Fm.

Metassiltitos e filitos com intercalações psamíticas e psefíticas
Metasiltites and phyllites with psamitic intercalations

Xistos com intercalações carbonáticas e psamíticas
Xists with carbonates and psamites

Eixo de sinforma e antiforma
Sinform and antiform axis

Falhamento
Fault

Figura 3 – Mapa geológico do Petar adaptado de Campanha 1991 e IG 1999.
Figure 3 *– Geologic map of the Petar, adapted from Campanha 1991 and IG 1999.*

genericamente denominanda de Grupo Açungui, o qual é compartimentado em blocos tectônicos seguindo um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes com direções NE-SW (Campanha, 1991 e IG, 1999). O PETAR localiza-se no bloco tectônico do Lajeado, limitado a norte pelo lineamento Quarenta Oitavas e a sul pela falha da Figueira. Este bloco é ocupado pela seqüencia metassedimentar de baixo grau metamórfico do Subgrupo Lajeado, composta por unidades pelíticas, psamíticas e carbonáticas, incluindo um corpo de gabro no topo. As rochas carbonáticas pertencem às Formações Bairro da Serra (metacalcarenitos e metacalcilutitos impuros calcíticos e dolomíticos), Mina de Furnas (metacalcarenitos e calcilutitos laminados) e Passa Vinte (metacalcarenitos dolomíticos). A primeira tem maior expressão em área, tanto no PETAR, como no Bloco Lajeado (Figura 3).

HISTÓRICO E MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Evidências arqueológicas identificadas por De Blasis e Robrahn (1998) na bacia do rio Betari, mostram que desde tempos pré-coloniais este vale representa uma rota de comunicação entre a baixada do Ribeira e o Planalto Atlântico. Em tempos históricos, esta rota também foi utilizada pelos primeiros exploradores do vale do Ribeira em busca de recursos minerais no planalto.

O carste do Alto Ribeira começou a ser descoberto pela ciência através de Richard Krone, naturalista que no princípio deste século investigou várias cavernas no Alto Ribeira em busca de material paleontológico, arqueológico e informações etnográficas. Seus relatos foram publicados em 1914 pela Comissão Geográfica e Geológica através do volume "Exploração do Rio Ribeira de Iguape" e posteriormente em Krone (1950), onde descreveu a descoberta de 41 cavernas e o achado de ossadas da megafauna pleistocênica, ressaltando a vocação turística e a beleza natural da região. Da expedição de 1908 resultou uma primeira iniciativa de preservar algumas cavernas na atual região do Núcleo Caboclos, com a desapropriação, em 1910, das áreas que envolvem as cavernas Pescaria, Monjolinho, Arataca e Chapéu.

A exploração sistemática e mapeamento das cavernas foi iniciada por grupos espeleológicos ligados à Sociedade Brasileira de Espeleologia (SBE) e técnicos do Instituto Geográfico e Geológico (atual Instituto Geológico da SMA), onde ressalta-se a publicação de Guimarães e LeBret (1966), intitulada "Grutas Calcárias – Estudos Espeleológicos no Vale do Alto Ribeira".

A criação de uma unidade de conservação para proteger as cavernas e a mata, remonta a 1957, quando o Eng. de Minas José Epitácio Passos Guimarães, do Instituto Geográfico e Geológico, encaminhou uma proposta de parque estadual na região, a qual foi concretizada em 1958, através do Decreto Estadual no. 32.283, criando a entidade jurídica do Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira (PETAR), com 35.712 ha. Em 1963 o Decreto 41.626 coloca o PETAR sob responsabilidade do Serviço Florestal do Estado (atual Instituto Florestal do Estado de São Paulo).

Em 1969 o PETAR perde 609,17 hectares através do Decreto 14.321, ficando com 35.102,83 ha, em função de interesses minerários na região.

Em 1983 foi encaminhada ao CONDEPHAAT uma proposta de tombamento do PETAR e de áreas adjacentes com importância científica e cênica, com o objetivo principal de ampliar a proteção do patrimônio espeleológico e incluir as cabeceiras dos rios de importantes sistemas de cavernas (Sanchez, 1984). Esta medida foi efetivada com o tombamento de toda Serra do Mar (incluindo a Serra de Paranapiacaba) e declaração desta como Área de Proteção Ambiental (APA da Serra do Mar).

SUPERFÍCIE CARBONÁTICA
Carbonate rock surface

ARRANJO DAS DEPRESSÕES FECHADAS
Closed depression geometry

Figura 4. Compartimentação topográfica do setor sudeste do PETAR.
Figure 4*. Topographic compartimentation of the southeastern area of the PETAR.*

A implantação do parque somente ocorreu entre os anos de 1987 e 1988, quando através do Instituto Florestal de São Paulo seus limites foram demarcados em campo, juntamente com o início da fiscalização pela Polícia Florestal do Estado, visando diminuir desmatamentos causados pela extração ilegal de madeira e palmito.

A demarcação do PETAR significou um grande avanço para a preservação do patrimônio natural. No entanto, as bacias de captação e parte do sistema subterrâneo das cavernas Pérolas - Santana e Areias encontram-se fora dos limites do parque. Estas áreas estão inseridas na zona de tombamento da Serra do Mar, fato que não assegura uma proteção tão efetiva. Algumas cavernas estão totalmente fora dos limites do parque e de outras áreas de proteção limítrofes ao PETAR.

CARACTERIZAÇÃO DA PAISAGEM CÁRSTICA

Formas de relevo do carste

Conforme o padrão geral da faixa carbonática associada ao Subgrupo Lajeado, a superfície cárstica encontra-se rebaixada em relação às rochas pelíticas, psamíticas e graníticas, com desníveis de até 700m entre os topos de cristas não carbonáticas e fundos de vales nas rochas carbonáticas (Fguras 2 e 4). Esta característica condiciona sistemas cársticos de recarga mista, com importante injeção alogênica em relação à recarga autogênica.

Com base no agrupamento de feições de relevo, Karmann (1994) definiu os seguintes compartimentos morfológicos nas áreas carbonáticas do Lajeado e Furnas-Santana, setor sudoeste do Petar (bacia do rio Betari):

Zona de contato - é marcada por feições de absorção de água alogênica, formando uma faixa ao longo do contato dos metacalcários. Caracteriza-se por vales cegos, poljes de contato e sumidouros, os quais absorvem o escoamento superficial das rochas insolúveis que contornam os metacalcários. De modo geral, o contato é marcado por vales assimétricos, onde a vertente sobre os carbonatos frequentemente é escarpada, exibindo paredões rochosos. Pórticos de cavernas associados à paleo-sumidouros, atualmente em níveis superiores e com salões de abatimento, são frequentes (Figura 5). Os vales cegos possuem desníveis entre montante e jusante que variam de 260 a 580 m.

Zona fluviocárstica – corresponde a superfície sobre os metacalcários onde a drenagem superficial é predominante, com feições cársticas localizadas. Este tipo de situação pode ser observado junto ao Bairro da Serra, onde o rio Betari corta a faixa carbonática do Lajeado. Neste caso, o vale fluvial assume talvegue largo, com planície de agradação desenvolvida e canal fluvial com padrão meandrante, onde as feições cársticas estão restritas às vertentes do vale, com ressurgências e entradas de cavernas. As larguras dos vales variam entre 60m a 1100m sobre os metacalcários em contraste aos 20m a 40m sobre os metapelitos.

Figura 5- Vista aérea do vale cego associado ao sumidouro da caverna Casa de Pedra.

Figure 5 *– Aereal view of the blind valley of the Casa de Pedra cave.*

Figura 6 – Exemplo do arranjo de depressões poligonais fechadas sobre a faixa carbonática do sistema de cavernas Pérolas-Santana. Adaptado de Karmann 1994.

Figure 6 *– Distribution of poligonal closed depressions over the carbonatic belt of the Perolas-Santana cave system. Adapted from Karmann 1994.*

Figura 7 – Localização das principais cavernas em relação ao perímetro do Petar e os núcleos de visitação. No quadro menor, localização das cavernas nos arredores do parque.
Figure 7 *– Localization of the main caves with respect to the perimeter of the Petar. In the upper left, localization of caves in the vicinity of the park.*

Zona de carste poligonal – esta é a paisagem típica sobre rochas carbonáticas onde o escoamento superficial, de natureza essencialmente autogênica, é totalmente absorvido por sumidouros localizados em fundos de depressões, cujos divisores de águas formam um padrão planimétrico poligonal (Figura 6).

O termo depressão poligonal segue a definição de Williams (1971) e Day (1976). De modo geral, esta unidade morfológica caracteriza-se por uma superfície intensamente ondulada, com cristas nas cotas de 600 a 700m e fundos de vales fechados entre 420 e 550m, produzindo variações altimétricas em torno de 130m. No setor norte do Petar, foi identificada uma depressão poligonal com amplitude de até 630m, representando um dos entalhamentos mais profundos da faixa carbonática do Subgrupo Lajeado (Ferrari *et. al.* 1999).

Uma das áreas mais representativas de carste poligonal ocorre no corpo carbonático do Lajeado (sudoeste do PETAR), onde a análise morfométrica permitiu identificar depressões simples e compostas, na escala de 1:25.000 (Figura 4). As depressões simples são aquelas com área planimétrica entre 0,003 km^2 e 0,05 km^2 e somente um sumidouro. A drenagem interna é formada por ravinas e canais incipientes, de até segunda ordem. As depressões compostas caracterizam-se pela área maior (aproximadamente entre 0,05 e 0,8 km^2) e contorno mais irregular, quando comparadas com as depressões simples. A rede de drenagem interna é mais complexa, frequentemente de terceira ordem, com múltiplos sumidouros, que interrompem os canais de drenagem, mas com divisores não individualizados na escala analisada. Sua profundidade é muito variável, oscilando entre 10m e 80m, com um valor excepcional de 130m .

Tanto as depressões simples com as compostas são demarcadas por cones cársticos, caracterizados por

Figura 8 – Exemplos de padrões planimétricos de cavernas do Petar. As setas indicam o sentido de fluxo de rios subterrâneos.
Figure 8 *– Samples of planimetric cave patterns of the Petar. Arrows indicate the direction of water flow. Adapated form Karmann. 1994.*

Figura 9 – Planta e seções transversais da caverna Santana.
Figure 9 *– Plan view and transversal sections of the Santana cave. Adapted form Karmann 1994.*

Figura 10 – Perfil longitudinal da caverna Água Suja. A direita, seção transversal do abismo Vargem Grande (abismo "Dívida Externa"). Adaptado de Batistucci 1988.
Figure 10 *–Longitudinal profile of the Agua Suja cave. On the right, transversal section of the Vargem Grande abysm (the "Foreign Debt abysm"). Adapted from Batistucci, 1988.*

morros agudos, as vezes com seção triangular e encostas suavemente concavas e fortemente inclinadas. As depressões simples são semelhantes às formas denominadas de *cockpits*, definidas por Sweeting (1972) no carste da Jamaica, enquanto as compostas enquadram-se na categoria de uvalas, pelo fato de envolverem múltiplos pontos de absorção. Nos pontos mais baixos destas depressões ocorrem tres tipos de formas de absorção do escoamento superficial: dolinas de dissolução, com infiltração difusa ao longo de fraturas alargadas e colmatadas com material residual; dolinas de dissolução com infiltração concentrada ao longo de condutos verticais abertos e dolinas de colapso, onde há conexão direta com cavernas e rios subterrâneos, através do colapso de tetos de cavernas. O segundo e o terceiro tipo representam o acesso à maioria das cavernas verticais (abismos), muito frequentes na região.

As análises morfométricas do carste poligonal realizadas por Karmann op. cit. mostraram valores de densidades de depressões (número de depressões por área de carste poligonal) entre 7,7 km^2 e 13 por km^2, valores estes, típicos de carste tropical, como aqueles descritos na Jamaica, Porto Rico (Day, 1976) e Nova Guiné (Williamsm, 1972), analisados na escala 1:25.000. Os setores com padrão poligonal mais desenvolvido, representam a expressão superficial das principais rotas de fluxo da água subterrânea associadas as cavernas. No carste poligonal, ainda é possível distinguir em foto aérea, os segmentos dos paleovales que antecederam a formação das bacias de drenagem centrípeta.

As características morfológicas do setor nordeste do PETAR (bacias dos rios Iporanga e Pilões), são semelhantes às identificadas no setor sudeste (bacia do rio Betari), conforme demonstrado em Ferrari *et. al.* (1999), com exceção dos *canyons* cársticos, não incidentes no setor sudeste. Como exemplo desta feição ressalta-se o vale do rio Temimina, associado à caverna homônima. Trata-se de um córrego com nascentes sobre o planalto de Guapiara (granito Três Córregos), que ao atingir os metacalcários, entalha um vale de vertentes abruptas, que após percorrer aproximadamente 2 km, termina num sumidouro junto à caverna. O acesso à caverna não é possível devido à obstrução por blocos.

Figura 11 – Vista do salão do Disco, caverna Santana. Grande variedade de espeleotemas, ressaltando-se um do tipo escudo (também chamado de disco, com crescimento secundário de estalactites e cortinas na base).

Sistemas de cavernas

Os atrativos mais procurados pelos visitantes do PETAR são as cavernas. Atualmente são conhecidas cerca de 200 cavernas na região do parque e arredores (figura 7). A caverna com maior desenvolvimento planimétrico é a caverna Santana, com 6300m, enquanto o maior desnível é encontrado ao longo da caverna Água Suja, com 297m.

A maioria das cavernas representa trechos acessíveis de rotas de circulação da água subterrânea. O padrão geral dos sistemas subterrâneos é do tipo convergente, onde a água coletada por muitos sumidouros é drenada para poucas ressurgências. Para a região sudoeste do PETAR, a razão entre sumidouros alogênicos e ressurgências varia entre 8 e 12, indicando baixo grau de ramificação da circulação cárstica (Karmann 1994). O principal acesso aos trechos subterrâneos é através de sumidouros ou ressurgências. Estes segmentos acessíveis representam partes do sistema de circulação cárstica atualmente na zona insaturada. No caso do sistema Pérolas-Santana, com uma distância de 5970 m entre o sumidouro principal e a ressurgência, cerca de 2500 m são acessíveis. O restante tem sua continuidade quase que exclusivamente na zona saturada, conforme interpretação de Karmann (1994). Estas rotas de fluxo da água subterrânea têm orientação geral NE-SW, com ressurgências localizadas ao longo dos principais rios (Betari, Piloes e Pescaria), que interceptam os sistemas de condutos, representando os níveis de base dos sistemas cársticos.

Os sistemas apresentam gradientes hidráulicos altos e muito variáveis, com um valor médio de 65,5 m/km e coeficiente de variação de 86,4% (12 medidas). Como exemplos, cita-se as cavernas Ouro Grosso, com 221 m/km e Água Suja, com 129 m/km.

O padrão planimétrico das cavernas varia desde retilíneo e anguloso até curvilíneo e sinuoso. Nas cavernas Santana e Ouro Grosso, predominam segmentos retilíneos longos com inflexões angulosas e agudas (figura 8), enquanto na caverna Areias, predomina o padrão curvilíneo e sinuoso. Esta morfologia planimétrica é função direta do mergulho das camadas, principal estrutura condicionante dos condutos, onde, quanto maior o mergulho (de 45 a

Figura 11 – *View of the Disco Hall, Santana cave. Great variety of speleothems, with emphasis to an example of shield type speleothem, with secondary growth of stalactites and curtains on the base.*

80º), mais retilíneo e anguloso é o padrão da caverna (Karmann, op. cit.).

Em seção transversal, predomina a morfologia de entalhamento vadoso (*canyons*) sobre o alargamento freático (Figura 9). Os *canyons* subterrâneos possuem seções retilíneas ou escalonadas e perfil longitudinal meandrante, ainda com rios subterrâneos ativos e alturas que variam de 10 a 60m. Os alargamentos freáticos são raramente preservados ou acessíveis. São observados acima dos rios atuais, nos níveis superiores dos afluentes dos ramos principais. Paisagens subterrâneas de colapso são freqüentes. Os maiores volumes de salões associados a abatimentos são observados nas cavernas Água Suja e Laje Branca, respectivamente com cerca de 2,80´ 10^5 e 1,7´ 10^5 m^3. Outra morfologia notável nas cavernas do Alto Ribeira são os condutos verticais, genericamente chamados de abismos. Foram gerados pela captura de rios superficiais pela rocha carbonática com drenagem subterrânea em avançado estágio evolutivo. Ressaltam-se os abismos das cavernas Ouro Grosso, Casa de Pedra e Água Suja. Nesta última, o abismo da Vargem Grande (popularmente conhecido como Dívida Externa) é formado por um conduto vertical que se afunila em direção ao topo, com um desnível de 95m (figure 10). Representa a conexão entre dois níveis de cavernas: a caverna Vargem Grande, superior e a caverna Água Suja, inferior.

Idade das cavernas

Com base em datações geocronológicas pela série de desequilíbrio do urânio ($^{234}U/^{230}Th$) de calcita secundária depositada diretamente sobre testemunhos de sedimentos fluviais subterrânneos nas cavernas Santana, Pescaria e Alambari, Karmann (1994) estimou uma taxa média de entalhamento dos rios subterrâneos de 0,0042cm/ano (42mm/ka) atuante nos últimos 240.000 anos. Aplicando esta taxa aos *canyons* subterrâneos, estimou-se sua idade aproximada de 1,7 milhões de anos e, uma idade mínima, no caso para o sistema de cavernas Pérolas Santana, de cerca de 2 milhões de anos, incluindo cerca de 300.000 anos para a fase de iniciação e desenvolvimento freático deste sistema.

Espeleotemas

As cavernas do PETAR destacam-se pela grande diversidade morfológica dos espeleotemas. Em ordem decrescente de ocorrência foram identificados espeleotemas de calcita, aragonita, hidromagnesita, gipsita, hidroxiapatita e leucofosfita (Barbieri 1993).

Calcita ocorre na forma de estalactites, estalagmites, cortinas, helictites, heligmites, escorrimentos com represas de travertino, discos (*shields*), pérolas de caverna (oólitos e pisólitos), cones tipo "vulcões", dentes de cão, jangadas (calcita flutuante) e como um dos componentes nos depósitos de "leite de lua". Neste conjunto são notáveis estalagmites de até 12 m de altura e 3m na base, com crescimentos secundários formando "pilhas de pratos"; estalactites tubiformes (tipo "canudos de refresco"), com até 2m de comprimento; helictites e heligmites de até 1m de comprimento e 2cm de espessura; cortinas com cerca 15m, aglomerações de helictites decimétricas formando tufos; cones associados à represas de travertino com cristais euhedrais centimétricos ("dentes de cão"), além de cortinas decamétricas e espeleotemas tipo discos (*shields*) (Figura 11), que atingem 3m de diâmetro. As estalactites tipo canudo, assim como helictites, são constituídos principalmente de calcita hialina a branca, formando monocristais com vários decímetros de comprimento.

Aragonita ocorre constituindo estalactites, estalagmites, espatites e exuberantes flores (*anthodites*), tendo como controle de precipitação uma relação molar Mg/Ca a partir de 0,6 nas águas de percolação lenta, provenientes da intercalação de estratos dolomíticos nos calcários calcíticos predominantes. A associação de calcita e aragonita ocorre freqüentemente, através de crescimentos secundários de pequenas flores de aragonita, a partir de estalactites.

Hidromagnesita, mineral constituinte do "leite de lua", juntamente com calcita, foi identificada nas extremidades de agulhas de aragonita, em antodites, onde forma glóbulos ou tufos milimétricos, parecidos com cotonetes, assim como, cobrindo a superfície de diversos espeleotemas pré-existentes, sendo caracterizada pelo aspecto fosco e pastoso, quando úmida (Barbieri 1993).

O único sulfato identificado nas cavernas do petar é a gipsita. Ocorre formando pequenos tufos com cristais fibrosos ondulados de comprimento desde milimétrico até 1cm, de coloração branca, ou na forma de crostas com espessura milimétrica sobre superfícies da rocha calcária alterada, em trechos secos de galerias superiores.

Como curiosidade mineralógica, cita-se a ocorrência de fosfatos, identificada por Barbieri (1993). Trata-se de uma associação entre leucofosfita e hidroxilapatita, na forma de crostas com tons acastanhados a levemente esverdeados, com espessura milimétrica a cerca de 3cm, friáveis, capeando superfícies rochosas e espeleotemas.

SÍTIOS PALEONTOLÓGICOS

Na região da bacia do rio Betari, os abismos do Fóssil, Juvenal e Ponta de Flecha são importantes sítios paleontológicos da transição Pleistoceno – Holoceno. No primeiro e terceiro foram escavados depósitos sedimentares clásticos com aplicação de técnicas arqueológicas. Estes sedimentos caracterizam-se pelo alto grau de imaturididade e baixa seleção, apresentando granulometria desde calhaus à fração argila, com alto teor em matéria orgânica, coloração cinza escuro e cimentação carbonática em alguns níveis. De modo geral exibem retrabalhamento por recorrentes enxurradas, destruindo empilhamentos estratigráficos. Formam acumulações em patamares ao longo de condutos verticais escalonados ou em trechos de condutos horizontais. Suas espessuras são muito variáveis, atingindo raramente alguns metros. O máximo escavado foi de 1,3 m.

Entre as formas extintas identificadas nestes depósitos destacam-se os dentes, fragmentos de crânio e diversos ossos pertencentes a *Toxodon platensis*. A maior quantidade de ossos fósseis encontrados nos abismos são atribuídos a ordem Edentata (preguiças gigantes), como *Eremotherium lundi*, *Megatherium sp.*, *Nothrotherium sp.* e *Scelidotherium cuvieri* . No abismo do Fóssil foi identificada a presença do tatu gigante *Gliptodon clavipes* (Barros Barreto et. at. 1982). Fato interessante é a provável convivência entre as espécies da Megafauna, como Toxodontes e Megatérios, com o homem pré-colonial do Alto Ribeira, conforme evidências obtidas através de ossos e dentes destes animais com incisões de desmembramento e descarnamento descritas no material do Abismo Ponta de Flecha (Barros Barreto, op. cit.).

ORGANIZAÇÃO DO PARQUE E VISITAÇÃO

O PETAR é dividido em duas áreas principais de visitação, denominados de Núcleos Santana (setor sul do Parque) e Caboclos (setor norte). A partir destes centros, foram elaborados roteiros de visitação, os quais são acompanhados por guias locais e funcionários do parque.

A importância do PETAR nos roteiros ecoturísticos do sudeste do Brasil pode ser expresso pelo número de visitantes por ano recebidos pelo parque no período de 1996 e 1998, que variou entre 24.831 e 28.850 (Allegrini, 1999).

Informações gerais sobre o parque podem ser obtidas no Instituto Florestal da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, ou na página eletrônica www.iflorestsp.br.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alonso, M. T. A -1977- *Geografia do Brasil - Região Sudeste*. IBGE - Rio de Janeiro. 667 p.

Allegrini, M. –1999- *Documentos básicos para o plano de manejo do PETAR*. Instituto Florestal, SEMA-SP.

Barbieri, A.J.-1993- *Depósitos minerais secundários das cavernas Santana, Pérolas e Lage Branca, município de Iporanga*, São Paulo. São Paulo, 96 p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).

Barros Barreto, C.N.G.; De Blasis, P.D.; Dias Neto, C.M.; Karmann, I.; Lino, C.F.; &. Robrahn, E.M -1982 - Abismo Ponta de Flecha: um projeto arqueológico, paleontológico e geológico no médio curso de Ribeira de Iguape, São Paulo. *Revista de Pré-História*, vol. 3(4): 195-215, USP.

Campanha, G.-1991- *Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. São Paulo, 296p. (Tese de Doutoramento - Instituto de Geociências/ USP).

Day, M.-1976- The morphology and hydrology of some Jamaican karst depressions. *Earth-Surface Processes* 1(2): 111-129.

De Blasis, P. e Robrahn, E.M. -1998 - Investigações arqueológicas no Médio/Baixo Vale do Ribeira de Iguape, SP. *Revista do MAE*, v. 8 :

Ferrari, J.A.; Hiruma, S.T. e Karmann, I. –1999- Caracterização morfométrica da superfície cárstica do núcleo Caboclos (PETAR). *Revista do Instituto Geológico*, 13(1-2): .....

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO- IPT-1981a- *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo, escala 1:1.000.000*. São Paulo, Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia do Estado de São Paulo e IPT (Publicação IPT no 1183).

Instituto GeolÓgico -1999- Contribuição ao conhecimento do meio físico no Parque Estadual Turístico do Alto Ribeira - PETAR (Apiaí e Iporanga, SP). Coordenadoria de Informações Técnicas, Documentação e Pesquisa Ambiental, Secretaria de Estado do Meio Ambiente - São Paulo. 241 p.

Karmann, I. -1994- *Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do alto Vale do rio Ribeira de Iguape, sudeste do estado de São Paulo*. Tese de doutoramento IGc-USP. 241 pp.

Krone, R.-1914- Informações ethnographicas do valle do rio Ribeira de Iguape. In: COMMISSÃO GEOGRAPHICA E GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO (ed.) *Exploração do Rio Ribeira de Iguape*. 2a edição, São Paulo, p. 24-34.

Krone, R.-1950- As grutas calcárias do vale do rio Ribeira de Iguape. *O I.G.G.*, 8(3): 248-297 (transcrição do vol. VX, Arquivos do Museu Nacional, 1909, Rio de Janeiro).

Le Bret, M.-1966- Estudos espeleológicos no vale do Alto Ribeira. *Boletim I.G.G.*, 47: 71-123, São Paulo.

Nimer, E. –1977- Geografia do Brasil - Região Sudeste. IBGE - Rio de Janeiro. 667 p.

Sánchez, L.E.-1984- Cavernas e paisagem cárstica do Alto Vale do Ribeira/SP: uma proposta de tombamento. *Espeleo-Tema*, 14: 9-21.

Sweeting, M.M.-1972- *Karst landforms*. New York, Mcmillan, 362p.

Williams, P.W.-1971- Illustrating morphometric analysis of karst with examples from New Guinea. *Zeitschrift für Geomorphologie* Neue Folge, 15: 40-61.

[1] Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Instituto de Geociências Universidade de São Paulo - Rua do lago 562, Cidade Universitária - 05508-090 São Paulo – SP
ikarmann@usp.br

[2] Instituto Geológico – Secretaria Estadual do Meio Ambiente – São Paulo (SMA-SP) Av. Miguel Stefano 3900 – 04301-903 São Paulo – SP

Carste de Lagoa Santa, MG

Berço da paleontologia e da espeleologia brasileira

SIGEP 15

Mylène Berbert-Born[1]

Pouco ao norte de Belo Horizonte, centro-sul de Minas Gerais, está uma das regiões brasileiras mais importantes em termos de paisagem cárstica carbonática e da história das ciências naturais do país: *o Carste de Lagoa Santa*. Tal região apresenta um denso conjunto de feições tipicamente dissolutivas desenvolvido em calcarenitos puros da Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí), os quais estão cobertos, em sua maior parte, por formações pedológicas significativas. O relevo superficial (exocarste) evoluiu a partir da configuração primordial de redes hídricas subterrâneas (endocarste) e de uma dinâminca intensa na interface rocha-solo (epicarste), cuja integração favoreceu o aparecimento de múltiplos pontos de captura de águas superficiais segundo bacias primárias e secundárias (dolinas e uvalas). Grandes paredões lineares, *canyons*, vales cegos e dolinas de abatimento são feições comuns em segmentos fluviocársticos. Nos planaltos há "campos de dolinas", com pequenos lagos freqüentemente associados. Lagos sazonais maiores ocupam extensas planícies rebaixadas (*poljés*). A trama de condutos subterrâneos, estruturalmente controlados, está hoje em grande parte conectada diretamente à superfície, constituindo centenas de cavernas. A este ambiente estão associados sítios paleontológicos de grande valor, com componentes da megafauna pleistocênica extinta e vestígios muito importantes da ocupação humana pré-histórica no Brasil, entre os quais, ossos de cerca de 12 mil anos descritos por Lund como o "Homem de Lagoa Santa". A implantação de uma Área de Proteção Ambiental (APA) tem procurado valorizar e conciliar o patrimônio natural e científico às condições de intenso desenvolvimento urbano e industrial próprias à região.

Lagoa Santa Karst, State of Minas Gerais - Craddle of Brazilian paleontology and speleology

Close to the North of Belo Horizonte, Center–South of Minas Gerais State, is one of the most important Brazilian regions in terms of carbonatic karstic landscape and in terms of the natural sciences history: the Lagoa Santa Karst. *This region presents a dense set of typically dissolutive features developed in pure calcarenites of the Sete Lagoas Formation (Bambuí Group) covered, on its major part, by significative pedological formations. The surficial relief (exokarst) evolved from the primordial configuration of underground hydric nets (endokarst) and from an intense dynamics at the interface rock/soil (epikarst), which integration favoured the appearing of multiple points of capture of the surficial waters according primary and secondary basins (coalescent dolines or sinkholes). Other common features are the big linear cliffs, canyons, blind-valleys and collapse dolines placed in fluviokarstic segments, as well as large lowered plains sazonally fooded (poljes). The underground channels net, structurally controlled, is presently connected to surface in most part, forming hundreds of caves. Paleontological sites of great value are associated to this environment, with specimens of the extinct pleistocenic megafauna, and also very important vestiges of the pre-historic human occupation in Brazil, among which, bones aging around 12 thousand years described by Peter Lund as the "Lagoa Santa Man". The creation of an conservation unit called Environmental Protection Area (APA) increases the value of the natural and scientific patrimony and at the same time looks for to conciliate it with the conditions of intense urban and industrial development of the region.*

INTRODUÇÃO

A região de Lagoa Santa, localizada nas adjacências da metrópole Belo Horizonte, centro-sul do estado de Minas Gerais, é um importante exemplar brasileiro de ambiente cárstico desenvolvido em rochas carbonáticas.

Em termos de suas características físicas, apresenta uma geomorfologia cárstica típica e diversificada, com algumas feições especialmente marcantes: i) grande quantidade de dolinas em variedade de tamanhos, formas e padrões genéticos, muitas vezes limitadas por paredões calcários lineares; ii) grandes maciços rochosos aflorantes ou parcialmente encobertos; iii) muitos lagos com diferentes comportamentos hídricos, associados às dolinas ou em amplas planícies rebaixadas, e iv) uma complexa trama de condutos subterrâneos, comumente conectados com o relevo superficial e, assim, acessíveis ao homem. Todo esse conjunto de grandes feições dissolutivas expostas, agregado às pequenas formas que esculpem os afloramentos rochosos (lapiás) e à vegetação que lhe é peculiar, marca uma paisagem que tem um mérito cênico e, portanto, turístico.

Além do aspecto paisagístico, as propriedades físicas do carste de Lagoa Santa têm importância acadêmica por representarem bons exemplos dos processos dinâmicos integrados de dissolução, transporte, deposição clástica, precipitação química e erosão, no âmbito da superfície do terreno (exocarste), no subterrâneo (endocarste) e na interface rocha-solo (epicarste).

O carste de Lagoa Santa também tem um significado especial para a história da ciência e da cultura do povo brasileiro. A região é considerada o berço da paleontologia, arqueologia e espeleologia. O pioneirismo das pesquisas é justificado, em princípio, por tratar-se da região do país onde atualmente se registra o maior número de cavernas por área. Essa aglomeração de grutas e abrigos guarda grande quantidade de fósseis pleistocênicos, entre eles a chamada megafauna extinta, e "os vestígios mais importantes da ocupação humana pré-histórica no Brasil, que incluem painéis rupestres, utensílios e ossadas, cujos registros mais antigos são datados de aproximadamente 12.000 B.P." (Prous *et al.*, 1998).

Outra característica que é singular à Lagoa Santa, dentre as demais áreas cársticas do país, é a expressiva ocupação antrópica que implica em risco à sua integridade. A região sofre expansão demográfica e representa um pólo industrial e minerário de extrema importância econômica. Essa situação conflitante, com crescente comprometimento da água, vegetação e relevo, foi um fator decisivo para o estabelecimento de uma Unidade de Conservação com atributo de Área de Proteção Ambiental (APA Carste de Lagoa Santa). A partir do seu zoneamento ecológico-econômico (Souza, 1998), espera-se que o desenvolvimento prossiga em coexistência harmônica ao patrimônio natural.

LOCALIZAÇÃO

Definição e situação

O carste de Lagoa Santa é uma região a cerca de 30 km ao norte de Belo Horizonte identificada pela ocorrência de um denso conjunto de feições geomorfológicas tipicamente dissolutivas e por uma hidrografia que pode ser caracterizada como mista de componentes fluviais (subaéreos) e cársticos (subterrâneos), como ilustra a Figura 1.

Grande parte da área cárstica situa-se no interflúvio do rio das Velhas (a leste) e ribeirão da Mata (a oeste-sudoeste), estando limitada ao sul-sudoeste pela ocorrência das rochas granito-gnáissicas do embasamento cristalino. Ao norte o limite não está bem estabelecido, mas o perímetro cárstico pode ser referenciado por aquele que define os limites da APA (Figura 1), extrapolando-os um pouco rumo ao norte, perfazendo mais de 360 km^2. Estão envolvidos os municípios de Vespasiano, Pedro Leopoldo, Confins, Lagoa Santa, Matozinhos, Funilândia e Prudente de Morais.

Em direção à cidade de Sete Lagoas, a noroeste, estendem-se ainda faixas significativas daquele tipo geomorfológico, desenvolvido sobre variantes faciológicos dos mesmos litótipos.

Hidrografia e relevo

As principais sub-bacias hidrográficas são definidas pelos córregos Samambaia, Palmeiras-Mocambo, Jaguara e riacho do Gordura (Figura 1), para onde são drenadas as águas pluviais em grande parte capturadas pelos inúmeros dolinamentos ao longo da área. Os limites dessas bacias ainda não estão perfeitamente reconhecidos, porque muitas rotas de fluxo subterrâneo ainda são desconhecidas. Todas elas têm descarga final ou no rio das Velhas a nordeste, ou no ribeirão da Mata a sudoeste, níveis de base regionais.

Dois compartimentos fisiográficos maiores descrevem os principais domínios morfogenéticos do carste propriamente dito, os quais foram bem delineados por Auler (1994) para a porção-centro sul da área: Planaltos Cársticos e Depressão de Mocambeiro, com cotas variando entre 900m, junto à

Figura 1: Localização e hidrografia do Carste de Lagoa Santa
Figure 1: *Location and hydrography of the Lagoa Santa Karst.*

Serra dos Ferradores, e 650m, onde se encontram os níveis de base locais, como a planície de Mocambeiro e a região de Sumidouro

Köhler (1989) reconhece restos da Superfície Sul-Americana em topos planálticos residuais, marcados por morros alongados e convexos nas cotas superiores a 800m. As partes dissecadas do planalto cárstico são caracterizadas ou por um relevo fortemente ondulado, em cobertura pedológica, composto por diversas bacias mutamente articuladas segundo polígonos irregulares (dolinas e uvalas) grosseiramente alinhados, os quais dirigem o escoamento superficial (autogênico) para múltiplos pontos de infiltração (Piló, 1998), ou ainda segundo áreas onde afloram grandes maciços rochosos lapiezados. Há regiões entalhadas por *canyons* e vales cegos que caracterizam segmentos fluviocársticos. Diversos condutos subterrâneos são interceptados pela superfície do relevo, tendo sido identificadas centenas de cavernas com diferentes morfologias e dimensões. As áreas mais deprimidas constituem-se em planícies relativamente amplas, de fundo plano e vertentes abruptas recuadas (*poljés*), ocupadas por lagoas temporárias ou canais de drenagem subaérea.

Clima e vegetação

A temperatura média do ar é da ordem de 23ºC. A umidade relativa varia de 60% a 77% nos meses mais secos e úmidos, respectivamente, chegando a 96% nos meses mais úmidos. A pluviometria média está em torno de 1380mm. O período seco estende-se por cinco meses, de maio a setembro, com menos de 7% das chuvas anuais, caracterizando um regime pluviométrico tipicamente tropical, havendo uma grande concentração de chuvas no verão e seca no inverno (Patrus, 1996).

A região possui formações vegetacionais de cerrado e floresta estacional semidecidual (IBGE, 1993). O cerrado restringe-se a manchas remanescentes, em regeneração ou em transição (mata-cerrado). Nas dolinas e arredores dos afloramentos prevalece a Floresta Estacional Semidecidual. Sobre os afloramentos calcários desenvolve-se Floresta Estacional Decidual ("mata seca") (Piló, 1998).

Contexto geológico

As feições cársticas estão desenvolvidas em litótipos neoproterozóicos do Grupo Bambuí, componentes da Formação Sete Lagoas, aflorantes no extremo sudeste da extensa bacia sedimentar pré-cambriana do Bambuí que integra o Cráton do São Francisco (Figura 2A).

A geomorfologia instalada reflete uma estratigrafia que é marcada pela sucessão de duas unidades carbonáticas composicionalmente diferenciadas (Formação Sete Lagoas), superpostas por rochas siliciclásticas muito finas (Formação Serra de Santa Helena), estando tal seqüência assentada em discordância sobre rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico Arqueano (Figura 2B). As coberturas detrito-lateríticas elúvio-coluvionares do Cenozóico que ocorrem como superfícies residuais aos estágios de aplainamento também desempenham papel na estruturação do relevo cárstico aqui descrito.

A estratigrafia considerada é aquela definida por Schöll (1976) e ampliada por Tuller *et al.* (1991) com o reconhecimento de sete fácies deposicionais compondo as duas unidades carbonáticas da Formação Sete Lagoas: membros Pedro Leopoldo e Lagoa Santa. Além do reconhecimento das variações litofaciológicas, aquele último trabalho reconheceu variações tectofaciológicas das unidades, ambas de relevância na estruturação geomorfológica sob diversas escalas.

A seqüência carbonática segundo os referidos autores é composta, à base (Membro Pedro Leopoldo), por calcários chamados "impuros" ou silicosos onde predominam calcissiltitos e calcilutitos finamente laminados com freqüentes intercalações argilosas terrígenas delgadas. A participação clástica é mais acentuada especialmente no contato com embasamento cristalino. O teor de carbonato de cálcio está sempre abaixo de 90% e pode chegar a 60% (Campos, 1994; Piló, 1998). Esta unidade pode atingir 80 metros de espessura (Campos, 1994; Tuller *et al.*, 1991).

Acima dos carbonatos basais ocorre um pacote de calcarenitos muito homogêneos (Membro Lagoa Santa), com teor de $CaCO_3$ superior a 94%, que pode alcançar 200 metros de espessura, segundo Tuller *et al.* (*op.cit.*). Esta é a unidade mais sujeita à carstificação. O contato entre os dois membros é muito irregular, podendo ter caráter transicional ou interdigitado, com intercalações de até 20 metros de espessura entre ambos (Campos, 1994), ou ser brusco. Os calcissiltitos Pedro Leopoldo podem recorrer sobre os calcarenitos Lagoa Santa, de maneira restrita.

A passagem da seqüência carbonática para a pelítica da Formação Serra de Santa Helena também pode ser transicional, com a participação de camadas margosas intermediárias a ambas (Campos, 1994), ou em discordância (Tuller *et al.*, 1991). Há locais onde os pelitos assentam-se diretamente sobre os calcissiltitos basais.

Figura 2: Geologia. **A**) localização do Carste de Lagoa Santa no esboço geológico do Cráton do São Francisco (simplificado de Almeida & Hasui, 1984, e Alkmim *et al.*, 1993); **B)** mapa litoestratigráfico da APA Carste de Lagoa Santa (Viana *et al.*, 1998).
Figure 2: *Geology.* ***A)*** *Localization of the Lagoa Santa Karst in the sketch of São Francisco Craton (simplified from Almeida & Hasui, 1984 and Alkmim et al., 1993);* ***B)*** *Lithoestratigraphic Map of Lagoa Santa APA (Viana et al., 1998).*

As espessuras variáveis das unidades, suas descontinuidades, variações faciológicas laterais e verticais e diferenças nas suas relações mútuas de contato são atribuídas ao caráter fortemente irregular do embasamento cristalino que caracteriza a bacia deposicional. Nota-se que o paleorelevo da bacia também teve uma influência importante sobre a deformação imposta pelos movimentos tectônicos que determinaram o transporte de baixo ângulo da sequência supracrustal sobre o complexo cristalino (tectônica "epidérmica"), de leste para oeste.

A seqüência descrita encontra-se variavelmente deformada, em grau de metamorfismo fraco, com predominância de estruturas subhorizontais. Assim, as

laminações e bandamentos correspondem a foliações tectônicas coincidentes com o plano de acamamento original, este último já transposto, especialmente na metade oriental da área onde a deformação é mais intensa. A freqüente venulação calcítica e silicosa observada segundo a foliação de transposição reflete a grande mobilização associada a uma deformação de caráter dúctil. O sentido do movimento está bem expresso por uma lineação mineral de estiramento muito marcante, de direção E-W e caimento suave para E.

A deformação aparenta maior intensidade no contato entre cada uma das unidades e na base da seqüência, configurando zonas de cisalhamento inter e intraestratais, talvez como resultado da maior proporção de intercalações argilosas funcionando como agente "lubrificador" e favorecedor do transporte de massa.

Estruturas disruptivas estão especialmente representadas por famílias de fraturas de alto ângulo (subverticais) cuja freqüência e direções são variáveis sobre cada um dos litótipos, e conforme o domínio estrutural ou deformacional. Nota-se que nos calcários heterogêneos basais estão melhor expressas estruturas associadas a um caráter de tectônica mais dúctil, como as laminações plano-paralelas a onduladas. Nos calcários grosseiros e homogêneos sobrejacentes está expresso um comportamento mais rígido, sendo o fraturamento particularmente importante e decisivo na configuração do relevo atual. Entre os principais conjuntos, sobressaem os de direção E-W, N30-40E e N10-20W, podendo haver variações, conforme dito, segundo diferentes domínios estruturais. Alguns falhamentos maiores de rejeito vertical ou oblíquo foram identificados, sendo responsáveis pela individualização de blocos estruturais e pelo alinhamento de escarpas e grupos de dolinamentos (Campos, 1994).

As unidades apresentam-se em geral cobertas por sedimentos coluvionares de espessura variável, que podem alcançar mais de 50 metros e até 80 metros, conforme identificado por furos de sondagens (Campos, *op.cit*). As maiores espessuras encontram-se sobre os calcários silicosos da base da seqüência, muitas vezes formando amplas planícies que podem ser inundadas sazonalmente.

HISTÓRICO

Há muitos registros arqueológicos pré-históricos na região indicando uma ocupação humana que chega a 12.000 anos (Prous *et al.*, 1998). São sítios com ossadas, artefatos indígenas em pedra, ossos e cerâmica, vestígios de fogueiras, gravuras, picoteamentos e pinturas rupestres, a maioria resguardados nas cavernas, abrigos e junto aos paredões rochosos.

Populações sucederam-se ocupando de forma mais densa e permanente as cavernas e abrigos (Prous *et al.*, *op.cit.*), cultivando o solo e fazendo uso das águas de lagoas em dolinamentos. Com a chegada das primeiras bandeiras, que teve Fernão Dias Paes como precursor por volta de 1675, houve rápida desestruturação das sociedades indígenas, especialmente em decorrência das notícias de ouro aluvionar na região (Piló, 1998).

O homem volta a relacionar-se com as cavernas da região, com interesses econômicos sobre a extração de salitre para o fabrico da pólvora (Gomes & Piló, 1992). Nessas investidas foram achados ocasionalmente ossos animais e humanos que atraíram a atenção dos pesquisadores naturalistas da época. A partir de 1840, tem-se registros das primeiras explorações e de estudos sistemáticos nas cavernas, realizados pelo dinamarquês Peter Lund. Seus trabalhos projetaram a região de Lagoa Santa no mundo científico, especialmente por ter sido suspeita a contemporaneidade entre as populações pré-históricas conhecidas como "Homem de Lagoa Santa" e a fauna extinta, idéia pioneira para a época (Prous *et al.*, 1998). Lagoa Santa torna-se o berço da arqueologia e da paleontologia brasileira.

Após Lund, muitos outros naturalistas e viajantes registraram os atributos da paisagem em seus relatos e publicações científicas. Destacaram-se as pesquisas arqueológicas e paleontológicas do Museu Nacional do Rio de Janeiro, nas décadas de 1920 e 1930, os estudos da Academia de Ciências de Minas Gerais no decorrer de mais de 20 anos, e as campanhas internacionais Americano-Brasileira (década de 50) e Missão Franco-Brasileira (década de 70). Foram nomes de destaque Lanari, Padberg-Drenkpol, Aníbal Matos, Arnaldo Cathoud, Josaphat Pena, H.V.Walter, Hurt e Blasi, Souza Cunha, Paula Couto, Laming-Emperaire. A partir da missão francesa, as pesquisas passam a ser desenvolvidas pelo Museu de História Natural da Universidade Federal de Minas Gerais, com a atuação de A. Prous e C. Cartelle. No campo dos estudos geomorfológicos, atuaram com destaque Tricart, Barbosa, Journaux, Coutard e Kohler.

Os trabalhos desenvolvidos foram acompanhados por descrições do ambiente cavernícola, de suas morfologias, sedimentos clásticos e químicos, e das relações com a paisagem externa. Por isso, a região é também considerada o berço da

espeleologia brasileira. Em 1937, registra-se em Ouro Preto a fundação da primeira sociedade brasileira de espeleologia, a SEE-Sociedade Excursionista e Espelológica, vinculada à Escola de Minas. A partir de sua criação tem início os primeiros trabalhos de exploração, mapeamento e descrição especificamente voltados à compreensão das feições subterrâneas.

A década de 80 é brindada por diversos trabalhos acadêmicos versando sobre geologia, geomorfologia, hidrogeologia, limnologia e paleoecologia, entre monografias, dissertações e teses. Ocorre também a atuação importante de alguns grupos de espeleologia. Na década seguinte foram desenvolvidos projetos ambientais multidisciplinares por instituições governamentais (CPRM-Serviço Geológico do Brasil, CETEC-Centro de Estudos Tecnológicos de Minas Gerais, IBAMA) em parceria com as administrações municipais, já calcados em "ensaios" anteriores, como os levantamentos que nortearam a construção do aeroporto internacional Tancredo Neves, em Confins.

A pressão do desenvolvimento econômico considerado vital para a região sobre uma área de reconhecida fragilidade física e de grande valor científico e cultural, culminou no estabelecimento de uma Área de Proteção Ambiental (Decreto Federal nº 98.881 de 26/01/90), já tendo sido definidas através do seu zoneamento ecológico-econômico (Souza, 1998), as premissas para uma coexistência sustentável.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

A região de Lagoa Santa apresenta terrenos de geomorfologia cárstica, definidos por um relevo acidentado do tipo côncavo-convexo com formas superficiais próprias que resultam da dissolução de rochas carbonáticas e da estruturação de uma hidrografia com importantes componentes subterrâneos.

Assim sendo, constitui-se de feições que lhes são típicas tanto na superfície - o "exocarste", quanto no subterrâneo, onde se articula uma trama de condutos de dimensões e morfologias variadas compondo o "endocarste". Tais condutos ou cavernas são considerados uma das feições mais representativas da região. Existe ainda um terceiro domínio representado pela interface rocha-solo, chamado "epicarste", particularmente significativo na configuração da paisagem de Lagoa Santa segundo Piló (1998). Salienta-se o forte vínculo mútuo das formas superficiais, subsuperficiais e subterrâneas.

Relevo superficial – "exocarste"

Várias unidades e subcompartimentos fisiográficos foram individualizados (CETEC, 1987, Kohler, 1989; Auler, 1994; CPRM, 1994; Piló, 1998), mas as unidades que melhor caracterizam a compartimentação *regional*, reunindo feições dominantes em relação genética com o sistema hídrico, são aquelas definidas por Auler (1994). Dentre elas, as que descrevem feições especificamente cársticas são:

Planalto Cárstico

Define as áreas de topografia fortemente irregular entre as cotas 850 e 700 metros, onde ocorrem grandes concentrações das principais formas cársticas: maciços aflorantes, paredões lineares, torres e verrugas lapiezados, destacando-se a grande freqüência de dolinas, especialmente as de dissolução e subsidência (aluviais). Neste compartimento incluem-se a unidade dos Desfiladeiros e Abismos com Altos Paredões, o Cinturão de Ouvalas e o Planalto de Dolinas individualizados em maior detalhe por Kohler (1989) (Figura 3A).

Campos de dolinas caracterizam o carste desenvolvido em áreas cobertas por solos de espessura variável. Muitas vezes conformam bacias maiores articuladas segundo uma rede celular de polígonos irregulares com um escoamento superficial radial centrípeto, com múltiplos pontos de infiltração situados ao fundo das dolinas e uvalas. Um importante exemplar dessa configuração é a Depressão Poligonal Macacos-Baú (Piló, 1998).

Conjuntos expressivos que reúnem alto índice de dolinamento e maciços rochosos expostos ou semi-encobertos estão na região da Lapinha, Lapa Vermelha, região de Cerca Grande e Jaguara, Poções e proximidades, região da mineração Ciminas, região da fazenda Cauaia e Gordura (Figura 3B). Alguns sistemas fluviais estão presentes em combinação aos sistemas hidrológicos subterrâneos, os quais são responsáveis pelo modelamento de *canyons* e vales cegos, como a região de Poções, onde também são comuns dolinas de abatimento.

Algumas importantes planícies aluviais em vales de vertentes recuadas são também consideradas como componentes do Planalto Cárstico, como trechos do curso dos córregos Palmeiras-Mocambo, Samambaia, Jaguara e Gordura. São representadas pelos compartimendos das "Megauvalas com lagoas", "Maciços e planícies do riacho do Gordura" e "Poljé do Sumidouro" de Köhler (1989), apresentados na

Figura 3A. A planície do córrego Samambaia merece ser destacada nesse domínio, e até mesmo individualizada, por representar uma importante bacia de descarga de águas capturadas nos planaltos circundantes, conduzidas à grande depressão da lagoa do Sumidouro (*poljé* do Sumidouro), já próximo ao nível de base regional representado pelo rio das Velhas.

Lapiás (*karren)* são sulcos e reentrâncias de escala milimétrica a métrica também consideradas um particular cárstico que pode diferenciar-se de região para região. No carste de Lagoa Santa, são notáveis os desenvolvidos ao longo da foliação ou bandamento horizontal ("lapiás de juntas"), conformando canaletas lenticulares ou ovalares (Figura 3C), geralmente de poucos centímetros a poucos decímetros, repetidas com grande freqüência, nalguns casos, concentrando-se ao longo de determinados horizontes. Caneluras verticais também são comuns (Figura 3D).

A geomorfologia no Planalto Cárstico está fortemente vinculada à ocorrência dos calcários puros homogêneos do Membro Lagoa Santa. Uma característica distintiva entre o relevo desenvolvido sobre calcarenitos calcíticos e os calcissiltitos silicosos, ainda que capeados por mantos pedológicos, refere-se à forma das vertentes das colinas que, segundo Campos (1994), é criteriosamente mais suave sobre os carbonatos silicosos comparativamente àquelas sobre os calcíticos.

Outro aspecto notável é o alinhamento de paredões lineares e dolinamentos, coincidentes com as direções dos principais conjuntos de fraturas subverticais presentes nos calcarenitos (Beato *et al.*, 1992; Berbert-Born *et al.*, 1998, Piló, 1998), indicando o importante controle destas estruturas na configuração da hidrografia e da morfologia exocárstica. Há alguns casos reconhecidos como vinculados a zonas de falha de rejeito em alto ângulo, como por exemplo, o escarpamento da Lapa Vermelha e um cinturão de uvalas contíguo que se estende no sentido NW (Campos, 1994).

Superfícies cársticas encobertas

São áreas com espesso manto de solo sobrejacente aos calcários, que limita a expressão das formas cársticas. Tais coberturas ocorrem especialmente nos segmentos ocidental e meridional da área. As *Superfícies Filíticas* recobrem boas extensões da área, onde os carbonatos estão recobertos por rochas metapelíticas. Neste domínio há ocorrências sugestivas de feições cársticas, que podem derivar de carstificação ocorrendo em profundidade nos carbonatos.

Figura 3: Características do "exocarste de Lagoa Santa". **A)** compartimentação geomorfológica da área da APA (Kohler et al., 1998); **B)** região do maciço da Jaguara (Experiência da Jaguara); **C)** "lapiás de juntas" (*schichtenkarren*) e **D)** caneluras verticais (*rinnenkarren*).

Figure 3: *Characteristics of the Lagoa Santa exokarst.* ***A)*** *Geomorfological compartimentation of the APA area (Kohler et al., 1998);* ***B)*** *Jaguara massif region;* ***C)*** *Joint karren (schichtenkarren) and* ***D)*** *vertical notches (rinnenkarren).*

Figura 4: Localização das cavernas e situação dos principais conjuntos de feições cársticas do Carste de Lagoa Santa.

Figure 4: Localization of the caves and of the main ensemble of karstic features of the Lagoa Santa Karst.

Depressão Mocambeiro

Corresponde a uma extensa planície rebaixada com cotas altimétricas em torno de 700 metros, limitada por colinas de vertentes abruptas e grandes afloramentos rochosos. Está alojada sobre um manto argiloso que capeia os carbonatos silicosos da base da seqüência carbonática, segundo furos de sondagem (Campos, 1994). É também descrita como um *poljé*.

Representa a região mais dissecada do carste, com alagamentos periódicos segundo dolinas ou uvalas amplas e suaves. Funciona como nível de base local para onde é dirigida a descarga de boa parte das águas coletadas e drenadas nas áreas de Planalto Cárstico. Em alguns pontos há maciços rochosos residuais com pequenas cavernas e abrigos associados, classificados como *humes* (Uvala de Mocambeiro e Região de *Humes* da Figura 3A).

Interface rocha-solo – "epicarste"

No carste de Lagoa Santa é possível observar um relevo rochoso irregular instituindo-se sob a cobertura pedológica que, de uma maneira geral, delineia a geometria geral das altas e médias vertentes do relevo superficial. Segundo Piló (1998), o relevo epicárstico é marcado por duas feições expressivas: i) formas residuais ruiniformes maiores tipo torres, e ii) lapiás de carste coberto. Pode haver afloramento parcial das feições residuais no perfil de vertentes, conformando as chamadas "verrugas".

Aquele autor acredita que a dissolução seja bastante acelerada nessa interface da rocha com o solo, havendo uma importante atuação das fraturas alargadas na recarga hídrica difusa que incide no estabelecimento de um padrão labiríntico das formas (condutos) endocársticas e na dinâmica do seu preenchimento por sedimentos.

Endocarste

Definido pela trama de pequenas "fissuras" ou condutos fundamentais na dinâmica d'água e que também são hábitat de uma fauna especial, está especialmente caracterizado em Lagoa Santa pelas cavernas acessíveis ao homem.

Dentro dos limites da área da APA estão registradas 387 cavernas (Figura 4), chegando ao número de 500 se tomado o entorno, incluído o município de Sete Lagoas. Considerando a existência de grandes áreas ainda pouco prospectadas, este número serve para dar uma idéia do potencial a novas descobertas.

Tal densidade de cavernamento torna Lagoa Santa um verdadeiro "parque espeleológico". A diversidade de situações, de morfologias e de combinações propicia um apanhado completo e complexo da natureza cárstica em pequenos espaços de área.

Características gerais das cavernas

O contexto espeleológico regional é descrito pela predominância de cavernas de pequeno porte, a maioria com menos de 500 metros de extensão. Cavidades que ultrapassam 800 metros de desenvolvimento já se destacam no conjunto, a termos de dimensão: grutas do Baú, do Boi, Irmãos Piriá, Rei do Mato (turística), Buraco do Medo, Cerca Grande, Lemniskos, Morro Redondo e Cascata II. As maiores ocorrências registradas são a Gruta da Escada, com 1822 metros e Lapa Vermelha I, com 1870 metros. Morro Redondo apresenta o maior desnível total, de 75 metros, havendo um vão livre de 52 metros que interliga dois níveis morfologicamente distintos da caverna. As grutas Tobogã, Salitre, Morena e Lapa Nova de Maquiné, situadas mais ao norte, são também importantes regionalmente, sendo aquela última particularmente relevante por aspectos históricos e turísticos.

Na diversidade dos pequenos ambientes cavernícolas existentes ocorre uma grande variedade de tipos de espeleotemas. As cavernas com maior profusão de espeleotemas são aquelas já abertas ao turismo: Maquiné, Rei do Mato e Lapinha. Rei do Mato guarda exemplares magníficos de colunas e estalagmites (Figuras 5A e B) escorrimentos de grande beleza e conjuntos expressivos de estalactites. Escorrimentos e cortinas são os grandes atrativos de Lapinha (Figura 5C).

Nas demais cavidades, são muito comuns conjuntos de estalactites, estalagmites, colunas, escorrimentos e travertinos de pequeno e médio porte (centimétricas a decimétricas). Coralóides (couve-flor, leite-de-lua) recobrem grandes extensões de superfícies da rocha encaixante. São também relativamente comuns cristais dente-de-cão e helictites. Represas de travertino são em geral rasas, em razoáveis extensões ao longo de declividades de baixo ângulo, sendo uma variedade comum os microtravertinos "texturizando" superfícies de outros espeleotemas (Figura 5D). Bacias travertínicas profundas são consideradas pouco comuns, encontradas nas grutas do Baú, Escada e Poções. Também são incomuns estalactites de maior porte, como ocorrentes na Lapa Vermelha I e em Paredão da Fenda III, superando 4 metros de dimensão. Há ocorrências isoladas de pérolas, vulcões, cortinas de aragonita, "folhas" e "agulhas" de gipsita (Figura 5E), flores, triângulos e círculos de calcita.

Em sua relação com o relevo externo, as cavernas afloram em grande diversidade de situações, associadas a várias tipologias de dolinas, escarpas e maciços rochosos. Há algumas aglomerações que, em associação às formas superficiais, vegetação e corpos d'água, compõem certos conjuntos paisagísticos especiais, alguns dos quais acrescidos de relevância histórica e cultural. São os casos do Conjunto Cárstico de Cerca Grande, Conjunto Arqueológico e Paisagístico dos Poções, Maciços da Cauaia e do Gordura, Conjunto Porteira de Chave, Vargem de Pedra, Maciço da Lapinha, Planície de Mocambeiro com seus maciços residuais, Lagoa do Sumidouro, Região da Lapa Vermelha, Conjunto Experiência da Jaguara, Maciço Macacos-Baú e Dolinas ao Sul da Pedreira Ciminas (vide Figura 4). Sobre os dois primeiros conjuntos há tombamentos específicos.

Condicionamento geológico

Quanto a forma, arranjo, distribuição e freqüência dos condutos de cavernas, uma primeira distinção é determinada pela diferenciação faciológica (litológica e tectônica) da seqüência carbonática onde se instalou o relevo cárstico.

A grande maioria das cavernas desenvolve-se nos calcarenitos homogêneos do Membro Lagoa Santa, onde está instalado o típico relevo cárstico superficial e

os principais sistemas hidrológicos subterrâneos. Estatisticamente, há predileção de condutos de diferentes hierarquias por certas direções coincidentes a famílias de fraturas definidas. As galerias subterrâneas são maiores e muito mais freqüentes na direção N75-85E e aproximadamente N-S (Berbert-Born *et al.*, 1998). É esperado que as fraturas E-W sejam realmente estruturas mais aptas ao alargamento inicial, uma vez que elas devem representar o principal conjunto aberto da região em decorrência de processos tectônicos extensionais (Beato *et al.*, 1992). O desenvolvimento preferencial de condutos na direção N-S é concordante com padrões locais de alinhamento de dolinas que, segundo Piló (1998), podem refletir a influência da foliação subhorizontal que tem leve mergulho para leste.

São muito comuns os casos em que as galerias conformam um perfeito retículo labiríntico, coincidente com a articulação dos conjuntos de fraturas, sendo exemplos típicos as grutas Escada, Cerca Grande e Lapa Vermelha.

Os calcissiltitos impuros da seqüência basal (Membro Pedro Leopoldo), com freqüentes intercalações pelíticas, são composicionalmente menos favoráveis à carstificação. O cavernamento ocorre em situações especiais, ao longo dos contatos interformacionais inferior e superior onde há intensificação da deformação. No contato inferior, está vinculado à menor permeabilidade do embasamento cristalino, que força um maior tempo de residência da água e sua circulação no calcário assentado acima, sendo a gruta dos Irmãos Piriá o exemplo-tipo. O entalhe tende a ser lateral com alargamento progressivo, caracterizado pelo desplacamento de finos blocos tabulares induzido pela forte foliação ondulada e pelas próprias intercalações argilosas.

Onde a deformação é mais forte e generalizada, a lineação de estiramento observada nos planos da laminação subhorizontal segundo a direção aproximada E-W exerce um controle significativo sobre a abertura de pequenos condutos, reentrâncias e orifícios de perfil circular a ovalar. Há exemplos característicos na Gruta da Lapinha (Berbert-Born *et al.* 1998).

Condicionamento hidrológico

Não obstante a caracterização genérica das cavernas em função da configuração litoestratigráfica e estrutural maior, tem-se ainda assim uma grande

Figura 5: Aspectos do "endocarste de Lagoa Santa"- sedimentos químicos (espeleotemas). **A)** colunas tipo "velas" no salão principal da gruta turística Rei do Mato; **B)** estalagmites e colunas em Rei do Mato; **C)** detalhe de cortina na gruta da Lapinha; **D)** microrrepresa de travertino na superfície de cortinas; **E)** agulha de gipsita na gruta do Intoxicado.

Figure 5: *Aspects of Lagoa Santa endokarst - speleothems:* ***A)*** *Speleothems in the main chamber of the Rei do Mato touristic cave;* ***B)*** *Stalagmites and columns in Rei do Mato cave;* ***C)*** *Details of curtain in Lapinha cave;* ***D)*** *Travertine microdams in the curtains surface;* ***F)*** *Gypsite needle in the Intoxicado cave.*

diversidade morfológica, resultante dos variantes hidrológicos locais.

O Planalto Cárstico é uma região de grande dinâmica hídrica, de captura e "transmissão" das águas pluviais rumo aos níveis de base locais. Em segmentos fluviocársticos, há cavernas tipicamente configuradas pelo fluxo rápido e turbulento de rios subterrâneos, com galerias vinculadas a diferentes hierarquias tributárias que são normalmente drenagens ativas por curto espaço de tempo. Portanto, há cavernas que configuram pequenos trechos de uma rede de drenagem, com segmentos atualmente "desconectados" em função da dissecação do relevo. As principais ocorrências integram a região de Poções.

Mas a grande parte das cavernas nesse domínio fisiográfico está associada às dolinas, particularmente àquelas delimitadas por escarpa calcária. Suas aberturas podem estar à base dos paredões, atual fundo das dolinas, ou acima do atual fundo. Funcionam como pontos atuais ou pretéritos de captura do escoamento das bacias, ou estão associadas a alagamentos ativos ou inativos da bacia.

Há vários exemplos de cavernas atualmente secas situadas acima do atual fundo das dolinas, transparecendo entradas lateralmente dispostas à "meia-altura" das escarpas, sendo as grutas da Escada e Cerca Grande exemplos típicos (Figura 6A). Nesses casos, é comum haver também o desenvolvimento de cavernas irregulares pouco extensas ao sopé do paredão no fundo da dolina, funcionando como atual captura das águas e sedimentos escoados pela bacia. Salienta-se a existência de exemplares que registram a evolução progressiva de um tipo para o outro.

Algumas destas cavernas ao fundo de dolinas correspondem a conexões mais "tardias" do relevo com um sistema subterrâneo previamente conformado. Ou seja, são dolinas de subsidência que evoluíram a partir de uma rede subterrânea instalada. Em geral, esse tipo de situação ocorre segundo conjuntos de dolinas em proximidade mútua, caracterizando múltiplos pontos de captura superficial, de algum modo conectados no subterrâneo.

Lagos em dolinas, segundo Auler (1994,1995), são determinantes da elaboração de planimetrias labirínticas (reticulares), com tendência anastomosada, dependendo da estruturação local do calcário. Porém, as cavernas associadas a esse tipo de condição mostram uma morfologia complexa que resulta de variações hidrológicas policíclicas, marcada por feições superimpostas.

Figura 6: Feições de destaque do Carste de Lagoa Santa. **A)** "janelas" lateralmente dispostas à meia-altura do maciço rochoso de Cerca Grande, cada qual conduzindo a galerias subterrâneas mutuamente paralelas e panorâmica do maciço ; **B)** entrada da caverna Lapa Vermelha ao verão, com pessoas como escala ao centro e à base da boca, e detalhe da entrada ao inverno (foto de Ézio Luís Rubbioli).

Figure 6: *Detailled features of the Lagoa Santa Karst.* ***A)*** *Laterally disposed windows at half-high of the Cerca Grande rocky massif, each one conducting to underground galleries mutally parallels, and panoramic view of the massif;* ***B)*** *Lapa Vermelha entrance in summer, with persons as scale at the center and base of the opening, and detail ot the entrance in winter. (Photo by E. Rubbioli).*

Há bons registros de diferentes fases evolutivas superpostas nas cavernas do Baú, Escada e Lapa Vermelha (Figura 6B), entre elas, condições de flutuação do nível d'água, diferentes fases de preenchimento sedimentar intercaladas ao prevalecimento de precipitação química, indícios de processos paragenéticos, reentalhe vadoso por drenagens de escoamento das dolinas.

Outros tipos de cavernas são resultado exclusivo da ação quimicamente mais agressiva, porém ainda dispersa, de águas intersticiais que percolam as descontinuidades da rocha em lento fluxo descendente. São em geral de porte reduzido, sinuosas a retilíneas, sem grandes intercomunicações mas em grande densidade de ocorrência. Estão geralmente nos altos maciços como os de Poções e Lapinha, muito embora tais processos também componham a evolução das demais cavidades. Aliás, a ação dessas águas pode assumir magnitudes surpreendentes ao remodelar completamente o perfil das paredes das galerais, além de ser o principal agente da elaboração dos precipitados químicos secundários (espeleotemas).

Na unidade denominada Depressão de Mocambeiro, as cavernas mais significativas ocorrem geralmente à base de rochosos residuais à denudação que são circundados pelo lençol d'água aflorante. Em face do baixo gradiente hidráulico, são articuladas galerias labirínticas ainda com seções de perfil horizontalizado devido à expressão dos processos solubilizadores ao longo da superfície d'água. São cavernas em plena conformação atual, sendo bons exemplos as grutas à base do maciço da Jaguara. Nos maciços e *humes* também existem cavernas situadas numa certa altura acima do atual nível d'água aflorante, materializando níveis d'água pretéritos.

Sedimentos

Em muitas cavernas estão registradas diferentes fases de deposição sedimentar. Um aspecto marcante é a associação de seqüências clásticas e níveis de precipitação química.

Piló (1998) identificou três depósitos sedimentares distintos sob capas estalagmíticas na gruta do Baú, com restos da fauna extinta. Sobre cada um, incidiram processos erosivos que determinaram uma grande remobilização e lixiviação dos materiais, sob regime vadoso. Datações U/Th sobre as capas estalagmíticas indicaram ciclos deposicionais atuantes entre mais de 135 e 60 mil anos. Para as deposições químicas, foi interpretado condições de climas mais úmidos.

Considerações evolutivas

O modelo evolutivo da Depressão Macacos-Baú proposto por Piló (1998) ilustra as principais etapas da dinâmica de desenvolvimento da geomorfolgia regional.

Comparando as taxas locais estimadas de velocidade de aprofundamento de dolinas (relação altimétrica entre capas estalagmíticas datadas em U/Th e fundo atual das dolinas) e o desnível total de 210 metros entre o planalto residual da superfície Sul-Americana e ponto mais baixo da região estudada, foi possível estimar em 1,9Ma a idade *máxima* para o início do entalhamento daquela superfície, sem deixar de considerar que as dolinas têm uma dinâmica de evolução acelarada no contexto geral da evolução da paisagem.

O modelo defende a configuração de uma drenagem subterrânea antes da elaboração do relevo cárstico, evoluindo para um relevo de depressões fechadas (início da formação de dolinas) com o aumento gradativo das conexões dos sistemas endocársticos (Quaternário Inferior). Várias cavernas hoje aflorantes já estariam relacionadas a esses sistemas primários sob regime freático.

A conformação de sumidouros permitiu o fluxo de grande volume de detritos como corridas de lamas e fluxos aquosos, marcando um período de morfogênese muito ativa, provavelmente relacionada a episódios de chuvas intensas sob cobertura vegetacional esparsa. Expressivos volumes de condutos foram generalizadamente colmatados, o que deve ter induzido, em ciclo ou ciclos posteriores, desenvolvimento paragenético de condutos. A essa fase segue-se um longo período de maior estabilidade e redução do fluxo clástico o qual permitiu uma sedimentação química sobre os depósitos clásticos, que pode ter relação com uma mudança climática expressiva, com o aprofundamento do nível de base local ou com o impedimento da circulação hídrica devido à própria colmatação dos sedimentos. Posteriormente, ocorre erosão dos depósitos atribuída a um outro período de chuvas intensas. Toda essa fase de preenchimento clástico seguida de precipitação química e de posterior processo erosivo está datada como anterior a 135 mil anos, a partir de uma estalactite desenvolvida sob uma das capas estalagmíticas que recobre um importante depósito clástico.

Outros períodos deposicionais clásticos e químicos energeticamente menos intensos seguiram-se, associados a eventos de entalhe vadoso dos condutos

e de sedimentos previamente deposicionados (pelo menos três episódios de sedimentação química foram identificados). Em sedimentos sob capas estalagmíticas datadas de aproximadamente 70 mil anos estão presentes vestígios da megafauna extinta.

O incremento das conexões endocársticas, induzido até mesmo pela evolução epicárstica, deve ter facilitado o transporte dos materiais da cobertura, justificando a conformação das dolinas "secundárias" superimpostas ao perfil de vertentes maiores, no Pleistoceno Terminal, segundo um novo período de maior umidade, constatado por polens e datações de sedimentos de lagoas.

Processos holocênicos estariam expressos pela ampliação de dolinamentos, abatimentos da cobertura, mais transporte de material para o endocarste, processos de abatimento nos paredões calcários e geração de novas capas estalagmíticas depositadas, até mesmo, sobre vestígios humanos pré-históricos.

PALEONTOLOGIA E ARQUEOLOGIA

Desde Lund, um grande número de informações foi gerado nos campos da paleontologia e arqueologia. Há ainda um potencial enorme para pesquisas paleontológicas sistemáticas, considerando o grande número de cavernas menores quase desconhecidas e as suas características deposicionais. Entre o material paleontológico já revelado, destacam-se os componentes da fauna Pleistocênica extinta, entre eles, preguiça gigante, tigre-dente-de-sabre, lhama, cavalo, tatu gigante, gliptodonte, mastodonte.

A arqueologia de Lagoa Santa tem sua importância assegurada não só pelo seu papel na história dessa ciência no Brasil, mas também por suas revelações antropo-biológicas, pelos vestígios das mudanças ambientais no Holoceno, pelos indícios da implantação do homem na paisagem e sua sobrevivência, bem como pelos vestígios da tecnologia pré-histórica (indústrias lítica, do osso, de conchas, madeiras e cerâmica), segundo Prous *et al.*, (1998). A existência de numerosos sítios com "grafismos parietais" (Figura 7) elevam Lagoa Santa ao *status* de uma das mais importantes "províncias rupestres" do país, tendo uma particular importância as informações sobre a cronologia das pinturas e o reconhecimento de várias unidades estilísticas. Pela primeira vez no Brasil, pinturas rupestres tiveram uma idade "semi-absoluta" (idade mínima) determinada, quando foram descobertos grafismos enterrados abaixo de níveis de ocupação datados por radiocarbono. Os primeiros grafismos tiveram idades reveladas de pelo menos 6.000 anos.

Quanto aos vestígios mais antigos que se tem registros, tratam-se de "ossos datados por carvões com idades entre 10.200 e 11.680 anos", idade também confirmada em uma datação recente de ácidos húmicos penetrados pós-morte em osso de um indivíduo (Prous *et al.*, 1998).

Cerca de uma centena de sítios pré-históricos, entre abrigos sob rocha e sítios a céu aberto estão cadastros pelo Setor de Arqueologia da Universidade Federal de Minas Gerais. Além do número de sítios, surpreende a quantidade de material existente, podendo-se mencionar a descoberta de cerca de 80 indivíduos em apenas uma das pesquisas ocorridas (Prous *et al., op.cit*).

O material arqueológico e paleontológico está reunido em coleções científicas e didáticas de instituições reconhecidas, e também em coleções particulares. Muito material foi levado ao exterior por Lund. Citam-se as coleções do Museu de Zoologia de Copenhagen (Dinamarca), Museu do Homem de Paris, Museu Nacional (Rio de Janeiro), Museu de História Natural da UFMG (Belo Horizonte), Museu de Mineralogia da UFOP, Centro de Arqueologia Annette Laming-Emperaire (Lagoa Santa), Centro de Estudos Tecnológicos de Minas Gerais (CETEC/MG). Como coleção particular, cita-se o "Museu Arqueológico de Lapinha".

ESTADO DE CONSERVAÇÃO

A maioria das cavernas do Carste de Lagoa Santa sofreu ou vem sofrendo interferências diretas ou indiretas de atividades antrópicas. As mais comuns e notáveis são as de ordem estética: quebra de espeleotemas, pichações e acúmulo de lixo. Entretanto, há outras lesões consideradas graves ao ambiente cavernícola, embora menos evidentes ao observador comum. São as que resultam em transformações lentas ou que incidem sobre componentes menos perceptíveis, mas não menos importantes, como a fauna, os depósitos sedimentares que a sustentam, a atividade da água. São exemplos a cobertura ou impregnação de superfícies por fuligem de fogueiras ou outras substâncias corrosivas, crescimento de algas induzido por iluminação artificial, recobrimento de áreas por sedimentos mobilizados, inundação, seca, alteração na composição fisicoquímica e biológica da água e modificações de cursos naturais d'água que alteram o ciclo de atividade dos espeleotemas, a evolução natural das formas e o desenvolvimento da fauna.

A atividade mineradora é responsável por muitos desses impactos, uma vez que remove vegetação e solo, induzindo o aporte de detritos e modificando condições de fluxo d'água. O trânsito de maquinário, as detonações e as emissões de chaminés geram poeiras diversas, e os próprios abalos das detonações são agentes potencialmente impactantes. Nesse caso, os danos têm caráter mais pontual, porém drástico. Há casos isolados de convivência harmoniosa entre esse tipo de atividade e os sítios espeleológicos, casos de prejuízos irrecuperáveis e casos de risco iminente.

Por ser mais extensiva, a atividade agrícola talvez atue como o maior agente impactante, ao facilitar que solos revolvidos e nutrientes sejam carreados para o ambiente cavernícola. Além disso, o desmatamento expõe as entradas, o que modifica as condições atmosféricas internas e suscita um maior trânsito de pessoas. Sem a proteção natural da vegetação, as freqüentes pinturas rupestres e outros vestígios arqueológicos tornam-se mais sujeitos à ação do intemperismo.

É ainda comum a quebra generalizada em paredes e em concreções ao piso, resultado de pequenas lavras das próprias concreções calcíticas, normalmente nas proximidades das entradas. São também o "resíduo" de escavações na busca de objetos arqueológicos e ossadas pré-históricas. Houve ainda época de exploração do salitre, matéria-prima da pólvora. A significância histórica e cultural dos sítios compreende investidas científicas bem e mal-sucedidas, algumas irreversivelmente nocivas pela falta de métodos apropriados.

Figura 7: Pinturas rupestres em Lapa do Ballet: antropomorfos.
Figure 7: *Rupestrian paintings in Lapa do Ballet: anthropomorphs*

Em conclusão, o patrimônio espeleológico é altamente vulnerável à depreciação por estar em área populosa e industrial, e já se encontra moderadamente impactado, com alguns casos críticos. A intensa depredação decorrente da própria visitação aponta a necessidade de um projeto de educação ambiental direcionado à população local. Acredita-se que a forma mais viável e eficiente de conservação seja a fiscalização pelos próprios moradores, uma vez conscientizados do valor do patrimônio natural onde residem. É também salutar a manutenção da vegetação nativa nas proximidades das entradas, ou seja, junto aos maciços, paredões e dolinas, o que significa a conservação da própria paisagem externa (Berbert-Born *et al.* 1998).

POTENCIAL TURÍSTICO

O porte reduzido das cavernas é um fator já por si restritivo à visitação turística, porque o ambiente natural não é capaz de comportar um grande número de pessoas sem que haja fortes interferências, sendo freqüentes situações de desconforto e risco. Por outro lado, a densa aglomeração em que ocorrem as grutas é um aspecto muito interessante, com apelo turístico.

O aproveitamento turístico "convencional" como nas grutas Maquiné, Rei do Mato e Lapinha, para as quais o visitante dirige-se no intuito de admirar espeleotemas e amplos salões, pode ser considerado esgotado. Alternativas viáveis passam a ser aquelas que componham "roteiros espeleológicos" de enfoque educativo, a fim de ilustrar o funcionamento da dinâmica do carste, o meio biótico e a ocupação humana.

Tal esquema de visitação não requer grandes adaptações ou suportes ao que o próprio ambiente oferece, requerendo, talvez, pequenas melhorias no acesso. A imposição natural é a da visitação em pequenos grupos de pessoas acompanhados de guias treinados e instrumentados em número compatível, o que significa necessidade de investimentos mínimos. Os roteiros, por sua vez, devem ter aprovação técnica após rigorosa avaliação dos pontos, sendo necessário contemplar as suscetibilidades do que será visitado, a fauna e os fatores de risco aos visitantes. Essa avaliação deverá indicar o número ideal de pessoas e a periodicidade da visitação, os procedimentos necessários e as restrições (Berbert-Born et al., 1998).

Em síntese, qualquer iniciativa nesse sentido requer um plano de manejo.

COLABORADORES

Leitura crítica, sugestões e apoio do Dr. Luís Beethoven Piló foram cruciais à finalização deste

trabalho, bem como o material bibliográfico cedido pelo Dr. Heinz Charles Kohler. Aos dois pesquisadores, expresso profundo reconhecimento e gratidão. A Joseneusa Brilhante, pelas edições nas figuras. E a Carlos Oití Berbert, como sempre, personalidade fundamental.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alkmim, F.F., Brito Neves, B.B., Alves, J.A.C. -1993- Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - uma revisão. *In*: Dominguez, J.M.L. & Misi, A. (ed.) 1993. *O Cráton do São Francisco. Reunião Preparatória para o II Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco.* SBG/SGM/CNPq. Salvador. p.45-62

Almeida, F.F.M. e Hasui, Y. (org.). -1984- *O Pré-Cambriano do Brasil.* São Paulo, Edgard Blücher Ed.

Auler, A.S. -1994 - *Hydrogeological and hydrochemical characterization of the Matozinhos-Pedro Leopoldo Karst, Brazil.* Western Kentucky, 110p. (Master of Science, Faculty of the Department of Geography and Geology).

Auler, A.S. -1995- Lakes as a speleogenetic agent in the Karst of Lagoa Santa, Brazil. *Cave and Karst Science*, **21**(3):105-110.

Beato, D., Berbert, M.L.C, Danderfer, A. e Pessoa, P.F.P. -1992- Avaliação preliminar do Carste de Sete Lagoas-Lagoa Santa e riscos ao meio ambiente antrópico - Projeto VIDA. *In*: Simpóseio da Situração Ambiental e Qualidade de Vida na Região Metropolitana de Belo Horizonte e Minas Gerais, 2. Belo Horizonte, 1992. *Anais*... Belo Horizonte: ABGE, p.56-59.

Berbert-Born, M., Horta, L.S. e Dutra, G.M. 1998. Levantamento Espeleológico. *In*: *APA Carste de Lagoa Santa - Patrimônio Espeleológico, Histórico e Cultural.* Belo Horizonte, CPRM/IBAMA. 71p, anexos e mapas. (Série APA Carste de Lagoa Santa, volume III).

Campos, A.B. -1994- *Relações entre as características faciológicas e estruturais das unidades do Grupo Bambuí e a morfologia cárstica na região de Lagoa Santa-Pedro Leopoldo (Minas Gerais)*. Belo Horizonte, UFMG/FAPEMIG, 21p. (Relatório final de pesquisa - aperfeiçoamento. Programa de Pesquisa "Estudos ambientais e proposta de manejo na região do carste no Planalto de Lagoa Santa, M.G.").

CETEC-Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais -1987- Estudos da dinâmica dos recursos hídricos da região cárstica dos municípios de Lagoa Santa, Pedro Leopoldo e Matozinhos. Belo Horizonte, CETEC. 38p. *Relatório técnico.*

CPRM-Serviço Geológico do Brasil -1994- *Caracterização geomorfológica da região cárstica de Sete Lagoas-Lagoa Santa (MG).* Belo Horizonte, CPRM/CETEC. 37 p., 1 mapa (6 folhas). (Projeto VIDA VIDA - Programa Gestão e Administração Territorial).

Gomes, M.C.A.; Pipó, L.B. -1992- As minas de salitre: a exploração econômica das cavernas em Minas Gerais nos fins do período colonial. São Paulo, SBE. *Espeleo-Tema*, 16:83-93.

IBGE-Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística -1993- *Mapa de vegetação do Brasil*, *escala 1:1500.000*.

Kohler, H.C. - 1989- Geomorfologia cárstica na região de Lagoa Santa/MG. São Paulo. (Tese de Doutorado, Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo).

Kohler, H.C., Parizzi, M.G., Souza, J.B. e Castro, V.H.C. -1998- Mapa Geomorfológico da APA Carste de Lagoa Santa. *In*: *APA Carste de Lagoa Santa - Meio físico. Belo Horizonte,* CPRM/IBAMA. (Série APA Carste de Lagoa Santa, volume I).

Patrus, M.L.R.A. -1996- *Hidrologia e qualidade de águas de superfície do município de Sete Lagoas*. Belo Horizonte, CPRM. (Projeto VIDA - Programa Gestão e Administração Territorial). *Inédito.*

Pilo, L.B. -1998- *Morfologia cárstica e materiais constituintes: Dinâmica e evolução da Depressão Poligonal Macacos-Baú - Carste de Lagoa Santa, Minas Gerais*. 269p. (Tese de Doutorado, Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo).

Prous, A., FOGAÇA, E., RIBEIRO, L. -1998- Patrimônio arqueológico. *In*: *APA Carste de Lagoa Santa - Patrimônio Espeleológico, Histórico e Cultural.* Belo Horizonte, CPRM/IBAMA. 22 p., anexos e mapas. (Série APA Carste de Lagoa Santa, volume III).

Schöll, W.U. -1976- Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da Bacia do São Francisco. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29. Ouro Preto, 1976. *Anais*..SBG, 2:207-231.

Souza, H.A. (org.) -1998- *Zoneamento ambiental da APA Carste de Lagoa Santa.* Belo Horizonte, CPRM/IBAMA. (Série APA Carste de Lagoa Santa).

Tuller, M.P., Ribeiro, J.H. e Danderfer Filho, A. -1991- *Geologia da região cárstica de Sete Lagoas-Lagoa Santa (MG).* Belo Horizonte, CPRM. (Projeto Vida - Programa Gestão e Administração Territorial). *Inédito.*

Viana, H.S., Tavares, V.P., Kohler, H.C., 1998. Síntese da geologia, recursos minerais e geomorfologia. *In*: *APA Carste de Lagoa Santa - Meio físico. Belo Horizonte, CPRM/IBAMA.* 21 p., anexos e mapas (Série APA Carste de Lagoa Santa, volume I).

[1] CPRM-Serviço Geológico do Brasil
SGAN 603 Conj.J Parte A 1º andar
70830-030 - Brasília-DF
berbert@terra.com.br

Gruta do Centenário, Pico do Inficionado (Serra da Caraça), MG

A maior e mais profunda caverna quartzítica do mundo

SIGEP 20

Georgete Macedo Dutra[1]
Ezio Luiz Rubbioli[1]
Lília Senna Horta[1]

A Serra do Caraça situa-se no Quadrilátero Ferrífero, no centro do estado de Minas Gerais, Brasil. O Pico do Inficionado é a segunda maior altitude da Serra do Caraça e nele estão inseridas cavernas de quartzito, entre as quais se destaca a gruta do Centenário, a maior do mundo nesta litologia. Os condutos formam uma rede labiríntica quadrática atingindo a profundidade de – 481m de desnível e somando 3.790 m de projeção horizontal (4.700m de desenvolvimento linear). As cavernas exploradas desenvolveram-se através da erosão mecânica e estão condicionadas estruturalmente por falhas. Além desta cavidade já foram exploradas outras 6 cavernas. A gruta da Bocaina que está sendo explorada atualmente (1999) já está entre as 10 mais profundas cavernas em quartzito do mundo, tendo potencial para novas descobertas.

Centenário Cave, Pico do Inficionado (Serra do Caraça), State of Minas Gerais - The largest and deepest quartzitic cave in the world

The Caraça Range, made up essentially by quartzites, is located in the southern part of the Quadrilátero Ferrífero, where its highest altitudes are found. Among the highest peaks is the Inficionado, which stand 2068m above sea level. In such adverse heights and lithology great abysms and caves can be found, characterizing Inficionado peak as one of the most striking speleological areas. The importance of the Inficionado peak enlared and diversified the mosaic of Brazilian karstic features. The importance of the peak and its caves is due exactly to the lithology in which they where created. There is some discussion whether quartzite should be considered a soluble rock or not. Small speleothems of amorphous silica have been observed, indicating some degree of solubility. The climate in the region was the main factor for the development of the speleological features. Inficionado peak has a destructive microclimate, much more humid and cold, different in the surrounding areas, with important thermal variations. Among the caves that can be found in the area, Centenário cave is the most important. It is presently the largest in the world in quartzite, with 3800m of horizontal length and –481m deep. It is the deepest cave in Brazil in any lithology. Other caves that have been explored are Centenário II, Centenário III, Centum, Bloco Suspenso, Fumaça and Bocaina.

INTRODUÇÃO

A Serra do Caraça, composta essencialmente por quartzitos, localiza-se no Quadrilátero Ferrífero, porção sul, constituindo-se das mais elevadas altitudes desta região (figura 1). Dentre os picos mais elevados destaca-se o Pico do Inficionado com 2.068 m de altitude. Nesta litologia e altitude adversa desenvolvem-se grandes abismos e cavidades, caracterizando o Pico do Inficionado como uma das mais notáveis feições espeleológicas já observadas.

A descoberta de grutas no Pico do Inficionado serviu para ampliar e diversificar o mosaico de feições cársticas brasileiras. A importância das cavidades inseridas neste contexto deve-se justamente ao tipo de litologia nas quais se desenvolveram, onde se pondera que o quartzito não é considerado uma rocha solúvel. Apesar disto, em algumas cavidades foram observados pequenos espeleotemas de sílica amorfa (opala - a) indicando uma certa solubilidade. O clima da região foi fator preponderante para o desenvolvimento das feições espeleológicas, sendo que no Pico do Inficionado têm-se um microclima próprio, bem mais úmido, frio e com amplitude térmica considerável, diferente do encontrado nos arredores. Dentre as cavidades destaca-se a Gruta do Centenário, a maior do mundo em quartzito, totalizando 3.790 m de projeção horizontal e -481 m de desnível, caracterizando o maior desnível do Brasil em qualquer litologia. Além desta cavidade foram exploradas as grutas do Centenário II e III, do Centum, do Bloco Suspenso, da Fumaça e da Bocaina.

LOCALIZAÇÃO

O Quadrilátero Ferrífero localiza-se na porção sul do Cráton São Francisco (Almeida, 1977), uma unidade tectônica do Arqueano retrabalhada durante o ciclo Brasiliano. As unidades litoestratigráficas envolvem rochas granito-gnáissicas e supracrustais. A Serra do Caraça e Colégio homônimo situam-se na parte nordeste do Quadrilátero Ferrífero, no centro-leste do estado de Minas Gerais (figura 2), Brasil, na altura do paralelo 20º de latitude sul e 43º30‘ de longitude oeste. O Pico do Inficionado está localizado na Serra do Caraça e divide os municípios de Catas Altas e Mariana, em Minas Gerais.

O acesso preferencial é feito pelo Santuário do Caraça, situado a 120 km de Belo Horizonte. A partir de Belo Horizonte pega-se a rodovia BR 262 até o trevo de Barão de Cocais, onde vira-se à direita na BR 365, até 5,0Km antes da cidade de Santa Bárbara, onde novamente toma-se à direita seguindo até os portões

Figura 1: Serra do Caraça, cujo nome foi idealizado pelas formas que materializam perfil de rosto humano, em decúbito.
Figure 1: *Serra do Caraça (Caraça Range), whose name was idealized for its form which represents the profile of a human face at rest.*

Figura 2 – Mapa de localização mostrando as principais grutas do Pico do Inficionado. Em detalhe, panorâmica da "dolina" Garganta do Diabo, onde se visualizam as fendas.

Figure 2 – *Localization map showing mainly caves in Inficionado Peak.. In detail, panoramic view of the "Garganta do Diabo doline" and fissures.*

do Santuário do Caraça e posteriormente até as edificações do antigo colégio (Figura 3). A partir daí o acesso é feito a pé, através de uma longa e acidentada trilha. A parte inicial do trajeto possui uma altitude média de 1.200 metros e é caracterizada por um vale amplo drenado pelo rio Caraça. A dificuldade maior do percurso fica por conta de dois trechos íngremes onde são vencidos quase 900 metros de desnível. A base para as explorações é montada próximo do Pico, a 2.068 metros de altitude. O acesso para as porções leste e sul do Pico pode ser feito através de estrada não pavimentada em direção a Catas Altas.

HISTÓRICO

A história do Caraça e adjacências confunde-se com a história dos primórdios da espeleologia brasileira e relatos sobre a existência de minerais no Quadrilátero Ferrífero. O dinamarquês Peter Lund é considerado o pai da espeleologia brasileira, que começa por volta de 1837. O Quadrilátero Ferrífero é uma região geologicamente clássica em virtude de seus depósitos de ouro, ferro e manganês. São inúmeros os registros de exploração mineral nos séculos XVIII e XIX (Eschewege, 1832, 1833, *in* Eschewege, 1979). Desta mesma época (1818) são os relatos de dois naturalistas europeus, Spix e Martius, que citavam a existência de diversas fendas na Serra do Caraça: "Ressoa a montanha em diversos pontos com o estrondo de águas subterrâneas, que correm entre fendas e falhas de pedra, e finalmente aparecem embaixo, como frescas nascentes". (Spix e Martius, 1838).

Com a criação do Colégio Caraça - que funcionou de 1821 a 1968 – as visitas ao Pico do Inficionado tornaram-se mais constantes, com padres e alunos desbravando as entranhas deste maciço. Dentre as várias grutas "descobertas", destaca-se a do Centenário, cujo nome foi uma homenagem ao centenário da Independência do Brasil (1922). Em 1952 o Padre Estaneslau realizou um levantamento topográfico rudimentar da cavidade, mas, devido às dificuldades da época, os abismos continuaram inexplorados.

Durante alguns anos esta região ficou esquecida do ponto de vista espeleológico, servindo como atrativo turístico somente para poucos aventureiros que realizavam visitas esporádicas às cavernas. Neste intervalo acumulou-se lixo dentro das fendas, principalmente próximo aos abrigos que serviam de refúgios, resultado de um turismo predatório e irregular. Em 1996, o Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas começou um trabalho sistemático, com atividades de exploração, topografia e estudos das cavidades e fendas do Pico do Inficionado (Figura 4).

O ano de 1996 marcou o reconhecimento preliminar da região, com início dos trabalhos de retopografia da parte já conhecida e exploração e topografia das fendas e abismos, até então inexplorados. A Gruta do Centenário foi acessada a

Figura 3 – Santuário do Caraça. Ao fundo, a serra homônima.
Figure 3 – *The Caraça Sanctuary and its range.*

partir de outra entrada, denominada Abismo do Inficionado, localizada no flanco norte da Garganta do Diabo. Conectada a parte histórica, explorada 50 anos antes, o sistema inteiro passou a ser denominado Gruta do Centenário, sendo na época o maior desnível do Brasil, com -360 metros (Figura 5).

Em 1997, iniciou-se a exploração do Abismo da Velózia, uma das entradas da Gruta do Centenário. Trata-se de um poço com 120 metros de desnível, caracterizando o maior lance livre do Brasil. A parte inferior desse trecho, conhecido como Rede Velózia, é labiríntica onde se destacam duas galerias principais e duas novas drenagens. As galerias foram denominadas de Tuboágua do Chantilly, e o Conduto do Areião. A descoberta de entradas superiores estabelece um novo título, ampliando o desnível para -405 metros. A Gruta do Centenário passa a ser o maior desnível do mundo em quartzito (publicado no Atlas das Grandes Cavidades não Calcárias -1997).

O ano de 1998 foi dedicado à exploração minuciosa do Conduto do Areião. Neste ano a gruta atinge a marca de -481 metros de profundidade e a projeção horizontal de 3.790 metros, recordes mundiais absolutos em cavidades desta litologia. Também foi descoberta a Gruta do Bloco Suspenso sendo explorada e topografada até a profundidade de -172 metros.

Em 1999 iniciou-se a exploração de outra fenda, próxima à fenda da Gruta do Centenário, denominada de Gruta da Bocaina. O primeiro lance vertical corresponde a um abismo de -116 metros. Este acessa ampla galeria com rio e desenvolvimento labiríntico reticular e diversos abismos. A possibilidade de conexão com a Gruta do Centenário não deve ser descartada, contudo as duas cavidades seguem em fendas paralelas. A exploração foi paralisada a 304 metros de profundidade devido à falta de equipamentos e à chegada dos andorinhões.

CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

O Pico do Inficionado faz parte da Serra do Caraça, nome genérico para um conjunto de montanhas que abriga as maiores altitudes do

Figura 4 – Exploração no Pico do Inficionado: rappel, camping e caminhada ao topo.
Figure 4 – *Exploration of the Inficionado Peak: rappel, camping and trekking.*

Quadrilátero Ferrífero. O relevo é acidentado, e as cotas altimétricas podem variar de 2.072m no Pico do Sol, 2.068m no Pico do Inficionado (Figura 5) a 1.250m no vale do Ribeirão Caraça. A magnitude do relevo é sustentada por quartzitos e elementos estruturais resultado do somatório dos efeitos da tectônica transamazônica, que soergueu a região, da tectônica brasiliana, da tectônica mesozóica e da erosão moderna. O modelado foi esculpido por uma rede de drenagem tributária do Rio Doce.

Geologia

Na serra do Caraça afloram rochas do Supergrupo Minas e coberturas Cenozóicas. O Supergrupo Minas pode ser subdividido em Grupos Caraça (Formações Moeda e Batatal), Itabira (Formação Cauê) e Piracicaba Indiviso. As coberturas Cenozóicas geralmente correspondem a canga (lateritos ferruginosos maciços ou brechóides) e depósitos aluvionares.

O Grupo Caraça, Formação Moeda, possui composição essencialmente de quartzo e sericita. Esta formação está presente no Pico do Inficionado (Figura 4), onde se observam horizontes de quartzitos, quartzitos sericíticos, quartzitos conglomeráticos e paraconglomerados. Descontinuidades sub-horizontais a horizontais marcam unidades litoestratigráficas definidas na base e no topo por zonas deformadas, enquanto o centro permanece pouco deformado onde há a ocorrência de estruturas primárias tais como acamamento e estratificações cruzadas acanaladas e tabular planar. Os contatos das Unidades da Serra do Caraça com a Formação Batatal variam de normal, gradacional a localmente tectonizado.

As demais formações (Formação Batatal e Cauê) ocorrem na base do Pico do Inficionado (Figura 5), nas porções sudoeste, sudeste e nordeste onde é possível observar a existência de diversas minerações. O Grupo Piracicaba possui essencialmente filitos de cor cinza amarelada a amarelo claro enquanto as coberturas Cenozóicas constituem coluviões, aluviões e níveis de canga e, ocasionalmente, bauxita.

Estruturalmente a região do Caraça está inserida no contexto do Sistema de Falha Cambotas-Fundão, com diversos domínios menores dentre os quais se destacam os Sinclinais Conta História, Alegria e Fazendão, a Falha da Água Quente e o Soerguimento Conceição-Caraça. A espessura de rocha observada na Serra do Caraça deve-se a dobramentos com repetição dos horizontes estratigráficos. Trata-se de um sistema de falhas com estruturação controlada por altos e baixos estruturais que funcionaram como anteparos.

No Pico do Inficionado é possível observar zonas de cisalhamento interestratais com a formação de cianititos de espessura milimétrica, sempre

Figura 5 – Acima: perfil do Pico do Inficionado mostrando a posição da Gruta do Centenário. Abaixo, esquerda: visão do topo do Pico do Inficionado. Abaixo, direita: face sul do Pico do Inficionado com ressurgência no canto esquerdo.
Figure 5 – *Above: Inficionado profile with position of Centenário Cave. Below, left: Veiw on the top or the Inficionado Peak. Below, right:: south face of the Inficionado Peak with spring in left.*

associados com veios de quartzo. Outra importante estrutura facilmente reconhecida em campo trata-se da falha da Bocaina, gerada no domínio dúctil. O sistema de falhas do Caraça formou-se durante o evento Brasiliano 750Ma-450Ma, sob o controle de estruturas pretéritas, regime compressivo e vergência oeste (Ribeiro-Rodrigues, 1992).

Geomorfologia

As expressivas e abruptas variações de altitude favorecem um microclima próprio, com fenômenos orográficos repentinos e condições de temperatura e nebulosidade diferentes daqueles encontrados em áreas relativamente próximas. Predominam temperaturas amenas durante todo o ano (18ºC a 19ºC), cuja máxima raramente ultrapassa 30ºC e a mínima pode alcançar valores negativos, principalmente nas maiores altitudes. A umidade é elevada, porém não há valores medidos no alto do pico. Outros fatores observados são: forte radiação solar, grande variação da temperatura entre o dia e a noite, constante incidência de ventos e tempestades de raios.

Praticamente não há ocorrência de solo, com vegetação característica de campo rupestre. O solo, onde ocorre, é raso e arenoso com uma boa cobertura de matéria orgânica restrita às partes mais rebaixadas do terreno, tais como a *Garganta do Diabo*, ou à nascente. Este solo é extremamente vulnerável, com pobreza nutricional e estrutural, sendo facilmente erodido.

Observando o mapa (vide Figura 2) é possível identificar estruturas grosseiramente leste-oeste com descontinuidades de direção nordeste-sudoeste. Na superfície possuem poucos metros de largura, mas podem atingir mais de 100 metros de profundidade, mostrando serem penetrativas, como foi constatado nas explorações da Gruta do Centenário. As descontinuidades menores formam "S" em meio a falhas e podem ser descritas como sigmoides mostrando o movimento aparente das falhas. As cavernas estudadas correspondem às falhas, algumas com movimento determinado pela presença de dobras ou outras estruturas relevantes em uma parte da parede e ausência ou deslocamento destas mesmas estruturas na parede oposta.

Na parte central do maciço ocorre uma depressão de grandes proporções conhecida como Garganta do Diabo (Figura 2). O fundo e as paredes desta "dolina" são recortados pelas mesmas fendas, deixando expostas grandes entradas e abrigos que formam uma ou mais redes de drenagem subterrânea, caracterizando assim um endocarste quartzítico com drenagem criptorréica.

Hidrogeologia

A Serra do Caraça caracteriza-se por ser um divisor de águas. As águas que caem sobre o pico podem desaguar, à nordeste no Córrego São Luís, a sudeste num tributário do Rio Piracicaba, a sudoeste no Córrego das Almas e a noroeste no Ribeirão do Caraça. Este conjunto de drenagens faz parte da bacia do rio Doce, onde o rio Piracicaba é um tributário de segunda ordem da margem esquerda do rio Doce.

Falhas inversas e de empurrão são abundantes sendo marcadas por vales profundos por onde correm as principais drenagens. Desta forma o Ribeirão do Caraça origina-se na Serra do Inficionado e na Serra de Catas Altas, com altitudes médias em torno de 2.000m, formando diversas cachoeiras, entre elas a Cachoeira da Bocaina, quando então entram no vale cuja altitude média é de 1.250m. Neste vale a direção principal da drenagem é nordeste e posteriormente norte até desaguar no Rio Santa Bárbara e este no Rio Doce.

O movimento da água subterrânea no topo do Pico do Inficionado se faz através da zona insaturada e da zona saturada. Na zona insaturada o escoamento está diretamente relacionado com o grau de umidade, que como visto anteriormente, é elevado. Esta zona é responsável pela recarga do aquífero. O solo raso e as coberturas orgânicas da parte superior do pico favorecem a infiltração impedindo parte do escoamento superficial. Nota-se também uma porosidade primária caracterizada por uma rocha friável e porosa de composição quartzosa alternando com camadas e porções maciças de rochas desta mesma composição, porém com alto grau de recristalização. A proximidade das nascentes aliada à vegetação, ao solo e à parte porosa das rochas aparentemente retém a água em excesso, impedindo grandes inundações no interior das cavidades, mesmo em plena estação chuvosa. Na zona saturada o escoamento se faz através da porosidade secundária, principalmente falhas e fraturas, caracterizando um aquífero fraturado.

DESCRIÇÃO DAS GRUTAS

Gruta do Centenário

A Gruta do Centenário possui 3.790 m de desenvolvimento e um desnível total de –481 m, sendo que a entrada superior encontra-se a 2.051 m de altitude, quase no cume do Pico do Inficionado. Possui várias entradas, quase sempre em forma de abismos, exceção feita à entrada clássica (vide Figura 2). As

altitudes destas entradas são variáveis, como por exemplo, 2.051 metros – entrada superior, 1.958 metros – entrada clássica, 1.944 metros – Abismo da Velózia e 1.881 metros - Abismo do Inficionado.

Os condutos são estreitos, com larguras variando entre 0,30 metro ou menos a 10,0 metros nos salões, sendo a média em torno de 1,0 metro. As alturas das galerias chegam a dezenas de metros, sendo poucos os locais onde é possível observar o teto (Figura 6). O piso invariavelmente é de rocha podendo ser encontrados sedimentos (areia) somente nas partes planas ou onde o córrego não corre mais (início do Conduto do Areião).

As seções são retangulares verticais. A morfologia é labiríntica quadrática na qual os condutos principais possuem direção grosseiramente leste-oeste (190º-280º) e os condutos secundários possuem direção norte-nordeste. A gruta possui alguns salões geralmente no entroncamento de condutos. O desenvolvimento da gruta é essencialmente vertical até a cota -400 m, onde se observa uma brusca mudança, iniciando galerias planas ou com pequenos desníveis.

A drenagem pode ser observada em vários condutos da caverna, formada por pequenos córregos paralelos. Até o momento, foram identificadas três drenagens subterrâneas: o Córrego do Inficionado, o Córrego do Chantilly e o Córrego do Areião, o que não impossibilita a ligação entre os mesmos após os pontos conhecidos. Estes córregos formam uma sub-bacia de drenagem subterrânea que podem ou não convergir para uma ou mais ressurgências. Do lado oposto do maciço existe ressurgências por volta da cota 900 metros, o que permite estimar um potencial superior a 1.000 metros de desnível.

Os espeleotemas ocorrem nas paredes e tetos de condutos secos, sendo observados na parte Clássica, no Conduto do Areião e no Salão do Abismo da Velozia. As formas lembram coralóides, couves-flores, cogumelos do tipo "orelha de pau" e pequenas estalactites. O espeleotema foi confirmado como sendo de OPALA (tipo A, de Jones e Segnit, 1971) através de difratometria de raios X.

Gruta do Centenário II

Pequeno trecho de galeria que acessa a rede superior da Gruta do Centenário. Consiste no acesso preferencial dos turistas e possui somente 20 metros de projeção horizontal.

Gruta do Centenário III

A partir da entrada superior da Gruta do Centenário, a fenda em que se desenvolve a galeria torna-se muito rasa (menos de 10 metros), justificando a divisão desta com a cavidade que se encontra 100 metros adiante. Formada por duas galerias paralelas de seção retangular, ligadas por um pequeno trecho em teto baixo. Possui duas entradas sendo uma delas na encosta da Garganta do Diabo.

Gruta do Centum

Localizada na encosta sudeste do maciço do Inficionado, na área da Mina da Alegria. Sua entrada é inclinada para o interior onde existe uma drenagem bastante volumosa na época das chuvas. Foi explorada parcialmente.

Gruta da Fumaça

Localizada na face sudeste do maciço do Inficionado, na área da Mina da Alegria. Sua entrada consiste numa fenda com várias dezenas de metros de altura por onde drena uma pequena ressurgência temporária. Suas galerias possuem os mesmos padrões

Figura 6: Morfologia de conduto da Gruta do Centenário.
Figure 6: *Conduit morphology of Centenário Cave*

e direções das outras cavidades exploradas na parte alta. Depois da parte inicial que é bem ampla, o conduto torna-se estreito e vertical ascendente. As explorações foram interrompidas depois de 100 metros.

Gruta do Bloco Suspenso

Sua entrada está localizada na face sul da Garganta do Diabo sendo marcada por uma fenda leste-oeste onde um imenso bloco se alojou, formando o que poderíamos considerar o "teto" da cavernas. A galeria possui pequenos abismos de até 20 metros e longas rampas cobertas por uma espessa camada de guano de andorinhão. Na cota –80 metros, o conduto intercepta uma pequena drenagem, mas ainda é possível evitar a água até –110 metros. A partir desse ponto a fenda tornasse estreita e a drenagem mergulha verticalmente numa seqüência de cachoeiras até a profundidade de – 172 metros.

Gruta da Bocaina

Situa-se a sul do Pico do Inficionado, em uma fenda paralela à do Centenário e demais cavernas da região (Figura 2). A entrada caracteriza-se por um abismo com -116 metros de profundidade, onde existe um patamar a – 80 metros. Este patamar possui diversos blocos encaixados devido a presença de um estreitamento vertical na fenda.

A largura dos condutos varia entre 0,40 metros a 6,0 metros, com altura muitas vezes indeterminada a dezenas de metros. Em alguns locais o teto é formado por blocos encaixados. A composição do piso pode variar, de blocos de quartzito, guano de andorinhão formando pilhas métricas a areia, com predomínio do primeiro e do último. Em locais planos onde o córrego não corre mais é possível observar depósitos aluvionares, compostos de areia e seixos subangulosos de quartzo branco, tamanho entre 1,0 cm a 2,0 cm.

As seções são retangulares verticais e a morfologia da caverna segue o padrão labiríntico reticular com disposição tridimensional dos condutos, isto é, condutos em níveis diferentes. A direção preferencial é 300° com condutos secundários na direção 145°. Alguns destes condutos secundários formam rampas, caracterizando fraturas com mergulho aproximado de 70° a 80°, que interceptam os condutos principais em diversos níveis.

No nível -116 metros aparece a rede de drenagem com a presença de córrego ativo. A partir deste ponto já foram topografados cerca de 1.000 m de galerias e o desnível por enquanto é de -304 m. Como a caverna está sendo explorada estas medidas são provisórias (1999).

Bioespeleologia

As coletas da fauna cavernícola realizaram-se nos dias: 5 e 6/abril/96, 20/abril/96, 8/jun/96 e 2/nov/97. Utilizaram-se armadilhas "pitfall" em uma viagem (20/abril/96); para as outras, coletou-se manualmente, com auxílio de pinças, potes e pincéis, conservando o material em álcool 75%. Os animais cuja identificação específica não se alcançou, foram enviados a especialistas de diversas instituições.

LISTA DA FAUNA HIPÓGEA

F. Chordata: Cl. Aves: O. Apodiformes: Apodidae: *Streptoprocne zonaris*, S. *biscutata*.

F. Arthropoda: Cl. Hexapoda: O. Collembola. O. Ensifera: Phalangopsidae: gen. novo: numerosos. O. Coleoptera. O. Trichoptera: cf. Leptoceridae: larvas em poça d'água. O. Diptera: Sciaridae. Muscidae. Cl. Arachnida: O. Araneae: Ochyroceratidae: *Ochyrocera* sp.. Pholcidae: *Blechroscelis* sp.. O. Opiliones: Gonyleptidae: *Goniosoma* sp.: numerosos. Pachylinae: *Discocyrtus* sp.. O. Acarina.

A grande maioria dos animais observados está localizada próximo às entradas, podendo formar aglomerados populacionais em determinados locais, como ocorre com os Phalangopsidae e os opiliões. Até o momento, não foram encontrados animais estritamente cavernícolas (troglóbios), mas percebe-se desde já a grande relevância da caverna pela descoberta de um novo gênero de grilos (Phalangopsidae).

Outro fato interessante é a utilização das várias fendas do pico para a nidificação de andorinhões, aves migratórias que no período de julho a dezembro se instalam na área. Ocupam somente a parte fótica das cavernas, deixando como testemunho suas fezes (guano) importante fonte energética para a fauna cavernícola.

Geoespeleologia

A gênese desta caverna relaciona-se principalmente com o tectonismo e erosão mecânica. Através dos movimentos tectônicos as falhas provavelmente sofreram alargamento inicial. Posteriormente ocorreu erosão mecânica, onde pequenos fragmentos de quartzo utilizam a água como meio de transporte. Neste trajeto os fragmentos colidem entre si e com as paredes, formando e/ou alargando os condutos. Como exemplo desta gênese pode-se citar os *Tuboáguas*, cujas paredes são lisas justamente devido à abrasão que as "lixa" deixando-as

com aspecto polido. Talvez atuando como agente aliado à abrasão esteja a grande quantidade de guano de andorinhão, deixando o meio onde o mesmo está depositado com pH ácido. O mesmo pode ser dito sobre a matéria orgânica encontrada em superfície, deixando o pH localmente ácido. Forte aliado do crescimento das cavernas são os desmoronamentos, ocasionados por diversos fatores, onde talvez o principal seja o intemperismo. A amplitude térmica no topo do Pico do Inficionado é elevada propiciando a variação do volume das rochas e consequente quebra. Geralmente as entradas das cavernas possuem diversos blocos evidenciando a incasão. Na gruta da Bocaina estes desmoronamentos formam níveis com blocos variando de tamanho de dezenas de metros a poucos centímetros. Na Gruta do Bloco Suspenso é possível observar logo na entrada um grande bloco encaixado no conduto. O Conduto do Areião, na Gruta do Centenário, trata-se de uma pilha de sedimentos friáveis resultado do retrabalhamento dos depósitos de gravidade e material advindo da erosão ocorrida nas paredes do conduto. Neste conduto observa-se a maior concentração de espeleotemas justamente por este encontrar-se sem drenagem atualmente.

Geralmente a presença da areia no piso, nas partes mais baixas das cavidades, deve-se às galerias ficarem planas, onde o rio perde energia. Então, não há mais intenso transporte de sedimentos e a água forma lagoas.

As cavernas estão condicionadas por falhas verticais ou subverticais e veios de quartzo que marcam falhamentos horizontais. O condicionamento estrutural vertical ou subvertical é caracterizado pela rede labiríntica quadrática na qual os condutos principais possuem direção noroeste-sudeste (280º-320º) e os condutos secundários possuem direção norte-nordeste. Os salões geralmente são a interseção destas descontinuidades. As falhas horizontais foram reconhecidas no exterior e no interior das cavernas. No interior das cavidades estas falhas são reconhecidas condicionando veios de quartzo associados a cianita em locais planos ou com pequena inclinação. O nível aproximado de -400m na Gruta do Centenário evidencia esta feição.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A partir do exposto conclui-se que o Pico do Inficionado não possui nenhuma intervenção antrópica de grande ou médio porte. Ressalte-se que as áreas contíguas estão sendo alteradas para o desenvolvimento da atividade minerária.

Do ponto de vista dos recursos hídricos a área é de relevante valor ecológico por abrigar inúmeras nascentes (algumas perenes) e por ser um dos pontos de recarga da área de drenagem da Serra do Caraça. A existência de uma rede de drenagem criptórreica (rede de drenagem subterrânea), situada nos fraturamentos do quartzito e sob blocos abatidos, reforça a importância do local do ponto de visto dos recursos hídricos. Atualmente não há impactos identificados nestas nascentes.

As visitas esporádicas por técnicos responsáveis por levantamentos na área (incluindo o Grupo Bambuí) aliada às visitas turísticas contribuem para a erosão da trilha de acesso ao topo do Pico do Inficionado. Esta trilha possui declividade elevada, e devido ao pisoteamento, a vegetação foi suprimida. As águas pluviais aproveitam este caminho ocasionando a erosão. A medida de conservação proposta é a recuperação da antiga trilha feita por escravos, utilizada como caminho do Colégio Caraça para Ouro Preto no tempo do Império. No acesso às entradas das cavidades nota-se um favorecimento à erosão devido ao pisoteamento. Este impacto é temporário e em pequena escala. As cavernas já exploradas e desequipadas não são mais visitadas, garantindo assim uma recuperação para a flora local.

Nos locais onde há maior visitação, e em alguns casos nos acampamentos, há concentração de lixo, sendo essas ocorrências pontuais. Ainda do ponto de vista dos resíduos sólidos, a queda de um avião no alto da serra e a não retirada dos destroços, faz com que ainda hoje sejam identificados várias peças e unidades dessa aeronave, predominando metais e plásticos. Atualmente há uma preocupação da administração do Caraça em que os visitantes devem deixar o nome dos componentes das expedições turísticas na secretaria e devem retornar com o lixo oriundos dos acampamentos.

O uso da planta “canela de ema” para formação de fogueiras, em substituição à escassa lenha, é outro impacto identificado. O visitante é instruído a não fazer fogueiras no alto do pico e a cozinhar em fogareiros. As queimadas assolam todo o estado de Minas Gerais durante a época de estiagem. No caso da Serra do Caraça também é possível identificar vários pontos onde ocorreram queimadas, embora o alto do Pico do Inficionado não mostre vestígios de ter sido atingido.

A visitação na gruta do Centenário e outras cavidades no período de nidificação dos andorinhões é outro fator merecedor de especial atenção, visto que já houve observação da presença de animais mortos em zonas afóticas, provavelmente atraídos pela iluminação de espeleólogos. O Grupo Bambuí teve a

preocupação de somente realizar expedições as grutas, na ausência dessas aves, o mesmo não ocorrendo com outros visitantes, embora os mesmos sejam instruídos a não visitarem as cavernas nesta época.

AGRADECIMENTOS

Ao Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas pelo apoio logístico, incluindo os longos dias de explorações e as noites frias em volta do fogareiro, esperando a comida.

À Samitri S.A pelo apoio logístico.

Ao Santuário do Caraça pela divulgação e apoio.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Chabert, C. e Courbon, P. 1997 - *Atlas des cavités non calcaires du monde*. Union Internacionale de Spéléologie au pré de Madame Carle.

Corrêa-Neto, A. V.; Anísio, L.C.C. & Brandão, C.P. 1993 - Um endocarste quartzítico na serra do Ibitipoca, SE de Minas Gerais. Simp. de Geol. de Minas Gerais VII, Anais do..., pp.83-86.

Dutra, G. 1996 - Geologia informal da região do Pico do Inficionado. *O Carste*. Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas. **8**(3): 55.

Dutra, G. 1997 - O maior desnível do mundo em quartzito. *O Carste*. Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas. **9**(3): 62-66.

Eschewege, W.L. 1979. *Pluto Brasiliensins*. Belo Horizonte. Itatiaia.

Finlayson, B.L. & Webb, J.A. 1985- Amorphous Speleothems - Cave Science, vol.12,n.º1,março.1985.England.

GBPE / Samitri - Mineração Trindade S.A.. 1998 – Projeto Inficionado – Relatório interno.

Horta, L. 1996 - Os habitantes do inficionado. *O Carste*. Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas. **8**(3): 55.

Jones, J.B. e Segnit, E.R. 1971. The nature of opal. 1. Nomenclature and constituent phases. *J. Geol. Soc. Sust.*, **18**:57-58.

Ribeiro-Rodrigues, L.C. 1992 - *O Contexto Geológico Estrutural do Parque Natural do Caraça e Adjacências, Quadrilátero Ferrífero, MG*. Dissertação de Mestrado n.º 73, Brasília, DF.

Rubbioli, E. 1996 - O Pico do Inficionado: a exploração da gruta mais profunda do Brasil. O Carste. Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas. 8(3): 46-54.

Schroder, I. 1989 - Some caves in siliceous rocks in Norway. *Cave Science*, **16**(1): 27-29.

Spix, J. B. e Martius, C.F.R. 1838. Viagem pelo Brasil. Rio de Janeiro, *Imprensa Oficial*, v.2.

Wray, R. A. L. 1997 - A Global Review of Solutional Weathering Forms on Quartz Sandstones. *Earth-Science Review* **42**(1997)137-160.

[1] Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas. Av. Nossa Senhora do Carmo, 221, sl 307/308
Belo Horizonte – Minas Gerais
Cep 30.360-740

carste@net.em.com.br

Toca da Boa Vista (Campo Formoso), BA

A maior caverna do hemisfério sul

SIGEP 19

Augusto S. Auler[1]
Peter L. Smart[2]

A Toca da Boa Vista, maior caverna conhecida do Brasil e Hemisfério Sul com 84 km de galerias mapeadas até 1999, é um dos mais importantes sítios espeleológicos e paleontológicos brasileiros. Conjuntamente com as cavernas vizinhas Toca da Barriguda, Toca do Calor de Cima, Toca do Pitú e Toca do Morrinho, constituem um conjunto de relevância geológica mundial. Evidências morfológicas, hidroquímicas e isotópicas sugerem que a dissolução dos dolomitos que contém as cavernas ocorreu principalmente através de oxidação de sulfetos. Assim sendo, a Toca da Boa Vista constitui-se na mais extensa caverna do mundo a ser gerada por tal processo. Datações radiométricas em carbonatos secundários e ossadas fósseis permitiram a reconstrução de episódios de mudança climática durante o Quaternário nesta região do nordeste brasileiro, sugerindo um período de maior umidade durante o último máximo glacial. Dentre as várias ossadas fósseis encontradas nestas cavernas destacam-se esqueletos quase completos e excepcionalmente bem preservados de algumas espécies extintas, o que permitiu um importante avanço no conhecimento sobre a sistemática evolutiva de tais grupos. Apesar destas cavernas não sofrerem qualquer tipo de pressão em termos de impacto ambiental, recomenda-se que algum tipo de proteção oficial seja auferido em reconhecimento ao seu notável valor técnico e científico.

Toca da Boa Vista (Boa Vista Cave) - State of Bahia - The longest known cave in the Southern Hemisphere

Toca da Boa Vista, the longest known cave in the Southern Hemisphere with 84 km of mapped passages, is one of the most important speleological and palaeontological sites in Brazil. Together with the neighbouring caves of Toca da Barriguda, Toca do Calor de Cima, Toca do Pitú and Toca do Morrinho, they represent a geological site of global interest. Morphological, hydrochemical and isotopic evidence suggest that cave genesis was due to oxidation of sulphide within the Una Group dolomite bedrock. Toca da Boa Vista is the longest cave in the world known to have been generated by such a process. Radiometric dating of secondary carbonates and fossil bones have allowed the reconstruction of Quaternary palaeoclimate events in the area and suggest periods of increased precipitation at the last glacial maximum. Among the many fossil remains found in these caves, there are remarkably complete and well preserved skeletons of many extinct species, allowing a significant advance on the knowledge about these fossil groups. The remote and rural location of the caves reduces risk from anthropogenic activity, but some formal protection should be granted to the site in recognition to its exceptional technical and scientific value.

INTRODUÇÃO

A Toca da Boa Vista é no momento (1999) a mais extensa caverna conhecida no Hemisfério Sul, e 16ª dentre as mais extensas do mundo, com 84 km de galerias mapeadas. Conjuntamente com a vizinha Toca da Barriguda, atualmente a segunda maior caverna do Brasil - com 19,5 km - e outras cavernas próximas, como a Toca do Calor de Cima, Toca do Pitu e Toca do Morrinho, constitui um sítio de grande valor científico. Com exceção da Toca do Morrinho, essas cavernas provavelmente representavam um sistema único, atualmente segmentado por abatimentos na superfície e sedimentação. Os processos que geraram essas cavernas estão provavelmente relacionados à dissolução por ácido sulfúrico, e são relativamente pouco comuns, resultando em uma morfologia atípica. Depósitos químicos secundários (espeleotemas) dentro dessas cavernas têm sido objeto de datações, proporcionando um importante registro das mudanças climáticas durante o Quaternário. Este estudo sugere que essa área, atualmente semi-árida, passou por períodos mais úmidos. Uma fauna fóssil rica e excepcionalmente bem preservada é encontrada nestas cavernas.

LOCALIZAÇÃO

A Toca da Boa Vista localiza-se no norte da Bahia, no município de Campo Formoso (Figura 1). Sua entrada principal (10º09'45''S, 40º51'35''W) situa-se 11 km a leste da vila de Laje dos Negros, ao lado da estrada que liga este vilarejo à Abreus. A Toca da Barriguda (10º08'26''S, 40º51'08''W) e a Toca do Calor de Cima (10º08'26''S, 40º50'55''W) situam-se cerca de 2 km adiante, próximas a esta mesma estrada. A Toca do Pitu (10º07'44''S, 40º50'18''W) localiza-se na mesma área, próxima à vila de Barriguda. A Toca do Morrinho (10º12'32''S, 40º55'05''W) situa-se poucos quilômetros ao sul de Laje dos Negros, próxima à vila de Casa Nova. As entradas destas cavernas não são facilmente identificadas em meio à monótona paisagem local, e recomenda-se que informações sejam colhidas junto aos moradores locais. Visitas às cavernas devem ser conduzidas com a ajuda de espeleólogos, devido à complexidade, alta temperatura e ausência de água no interior das mesmas.

A Toca da Boa Vista situa-se na região semi árida do nordeste brasileiro. A precipitação média anual no local atinge 490 mm, com um déficit (evapotranspiração menos precipitação) superior a 1400 mm (Martins, 1986). A vegetação é de caatinga e o

Figura 1. Localização do sítio.
***Figure 1**. Location of the site.*

solo é raso, em muitos locais recoberto por uma camada de seixos residuais de chert, resultantes da dissolução diferencial dos carbonatos. A área está incluída na bacia de drenagem do rio Salitre, um rio intermitente que deságua no rio São Francisco nos arredores de Juazeiro. O único rio perene na região é o rio Pacuí, que se origina em nascentes situadas poucos quilômetros à leste da Toca da Boa Vista, representando o ponto de descarga do aqüífero carbonático que contém as cavernas.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

As entradas da Toca da Boa Vista e demais cavernas eram há muito conhecidas da população local. Salitre, utilizado na fabricação de pólvora, foi extraído em algumas dessas cavernas até o início do século XX, e o lago ao fundo da Toca do Pitú era regularmente visitado para coleta de água. José Telesphoro de Araújo, um político de Campo Formoso, possuía grande interesse em investigar o potencial das cavernas da região, e na ausência de grupos espeleológicos locais, contactou espeleólogos de Minas Gerais. A primeira equipe a adentrar a Toca da Boa Vista era composta por membros da SEE (Sociedade Excursionista e Espeleológica). Esta equipe desceu uma das entradas verticais da caverna mas aparentemente não reconheceu o potencial da mesma, pois não foram efetuadas visitas posteriores.

No início de 1987, espeleólogos do GBPE (Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas) visitaram a área e, guiados por Telesphoro, exploraram a entrada

horizontal da Toca da Boa Vista, atualmente conhecida como "Entrada Clássica". A equipe rapidamente percebeu o pontencial da caverna, e resolveu dedicar os dias restantes da expedição ao mapeamento do complexo labirinto de galerias. A conexão entre a entrada clássica e as duas entradas verticais (abismos do Sapo e do Bode) foi efetuada, e o mapeamento somou 2.8 km de galerias ao final desta primeira expedição.

Desde 1987 o GBPE tem regularmente retornado à área e, após 15 grandes expedições e uma série de incursões menores, 110 km de condutos foram mapeados nessas cavernas. Essas incursões têm sido majoritariamente financiadas pelos próprios participantes, mas apoio financeiro e logístico da Prefeitura de Campo Formoso, Rede Globo de Televisão e National Science Foundation dos Estados Unidos também foram recebidos. A pesquisa científica no local tem recebido apoio do CNPq e NSF, através de bolsas para teses de mestrado e doutorado, além de projetos individuais. Atualmente, além do trabalho de mapeamento e exploração efetuado pelo GBPE, grupos de pesquisa da Universidade Federal de Minas Gerais (Instituto de Geociências e Biociências) e Universidade de São Paulo (Instituto de Geociências) também trabalham regularmente na área.

Geologia

As cavernas desenvolvem-se em dolomitos proterozóicos da Formação Salitre, Grupo Una. Um recente mapeamento geológico realizado pela CPRM (1998) identificou os carbonatos que afloram acima da caverna como pertencentes à Unidade Gabriel, composta de calcissiltitos com laminação plano paralela localmente dolomitizados, contendo níveis de calcarenito dolomítico. As galerias das cavernas desenvolvem-se em duas fácies distintas de dolomito; uma fácies com abundantes e espessas camadas de chert, que contém a maior parte das galerias, e uma fácies dolomítica mais pura, onde se inserem os condutos de maior volume. Os carbonatos da Formação Salitre na área ocupam uma bacia arealmente restrita, limitada ao leste e ao norte por quartzitos do Supergrupo Espinhaço (Proterozóico Médio), e ao sul por filitos que provavelmente pertencem à Faixa Rio Salitre (Arqueano). Estes encontram-se expostos em fundos de vales e são recobertos por calcários lacustrinos da Formação Caatinga (Plio-Pleistoceno), que recobrem os carbonatos do Grupo Una ao sul das cavernas. O perfil apresentado na Figura 2 ilustra de forma esquemática a relação estratigráfica na área.

Morfologia das cavernas

A Toca da Boa Vista e a Toca da Barriguda representam trechos de um sistema único de galerias que foi segmentado devido à denudação da superfície. Apesar de no momento constituírem cavernas distintas, é possível que uma conexão seja encontrada em futuras explorações, já que a distância entre os condutos mais próximos atualmente é de apenas 700 m. Especula-se que um mínimo de 100 km de condutos ainda inexplorados existam na área. A linha central da topografia das duas cavernas maiores é apresentada na Figura 3.

As cavernas locais caracterizam-se por constituírem um labirinto bidimensional, onde o formato das galerias altera-se rapidamente em termos de paredes e teto; variações de volume são abruptas e junções entre condutos se dão de forma irregular. De acordo com a classificação de Palmer (1991), o padrão dessas cavernas é predominantemente ramiforme, com alguns setores espongiformes e reticulados.

As dimensões das galerias variam desde um máximo de 20 m de altura e 70 m de largura (Conduto Caatinga na Toca da Barriguda) até condutos muito pequenos para permitir exploração. As galerias aparentam seguir certos horizontes estratigráficos, e estão condicionadas por dobramentos suaves. As mais profundas atingem pouco mais de 60 m abaixo da superfície, onde o lençol freático é interceptado. A interrupção de condutos dá-se, em geral, por

Figura 2. Perfil geológico esquemático dos arredores da Toca da Boa Vista.
Figure 2. *Schematic geological profile of the Toca da Boa Vista area.*

abatimento ou sedimentação. Formas de dissolução vadosa não são encontradas. As galerias das cavernas aparentam ter sido geradas em uma única fase de espeleogênese e não possuem qualquer relação com a atual superfície do terreno. As entradas constituem abatimentos fortuitos, causados pela aproximação entre a superfície (durante o rebaixamento erosivo) e os condutos superiores da caverna (Figura 4). Maiores informações sobre a morfologia destas cavernas podem ser encontradas em Auler (1999).

Praticamente todas as galerias das cavernas contêm depósitos sedimentares. Estes variam desde carbonatos secundários (espeleotemas), passando por depositos clásticos como abatimento, silte e argila, e incluindo extensas acumulações de guano e ossadas fósseis. Esses depósitos têm revelado importantes informações a respeito da geomorfologia e evolução quaternária na região.

Importância científica

A Toca da Boa Vista e as cavernas próximas estão no momento entre as cavernas mais bem estudadas do Brasil. Três teses foram efetuadas no local e um abrangente programa de datações radiométricas tem sido realizado em espeleotemas, ossos e sedimentos clásticos e biogênicos, além de diversas análises complementares. Várias ossadas fósseis foram coletadas no local. Uma síntese da pesquisa geomorfológica e paleoclimatológica na região é apresentada em Auler (1999), e a paleontologia é descrita por Cartelle (1995). O sítio oferece um grande potencial para estudos de detalhe a respeito da espeleogênese por processos hipogênicos, além de fornecer dados sobre a evolução geomórfica de longo termo de margens passivas. Esses estudos, e as inferências paleoclimáticas derivadas, requerem um nível de detalhamento científico que ainda não havia sido empregado na área. A Toca da Boa Vista possui poucos equivalentes dentre outras cavernas no mundo, e sua excepcional importância científica a coloca entre os mais significativos monumentos geológicos brasileiros.

Geomorfologia

A Toca da Boa Vista possui muitas características comuns às cavernas hipogênicas, um tipo pouco comum de cavernas formadas por ácidos gerados em subsuperfície. De acordo com Palmer (1991), menos de 10% do total de cavernas conhecidas no mundo são hipogênicas, as restantes sendo geradas por ácido carbônico derivado da atmosfera e solo e incorporados à águas meteóricas. No entanto, a quase totalidade das cavernas hipogênicas descritas corresponde a cavernas geradas por processos em grandes profundidades, por ácido sulfúrico ou carbônico provindos de reservatórios de hidrocarbonetos ou gerados por processos vulcânicos. A Toca da Boa Vista certamente não pertence a esta classe de cavernas hipogênicas, pois a geologia local não é favorável à presença de hidrocarbonetos e o vulcanismo é ausente.

Evidências morfológicas, hidroquímicas e isotópicas (apresentadas em Auler, 1999) sugerem que

Figura 3. Planta baixa da Toca da Boa Vista e Toca da Barriguda mostrando a linha central da topografia. Mapeamento pelo Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas.
Figure 3*. Plan of Toca da Boa Vista and Toca da Barriguda showing survey line. Mapping by Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas.*

a Toca da Boa Vista tenha sido formada majoritariamente por ácido sulfúrico produzido dentro do dolomito, devido à oxidação de pirita. Este tipo de caverna já foi descrito em outras áreas, como em Iowa nos Estados Unidos (Morehouse, 1968), mas em geral corresponde a pequenas cavidades. A taxa relativamente lenta de oxidação da pirita (Palmer, 1990), e a baixa concentração e ocorrência dispersa deste mineral em carbonatos (Ball e Jones, 1990, Palmer, 1991) são usualmente apontadas como motivos para a reduzida importância da oxidação de pirita como agente espeleogenético. No entanto, a existência de depósitos significativos de sulfetos inseridos em seqüências carbonáticas do Grupo Una (Misi e Kyle, 1994), embora não observados diretamente na área próxima às cavernas, poderiam causar importante dissolução nos carbonatos, principalmente considerando a ampla escala temporal (desde o Paleozóico) disponível para a carstificação. Caso este modelo hipogênico "raso" esteja correto, a Toca da Boa Vista constitui-se em uma feição geomórfica bastante rara, e seria a maior caverna formada por oxidação de sulfetos conhecida no mundo.

Datações por paleomagnetismo em depósitos sedimentares na Toca da Boa Vista indicam que a maior parte das galerias desta caverna foi drenada há no mínimo 778 ka. Estudos de traço de fissão em apatita no Cráton do São Francisco indicam baixas taxas de denudação, na faixa de 30 ± 10 m/Ma (Harman *et al.*, 1998). Estas taxas, se aplicadas à amplitude vertical das galerias atualmente secas das cavernas, indicam que as passagens superiores foram drenadas há pelo menos 1.5 Ma, e possivelmente muito anteriormente a isto. Parece razoável supor que a Toca da Boa Vista e alguns de seus depósitos clásticos são de idade terciária. Informações detalhadas a respeito da geocronologia da Toca da Boa Vista e interpretações geomórficas associadas são apresentadas em Auler (1999).

Paleoclima do Quaternário

A Toca da Boa Vista contém extensos depósitos de espeleotemas (Figura 5). Estes espeleotemas, normalmente compostos de calcita, foram formados por águas que se infiltraram a partir da superfície. Atualmente, devido ao clima semi árido, a infiltração superficial de água não chega a atingir as cavernas, não ocorrendo portanto deposição de espeleotemas. A datação das fases de crescimento de espeleotemas pelo método do desequilíbrio da série do urânio possui o potencial de indicar épocas nas quais a região passou por fases mais úmidas. Este estudo encontra-se em andamento e proporcionará um registro dos intervalos de maior precipitação na área durante o Quaternário Tardio.

Atualmente o lençol freático na Toca da Boa Vista só é atingido em poucos locais, geralmente estreitos poços verticais. No entanto, as cavernas locais apresentam abundantes evidências geomórficas de antigas fases de elevação do lençol freático durante o Quaternário. Em aqüíferos carbonáticos a água subterrânea é frequentemente saturada com respeito a $CaCO_3$. Liberação de CO_2 em locais de águas estagnadas causa a precipitação de calcita tanto abaixo quanto no nível da água. Estes espeleotemas subaquosos, que incluem jangadas, marquises e coralóides, são frequentes em vários locais destas cavernas (Figura 6). Datações desses depósitos pela série do urânio propiciaram o estabelecimento de uma cronologia dos episódios de elevação do lençol freático.

Amostras em um setor da Toca da Boa Vista onde depósitos de espeleotemas subaquosos recobrem quilômetros de galerias, apresentam idades entre 17.3 - 20.1 ka, indicando que o lençol freático estava em um nível 13 ± 1 m acima do atual durante o último máximo glacial. Em um segundo setor, onde não foi possível correlacionar os depósitos com o atual nível do lençol freático, o lençol estava em um nível ainda mais elevado há aproximadamente 145 ka. Acredita-se que fases de elevação do lençol freático dentro da caverna possam ser correlacionadas a fases mais úmidas durante o Quaternário. Esta sugestão encontra suporte na ocorrência de extensos depósitos de travertinos que incluem vegetais fósseis indicativos de ambiente de mata ao longo do rio Salitre. Datações pela série do urânio indicam que a fase mais recente de deposição dos travertinos ocorreu entre 21 - 9 ka, coincidindo com a última fase de elevação do lençol freático detectada na Toca da Boa Vista (Auler e Smart, em preparação). Estes resultados contradizem estudos que sugerem que o auge da última glaciação no nordeste brasileiro tenha sido caracterizado por clima seco, inferido por analogia com estudos nas regiões mais úmidas do sudeste. Tal padrão climático não se encontra representado em recentes exercícios de simulação.

Paleontologia

A Toca da Boa Vista e as cavernas vizinhas têm revelado uma rica e diversificada fauna fóssil, descrita em Cartelle (1995) (Figuras. 7 e 8). Entre os achados mais significativos incluem-se o primeiro esqueleto completo do primata *Protopithecus brasiliensis* (Hartwig e Cartelle, 1996), e um esqueleto quase completo de

um novo gênero de primata, *Caipora bambuiorum* (Cartelle & Hartwig, 1996). Esses esqueletos de macacos pleistocênicos estão notavelmente bem preservados, e demonstram que a diversidade entre primatas neotropicais foi maior em um passado recente (Hartwig & Cartelle, 1996). A massa corporal desses primatas (>20 kg) também indica que eles acompanharam a tendência geral de aumento de massa corporal no Pleistoceno Terminal, conforme observado em outros mamíferos (Cartelle & Hartwig, 1996). Outros achados de grande importância incluem um feto da preguiça terrestre extinta *Nothrotherium maquinense*, e esqueletos quase completos do canídeo *Protocyon troglodytes* e do urso *Arctotherium brasiliense* (Cartelle, 1995). Esses esqueletos estão em ótimo estado de preservação e representam os exemplares mais completos jamais encontrados dessas espécies extintas, permitindo um significativo avanço no conhecimento de tais espécies.

Extensos depósitos fósseis de ossos e de guano de morcego são encontrados em vários locais das cavernas. Conjuntamente com a fauna fóssil de mamíferos, que inclui espécies ainda existentes, sugere um ambiente com vegetação mais abundante, como florestas, ao contrário da atual vegetação de caatinga. Czaplewski & Cartelle (1998) obtiveram uma datação de 24 ka ($^{14}C_{AMS}$ idade calibrada) em ossos de morcego que encontra-se de acordo com uma datação convencional de radiocarbono obtida por Auler (1999) em guano. Esses resultados mostram boa concordância com datações obtidas em espeleotemas e travertinos. Datações pela série do urânio em calcita que recobre ossadas fósseis foram também efetuadas por Auler (1999). Estas datações mostram que os depósitos estão cronologicamente dispersos ao longo do último e penúltimo período glacial. A Toca da Boa Vista e as

Figura 4. Abismo do Sapo, uma das entradas verticais da Toca da Boa Vista.
Figure 4. *Sapo Pit, one of the vertical entrances of Toca da Boa Vista.*

Figura 5. Espeleotemas (colunas) na Toca da Boa Vista.
Figure 5. *Speleothems (columns) at Toca da Boa Vista.*

Figura 6. Espeleotemas subaquosos (cones e jangadas) no Conduto dos Discos Voadores.
Figure 6. *Subaqueous speleothems (cones and rafts) at the Discos Voadores Passage.*

Figure 7. Ossadas fósseis na Toca do Calor de Cima.
Figure 7. *Fossil bones at Toca do Calor de Cima.*

cavernas próximas constituem um dos mais ricos sítios paleontológicos do Brasil. Com cerca de 15 datações radiométricas realizadas, estas cavernas constituem provavelmente o sítio paleontológico brasileiro mais bem estudado em termos de cronologia.

Biologia

Atualmente a fauna cavernícola do sítio é marcadamente pobre, devido ao caráter seco das cavernas e devido à ausência de entrada de material biogênico. No entanto, ao menos duas espécies troglóbias (espécies morfologicamente adaptadas à vida em cavernas) ocorrem na área. A traça *Coletinia brasiliensis*, descrita na Toca do Morrinho (Mendes e Ferreira, no prelo), é a única espécie do gênero Coletinia que ocorre fora da Europa (Rodrigo Ferreira, comunicação pessoal). O anfípode *Spelaeogammarus bahiensis* ocorre na Toca do Pitu (Eleonora Trajano, comunicação pessoal). Estudos ecológicos em guano de morcego na Toca do Morrinho (Ferreira, 1998) proporcionaram importantes informações a respeito da diversidade e distribuição de aranhas cavernícolas (Ferreira e Martins, 1998).

ORDEM	ESPÉCIE
Chiroptera	*Mormoops megalophylla*
	Pteronotus parnelli
	Chrotopterus auritus
	Loncophylla mordax
	Desmodus rotundus
	*Desmodus draculae**
	Eptesicus brasiliensis
	Tadarida brasiliensis
Edentata	*Nothrotherium maquinense**
	*Scelidodon cuvieri**
	Myrmecophaga tridactyla
	Euphractus sexcistus
Rodentia	*Coendou preensilis*
Artiodactyla	*Tayassu tajacu*
	Lama guanicoe
	Mazama gouazoubira
Carnivora	*Cerdocyon thous*
	*Protocyon troglodytes**
	*Arctotherium brasiliense**
	Protocyon cancrivorus
	Conepatus semistriatus
	Felis pardalis
	Felis tigrina
	Felis yagouaroundi
	Felis concolor
	*Smilodon populator**
Primates	*Protopithecus brasiliensis**
	*Caipora bambuiorum**

Figura 8. Lista de mamíferos descobertos no sítio segundo Cartelle e Hartwig (1996). *denota espécies extintas.

Figure 8. *List of mammals discovered at the site. From Cartelle and Hartwing (1996).* denotes extint species.*

Valor cênico

A Toca da Boa Vista e as cavernas vizinhas não são locais agradáveis para visitas de caráter recreacional. A alta temperatura interna (27 - 29 ºC) traz desconforto à atividade de exploração, e obstáculos diversos ao longo do percurso fazem com que muitos de seus trechos mais cênicos estejam fora do alcance de leigos. No entanto, ainda que não possua atributos como rios subterrâneos e ornamentações ativas como em muitas cavernas turísticas, muitos trechos nestas cavernas podem ser considerados entre os mais espetaculares existentes em cavernas brasileiras.

O Conduto dos Discos Voadores, na Toca da Boa Vista, é uma extensa série de salões e galerias que contém excelentes exemplos de espeleotemas subaquosos, como jangadas, cones, vulcões e marquises. Essas ocorrências incluem-se entre as mais expressivas do tipo em cavernas brasileiras. O Conduto Caatinga, na Toca da Barriguda, é profusamente ornamentado com belos espeleotemas cristalinos com destaque para as estalagmites. Espeleotemas de gesso e bassanita, incluindo pequenos candelabros, ocorrem em alguns locais. Espeleotemas mais comuns, como estalactites, estalagmites e escorrimentos são abundantes em muitos trechos das cavernas. No extremo norte da Toca da Boa Vista, um rio seco cujo leito é preenchido por calcita de cor branco-leitosa, corre por sobre um solo de argilas avermelhadas, criando um efeito visual espetacular. Depósitos de septária (gretas de contração preenchidas por calcita) ocorrem nos trechos centrais da gruta, constituindo um dos melhores exemplos no mundo deste tipo de espeleotema (Hill & Forti, 1997).

Mesmo em locais onde não há ocorrência de espeleotemas, a morfologia de muitas galerias é bastante atraente. Grandes vãos, salões abobadados e belas intercalações de chert em um dolomito de cor clara contribuem para uma morfologia de forma geral bastante interessante (Figuras 9 e 10).

Valor técnico e esportivo

A Toca da Boa Vista tem se revelado um campo de aprimoramento técnico para dezenas de espeleólogos brasileiros e estrangeiros. A alta complexidade do labirinto de galerias exigiu técnicas especializadas de mapeamento espeleológico,

Figura 9 (grande). Salão Telécio, Toca da Boa Vista.
Figura 9 (large). *Telécio Chamber of Toca da Boa Vista.*

Figura 10 (pequena). Conduto Afonso Pena na Toca da Boa Vista.
Figure 10 ***(small).*** *Afonso Pena Passage at Toca da Boa Vista.*

especialmente adaptadas para lidar com centenas de galerias interconectantes (Auler *et al.*, 1991). A Toca da Boa Vista foi a primeira caverna brasileira onde foi utilizado programa de computador para espeleotopografia (1991), e ainda hoje a representação de tão complexa trama de galerias exige um trabalho considerável. A totalidade da topografia encontra-se no momento sendo digitalizada de forma a facilitar a manipulação dos dados.

Ao contrário da grande maioria das maiores cavernas do mundo, a Toca da Boa Vista é uma caverna quente e seca. A atividade de exploração é em geral limitada pela disponibilidade de água, e longas incursões estão progressivamente se tornando mais difíceis do ponto de vista de desgaste físico. Novas técnicas de exploração e mapeamento estão constantemente em evolução, à medida em que a caverna continua a se expandir além das entradas conhecidas. A Toca da Boa Vista contribuiu significativamente para o avanço técnico da espeleologia nacional, sendo que a maior parte dos espeleológos brasileiros ativos já participaram de ao menos uma das expedições.

PRESERVAÇÃO DO SÍTIO

As cavernas desta região encontram-se essencialmente preservadas em seu estado natural. O maior impacto ambiental observado resume-se à depredação e remoção de espeleotemas em zonas próximas às entradas por habitantes locais. Um portão e um muro construídos pela prefeitura local junto à entrada clássica nos primeiros anos de exploração contrastam com o cenário natural do local, mas não

alteram o fluxo de ar ou afetam a dinâmica da caverna. Um impacto adicional, e de certa forma difícil de evitar, é causado pelas próprias atividades de exploração e mapeamento. Tais alterações consistem em trilhas em meio a sedimento e guano e em pequenos marcadores plásticos de estações topográficas, essenciais ao processo de mapeamento. Em suma, o sítio encontra-se em ótimo estado de preservação.

Recomendações para proteção ambiental

A remota localização do sítio aparenta ser seu principal aliado contra impactos antrópicos. Poucos visitantes, com exceção de espeleólogos e moradores locais, visitam as cavernas. Não existe qualquer impacto em termos de poluição hídrica ou erosão de solo, e a possibilidade de atividades minerárias parece inexistir, devido à distância em relação a grandes centros urbanos. Em que pese tal situação favorável, recomenda-se que o sítio receba algum tipo de proteção formal em reconhecimento a seu valor científico, muito embora maiores esforços a nível de manejo pareçam desnecessários.

Potencial para ecoturismo

O sítio localiza-se isolado de qualquer roteiro turístico. O estado precário das rodovias não pavimentadas, e a ausência de qualquer infraestrutura turística na região não favorecem o desenvolvimento de um polo turístico na área. As cavernas em si não são ideais para visitas de lazer. Assim sendo, a Toca da Boa Vista não aparenta possuir potencial para ecoturismo. Cavernas próximas, como a espaçosa Gruta do Convento ou a agradável Pontes do Sumidouro, provavelmente absorverão qualquer demanda local para turismo em cavernas.

AGRADECIMENTOS

A maior parte das pesquisas científicas apresentadas neste capítulo receberam suporte financeiro do CNPq, através de bolsas para diversos pesquisadores. Deve-se ao Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas, responsável pela exploração e mapeamento da Toca da Boa Vista, a revelação da importância do sítio. A CPRM, através do Escritório de Salvador, generosamente permitiu a utilização de dados geológicos ainda não publicados. Agradecemos revisões de Ezio Rubbioli, Lilia Horta e Adriana Paiano. Rodrigo Lopes Ferreira forneceu importantes informações sobre a bioespeleologia local e Adriana Paiano produziu as figuras.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Auler, A. S. 1999. *Karst Evolution and Palaeoclimate of Eastern Brazil*. PhD Thesis, University of Bristol.

Auler, A. S.; Rubbioli,E.L.; Masotti,F.S. 1991. Evolução metodológica no mapeamento da Toca da Boa Vista, Campo Formoso/BA. *Espeleotema*, **16**:25-39.

Auler, A. S.; Smart,P.L. (em preparação). *Late Quaternary palaeoclimate in Northeastern Brazil from U-series dating in travertine and water table calcite*.

Ball, C. K.; Jones,J.C. 1990. Speleogenesis in the limestone outcrop north of the South Wales Coalfield: The role of microorganisms in the oxidation of sulphides and hydrocarbons. *Cave Science*, **17**: 3-8.

Cartelle, C. 1995. *A fauna local de mamíferos pleistocênicos da Toca da Boa Vista (Campo Formoso, BA)*. Tese para professor titular, Universidade Federal de Minas Gerais.

Cartelle, C.; Hartwig,W.C. 1996. A new extinct primate among the Pleistocene megafauna of Bahia, Brazil. *Proceedings National Academy of Sciences USA* **93**: 6405-6409.

CPRM. 1998. Mapeamento geológico da região de Laje dos Negros. *Mapa inédito*.

Czaplewksi, N. J.; Cartelle,C. 1998. Pleistocene bats from cave deposits in Bahia, Brazil. *Journal of Mammalogy* (1998), **79**:784-803.

Ferreira, R. L. 1998. *Ecologia de comunidades cavernícolas associadas a depósitos de guano de morcegos*. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais.

Ferreira, R. L.; Martins,R.P. 1998. Diversity and distribution of spiders associated with bat guano piles in Morrinho Cave (Bahia State, Brazil). *Diversity and Distributions*, **4**: 235-241.

Harman, R.; Gallagher,K.; Brown,R.; Raza,A.; Bizzi,L. 1998. Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research* (1998),**103**: 27091-27105.

Hartwig, W. C.; Cartelle,C. 1996. A complete skeleton of the giant South American primate Protopithecus. *Nature* (1996), **381**: 307-311.

Hill, C.; Forti, P. 1997. *Cave Minerals of the World*. Second Edition, National Speleological Society, Huntsville.

Martins, M. R. (ed.). 1986. *Avaliação dos Recursos Hídricos das Bacias Hidrográficas do Estado da Bahia - Bacia do Rio Salitre*. Centro de Estatística e Informações, Salvador.

Mendes, L. F.; Ferreira,R.L. (no prelo) . *On a new cave-dwelling Nicoletiidae (Zygentoma: Insecta) from Brazil*. Garcia de Orta.

Misi, A.; Kyle, J. R. 1994. Upper Proterozoic carbonate stratigraphy, diagenesis, and stromatolitic phosphorite formation, Irecê Basin, Bahia, Brazil. *Journal of Sedimentary Research*(1994), **A64**: 299-310.

Morehouse, D. A. 1968. Cave development via the sulfuric acid reaction. *National Speleological Society Bulletin* (1968), **30**: 1-10.

Palmer, A. N. 1990. Groundwater processes in karst terranes. In Groundwater Geomorphology (Higgins, C.G.; Coates,D.R. eds.). *Geological Society of America Special Paper*, **252**: 177-209.

Palmer, A. N. 1991. Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin* (1991), **103**: 1-21.

1 Augusto S. Auler
Rua Piauí, 1195 apt. 1101 - Belo Horizonte - MG
30150-321 - Brasil
aauler@hotmail.com
aauler@terra.com.br

2 Peter L. Smart
School of Geographical Sciences University of Bristol - Bristol, BSB 1SS - England
P.L.Smart@bristol.ac.uk

Cavernas do Vale do Rio Peruaçu (Januária e Itacarambi), MG

Obra-prima de carste brasileiro

SIGEP 17

Luís B. Piló[1]
Ezio Rubbioli[2]

É apresentado um breve histórico dos principais estudos espeleológicos e geomorfológicos realizados na área. Em seguida são caracterizados as morfologias do relevo cárstico e os dois principais grupos de cavernas existentes na região, incluindo seus componentes morfológicos, hidrológicos e seus registros sedimentares. Aspectos da ocupação humana pré-histórica no vale do rio Peruaçu também são comentados. Por fim são descritos aspectos relacionados à conservação e proteção da área.

Caves in the Peruaçu River Valley (Itacarambi e Januária), State of Minas Gerais - Masterpiece of Brazilian karst

A brief history of the main speleological and geomorphological studies carried out in the area is presented. The morphologies of the karstic landscape and the two main cave types in the region are then described, including their morphologic and hydrologic components and sedimentary history. Aspects of pre-historic human occupation in the Peruaçu river valley are also commented on. Finally, certain aspects in relation to the conservation and protection of the area are discussed

INTRODUÇÃO

O conjunto de cavernas do vale do rio Peruaçu reúne um feixe de atributos que o coloca como um dos mais importantes sítios espeleológicos e geomorfológicos do Brasil. Inicialmente é preciso destacar a monumentalidade das cavernas, que podem apresentar condutos com mais de 100 m de altura e largura, como na gruta do Janelão. No teto de algumas cavernas, em decorrência de seguidos abatimentos, abrem-se grandes clarabóias que permitem a entrada da luz e a revelação de um cenário subterrâneo de grande valor paisagístico.

Sob o ponto de vista científico, as cavernas do Peruaçu apresentam-se como "janelas" para um melhor entendimento da paleohidrologia regional. Nessas galerias ocorrem inúmeros registros sedimentares (químicos e clásticos), verdadeiros arquivos para reconstituições paleoambientais do Quaternário continental brasileiro. Salienta-se, ainda, que as cavernas estão inseridas em um ambiente cárstico de grande geodiversidade, onde a dissolução da rocha carbonática e os processos de abatimento elaboraram vales cegos, escarpamentos na forma de *canyons*, torres calcárias, depressões fechadas (dolinas e uvalas) e diversas microformas (*karren*) esculpidas sobre a rocha solúvel.

Inúmeros abrigos e entradas de cavernas no Peruaçu apresentam registros de uma ocupação humana datados em até 12 mil anos B.P., inicialmente feita por grupos caçadores-coletores e mais recentemente por agricultores. São oficinas, espaços-rituais, habitações, silos para guardar alimentos, cerâmica etc. - os quais vêm fornecendo dados essenciais para a reconstituição dos vários aspectos do modo de vida dos homens pré-históricos do interior do Brasil.

LOCALIZAÇÃO

O vale do rio Peruaçu apresenta-se como um tributário da margem esquerda do alto-médio curso do rio São Francisco, localizado no norte do Estado de Minas Gerais (Figura 1). O acesso à região, partindo de Belo Horizonte, é feito pela BR 040 e, em seguida, pela BR 135 até o povoado de Fabião, na divisa dos municípios de Januária e Itacarambi. O referido trajeto totaliza 650 km de distância. No Fabião encontra-se instalada a sede do Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Renováveis - IBAMA, responsável pela Área de Proteção Ambiental e pelo Parque Nacional Cavernas do Peruaçu.

HISTÓRICO

As primeiras referências sobre as cavernas do vale do rio Peruaçu datam de 1939, em publicação do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (1939) - As grutas de Minas Gerais, na qual já se podia prenunciar o rico acervo espeleológico e arqueológico da região.

Posteriormente, em 1957, a região foi estudada pelo geólogo americano Jacques F. Robertson. Sua pesquisa visava a geologia dos depósitos de chumbo e zinco. O autor apresenta, no entanto, uma primeira caracterização das formas superficiais e subterrâneas do carste local, destacando as "espetaculares dolinas de colapso ao longo do rio Peruaçu" (Robertson, 1963).

Em 1975, os trabalhos espeleológicos foram iniciados, quando a Sociedade Excursionista e Espeleológica da Escola de Minas de Ouro Preto - SEE/UFOP explorou as principais cavernas do rio Peruaçu.

Dois anos após a pioneira exploração dos espeleólogos de Ouro Preto, dois arqueólogos canadenses, Alan Bryan e Ruth Gruhn, do Departamento de Antropologia da Universidade de Alberta, efetuaram os primeiros levantamentos dos sítios arqueológicos inseridos nos abrigos rochosos e entradas de cavernas. Este levantamento propiciou a primeira proposta de preservação da área sob a forma de uma reserva científica.

No final da década de 70, a região foi prospectada pela equipe do Museu de História Natural da UFMG. A partir de 1981, as cavernas e abrigos sob rocha tornaram-se objeto de estudos arqueológicos. Neste período também foram realizados trabalhos geológicos na região (Rabelo *et al.*, 1977 e Dardenne, 1978).

Retomando os trabalhos iniciados pela SEE/UFOP, o Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas - GBPE realiza, em 1983, uma expedição ao Peruaçu com o objetivo de conhecer as cavernas já identificadas e realizar prospecções visando o descobrimento de novas ocorrências. Nos anos posteriores, os estudos concentraram-se na exploração e topografia da gruta Olhos D'água, atualmente com mais de 9 km de galerias. Nesta caverna foi registrada uma comunidade de bagres troglóbios (peixes totalmente adaptados ao ambiente subterrâneo).

No ano de 1986 foi constituída uma comissão formada por técnicos do Instituto Estadual do

Figura 1: Localização do vale do rio Peruaçu e das suas principais cavernas
Figure 1: *The Peruaçu river valley location and of its main caves*

Figura 2: Canyon do rio Peruaçu após a ressurgência da gruta do Janelão.
Figure 2*: Canyon in the Peruaçu river beyond the Janelão cave ressurgence.*

Patrimônio Histórico e Artístico de Minas Gerais - IEPHA/MG, Conselho Estadual de Política Ambiental - COPAM e do Instituto Estadual de Florestas - IEF, com o objetivo de elaborar uma proposta de criação de uma unidade de conservação no vale do rio Peruaçu. Em 1988, a proposta de uma Área de Proteção Ambiental - APA foi entregue à Secretaria do Meio Ambiente - SEMA (órgão precedente ao IBAMA) e homologada em 26 de setembro de 1989, através do Decreto Federal nº 98182.

Ainda no final dos anos 80, foi realizada a cartografia do relevo cárstico do Peruaçu, na qual foram identificados 70 sítios espeleológicos e arqueológicos (Piló, 1989). A partir de 1991, o GBPE em conjunto com espeleólogos franceses, iniciou a topografia detalhada da Gruta do Janelão. O trabalho, que somou mais de 15 km de medidas, só foi concluído em 1998, revelando um trabalho cartográfico rico em detalhes e de grande precisão. Ainda na década de 90, listam-se os trabalhos de Moura (1997), na lapa do Boquete, que visou correlacionar sedimentos de caverna e as transformações na paisagem cárstica, como também os estudos de impacto ambiental nas principais cavernas realizados pelo GBPE/FNMA (1999). Em 1999 foi criado, pelo IBAMA, o Parque Nacional Cavernas do Peruaçu, visando à reversão da área para o poder público e a proteção definitiva das cavernas.

O GBPE e a SEE/UFOP desenvolvem, atualmente, pesquisas espeleológicas e geomorfológicas na região. O Setor de Arqueologia do MHN da UFMG, por sua vez, vem dando continuidade aos estudos arqueológicos. Outros grupos e espeleólogos brasileiros e estrangeiros têm realizado prospecções e visitas técnicas ao vale.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

As cavernas do Peruaçu estão inseridas no Planalto Cárstico do São Francisco, situado entre as altitudes 750-500m. Nesta unidade do relevo ocorrem seqüências supracrustais carbonatadas (dolomitos e calcários) pertencentes ao Grupo Bambuí, do Neoproterozóico. Os calcários são constituídos por mais de 90% de $CaCO_3$. O pacote sedimentar apresenta estratificações primárias plano-paralelas bem preservadas. Estruturas deformacionais mais evidentes têm caráter disruptivo, estando mais bem representadas por fraturas e falhas de direções NNE/SSW e NW/SE e mergulhos subverticais (Piló, 1997). Mineralizações de chumbo e zinco associadas a superfícies e cavidades paleocársticas também estão presentes.

Devido à presença do vale fluvial do rio Peruaçu sobre as rochas carbonáticas e injeção significativa de águas alogênicas, esta paisagem pode ser caracterizada como um típico fluviocarste, segundo a definição de White (1988). A segmentação parcial da drenagem superficial do rio Peruaçu, que comporta em um trajeto de 9 km de extensão diversos sumidouros e ressurgências, é ocasionada pela existência de amplas cavernas de dissolução e de abatimento, integrantes de uma rota de circulação subterrânea, ou seja, de um aqüífero cárstico (Piló & Kohler, 1991).

Nesse trecho do rio, em função dos seguidos abatimentos do teto e paredes dos condutos, está sendo constituído um imponente *canyon* (Figuras 1 e 2). Ocorrem, também, vales secos secundários, perpendiculares ao vale do rio Peruaçu. Outras morfologias deste domínio são paredões, torres (Figura 3), arcos calcários, diversos tipos de lapiás, além de grandes dolinas e uvalas de abatimento (Figura 4-detalhe).

As cavernas da região podem ser divididas, sob o ponto de vista hidrológico, em dois grupos: "cavernas drenadas pelo rio Peruaçu" e as "cavernas secas já desconectadas do aqüífero cárstico".

Dentre as cavernas percorridas pelo rio Peruaçu tem-se, de montante para jusante, as grutas do Brejal, Cascudos, Troncos e Janelão (vide Figura 1). O Arco do André também é uma caverna integrante da rota principal, sendo que nesta caverna o rio Peruaçu torna-se subterrâneo em função do soterramento do piso pelos abatimentos. Predominam, nesse conjunto, amplas galerias, geralmente únicas e sinuosas. A gruta do Janelão, com 4.740 m de projeção horizontal, apresenta em sua galeria principal alturas e larguras que podem atingir mais de 100 m (Figura 4). No teto da galeria abrem-se grandes clarabóias que proporcionam a instalação de formações vegetais no interior da caverna, configurando um cenário espetacular. Essas grutas podem ser classificadas, dentro do modelo de Ford & Williams (1989), como "cavernas de nível freático ideal", constituídas por galerias em geral horizontalizadas, com passagens mostrando fluxo hídrico tipicamente vadoso, podendo apresentar trechos freáticos nos períodos de maior recarga.

As cavernas secas desconectadas do aqüífero cárstico estão por sua vez posicionadas, principalmente, nos paredões recuados do *canyon* principal ou em vales secos secundários, acima do nível de base atual constituído pelo rio Peruaçu (Desenhos, Rezar, Cabloco, Bonita, Índios, dentre outras). Também podem ser registradas nos paredões laterais do *canyon*, como as lapas do Carlúcio, Bichos, Fóssil etc. Essas cavernas representam, principalmente, fragmentos abandonados de galerias tributárias da rota de drenagem subterrânea preferencial.

Os depósitos químicos das cavernas do Peruaçu apresentam uma grande variedade e abundância, sendo responsáveis pela colmatação parcial ou total de condutos, como na gruta do Carlúcio, Cabloco e Desenhos. Destacam-se as gigantescas estalactites e estalagmites do Janelão, além das "pérolas de caverna". Na gruta Bonita ocorrem helictites, "cascatas" e "canudos de refresco" (Figura 5). Represas de travertinos e colunas podem ser identificadas nas grutas do Carlúcio, Índios e Desenhos. Capas estalagmíticas ocorrem, ocasionalmente, nas grutas dos Cavalos, Desenhos, Amores e Brechas. Esses depósitos são passíveis de datação U/Th, o que futuramente poderá trazer interpretações de episódios espeleogenéticos e geomorfológicos, assim como de mudanças climáticas ocorridas no Quaternário.

Figura 3: Torre calcária, morfologia comum no vale do rio Peruaçu.
Figure 3: *Limestone towers, a commom morphology of Peruaçu river valley.*

Ocorrem ainda vários registros de sedimentação clástica, como os terraços fluviais, de ampla variação textural, das cavernas drenadas pelo rio Peruaçu. Brechas de fluxo de detritos também podem ser identificadas em grutas como Desenhos, Cavalos, Caboclo e Boquete. Esses depósitos são compostos de fragmentos de espeleotemas, blocos abatidos de calcário, silex e fragmentos de couraça ferruginosa, suportados por uma matriz argilosa localmente cimentada por calcita. Por último pode-se destacar os depósitos de blocos abatidos de ocorrência generalizada nas cavernas do vale. A aplicação de técnicas de paleomagnetismo nos sedimentos dos terraços das cavernas também poderá fornecer importantes dados cronológicos.

Nos abrigos e entradas de cavernas do vale do Peruaçu estão registrados inúmeros testemunhos da ocupação humana pré-histórica. Segundo Prous (1991; 1999), a primeira ocupação, entre 12.000 e 11.000 anos B.P., foi reconhecida nas lapas do Boquete e da Hora. Foram identificados, para este período, níveis ricos em

Figura 4: Gigantesca galeria da gruta do Janelão, um dos maiores monumentos espeleológicos do Brasil (notar pessoa como escala na parte central da base da foto). No detalhe, portal da gruta do Janelão na dolina dos Macacos com pessoa em *rappel* sobre copas das árvores

Figure 4: Gigantic conduit in the Janelão cave, one of the greatest speleological monuments in Brazil (see scale by a person at base/center of the photo). Detail: entrance of Janelão cave in the Macacos sinkhole with a person in rappel above the canopies.

fogueiras alimentares contendo coquinhos e ossos de animais, assim como instrumentos de pedra. A ocupação holocênica antiga (entre 10.000 e 7.000 anos B.P.) é caracterizada por uma mudança no instrumental lítico, composto essencialmente por lascas brutas. O período seguinte (7.000 a 2.000 anos B.P.) é ainda pouco conhecido, pois as camadas estratigráficas foram perturbadas por ocupações mais recentes. Entre 2.000 e cerca de 1.000 anos B.P. foi verificada a introdução da agricultura e da cerâmica. Registra-se ainda, nos paredões calcários, uma grande densidade de inscrições rupestres (Figura 6) .

As cavernas e o carste do vale do rio Peruaçu têm se revelado um ambiente cheio de significados no âmbito natural e cultural, com forte apelo ao desenvolvimento de pesquisas interdisciplinares e ao uso turístico com conteúdo educacional.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A região de ocorrência de cavernas no vale do rio Peruaçu encontra-se legalmente protegida por duas unidades de conservação: Área de Proteção Ambiental - APA (150.000 ha) e Parque Nacional Cavernas do Peruaçu (60.000 ha). A APA enquadra-se na categoria de uso direto ou manejo sustentável. Esta categoria visa proteger e conservar a qualidade ambiental e os sistemas naturais, objetivando a melhoria da qualidade de vida da população, sem alteração do regime de propriedade privada. Já a categoria Parque Nacional inclui áreas delimitadas com a finalidade de preservar os atributos excepcionais da natureza, conciliando a proteção integral da flora e fauna e das belezas naturais, com a utilização para fins educacionais, recreativos ou científicos, sendo proibida qualquer forma de exploração dos recursos naturais.

A APA ainda não tem sido priorizada com recursos e ações que visem seu ordenamento territorial através de um zoneamento ecológico-econômico. Diante disso podem ser identificados, na escala da paisagem, vários tipos de impactos ambientais na região, associados com os diferentes tipos de uso decorrentes das atividades humanas que, direta ou indiretamente, vêm interferindo no conjunto espeleológico e geomorfológico: uso indiscriminado dos recursos hídricos do rio Peruaçu por um número crescente de irrigantes; expansão urbana sem planejamento; desmatamentos clandestinos e aceleração dos processos erosivos.

No que se refere aos impactos ambientais diretos sobre as cavernas pode-se destacar a visitação turística

Figura 5: Depósitos químicos na gruta Bonita, uma das cavernas mais bem ornamentadas e mais visitadas na região.
Figura 5: *Chemical deposits in the Bonita cave, one of the prettiest and most visited caves in the region.*

Figura 6: Inscrições rupestres no vale do rio Peruaçu: **a.** figuras geométricas; **b.** representação de fauna. As pinturas mais antigas podem chegar a 7 mil anos B.P.
Figure 6: *Cave inscriptions in the Peruaçu river valley:* ***a.*** *geometrical figures;* ***b.*** *fauna representation. The oldest paintings date as far back as 7.000 years B.P.*

desordenada, com efeitos adversos ao patrimônio espeleológico e arqueológico local, tais como depredação de espeleotemas e inscrições rupestres, proliferação de lixo doméstico, compactação e liquefação dos pisos, alterações nos sedimentos clásticos e da fauna cavernícola.

Estes impactos negativos poderão ser revertidos através da efetiva implantação da APA, com a elaboração do zoneamento e a busca de alternativas econômicas para as comunidades inseridas dentro da APA, visando à utilização sustentada ou racional dos recursos naturais. A elaboração de um plano de manejo para o Parque Nacional, por sua vez, poderá garantir a preservação integral das cavernas e ao mesmo tempo propiciar uma visitação turística ordenada em um dos mais importantes cenários subterrâneos do Brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Dardenne, M.A. -1978- Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife, 1978. *Anais*…SBG, **2**:597-610.

Ford. D. C. e Williams, P.W. -1989-. *Karst Geomorphology and Hydrology*, 1ª ed., London, Unwin Hyman, 601p.

Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - FIBGE -1939- As Grutas de Minas Gerais. Belo Horizonte, 278p.

Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas - GBPE / FUNDO NACIONAL DO MEIO AMBIENTE - FNMA -1999- Levantamento espeleológico da Área de Proteção Ambiental - APA Cavernas do Peruaçu: subsídios para o plano de manejo. Belo Horizonte / Brasília, 135p.

Moura, M.T.T. -1997- *A evolução do sítio arqueológico Lapa do Boquete na paisagem cárstica do vale do rio Peruaçu: Januária, MG*. 208p. (Dissertação de Mestrado, Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo).

Piló, L.B. -1989- *A morfologia cárstica do baixo curso do rio Peruaçu, Januária-Itacarambi, MG*. 80p. (Monografia de Graduação, Depto. Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte).

Piló, L.B. e Kohler, H.C. -1991-. Do vale do Peruaçu ao São Francisco: uma viagem ao interior da Terra, Januária-Itacarambi. *In*: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 3. Belo Horizonte, 1991. *Roteiro de Excursão*. Imprensa Universitária da UFMG. p.57-73.

Piló, L.B. -1997- Rochas carbonáticas e relevos cársticos em Minas Gerais. *O Carste*, **19**(3): 72-78. GBPE, Belo Horizonte.

Prous, A. -1991- Aspectos arqueológicos do vale do Peruaçu. *In*: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 3. Belo Horizonte, 1991. Roteiro de Excursão. Imprensa Universitária da UFMG. p.66-70.

Prous, A. -1999- As primeiras populações do Estado de Minas Gerais. In: Tenório, M.C. (Org.) -1999- Pré-História da Terra Brasilis. 1.ed. Rio de Janeiro: UFRJ. p.101-114.

Rabelo, E.A; Lopes, O.F. e Costa, P.C.G. -1977- Geologia da região de Januária/Itacarambi, MG. Belo Horizonte. Projeto Bambuí Norte / METAMIG. 37p.

Robertson, J.F. -1963- Geology of the lead-zinc deposits in the município de Januária state of Minas Gerais - Brazil. *Geological Survey Bulletin*, 1110 - B. Washington: United States Government printing Office. 109p.

White, W. B. -1988- *Geomorphology and hydrology of Karst Terrains*. 1.ed. Oxford: Oxford University Press. 464p.

[1,2] Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas

[1] itb@terrabrasilis.org.br

[2] carste@net.em.com.br

Grutas de Iraquara (Iraquara, Seabra e Palmeiras), BA

Um dos principais sítios espeleológicos do Brasil

SIGEP 18

Fernando Verassani Laureano[1]
Francisco William da Cruz Jr.[2]

A ocorrência de uma expressiva densidade de cavernas, algumas delas consistindo grandes sistemas de cavernas, faz com que a área nas proximidades de Iraquara (BA), região da porção da Chapada Diamantina, constitua um dos principais sítios espeleológicos do Brasil. Essas cavidades foram esculpidas em rochas carbonáticas neoproterozóicas da Formação Salitre (Grupo Una), no extremo sul da Bacia de Irecê, e guardam, além de uma incontestável beleza cênica, importantes registros culturais e científicos, os quais compõem um patrimônio de importância e interesse multidisciplinar. Estudos geoespeleológicos e morfológicos de cavernas locais revelam uma história evolutiva multifásica, que envolveu fases de abertura, ampliação, assoreamento e, por fim, desobstrução e erosão de parte dos condutos. Além de constituírem importantes reservatórios para o abastecimento de água, as cavernas são também atrativo especial para atividades ecoturísticas na região.

Caves of Iraquara, (Iraquara, Seabra and Palmeiras), State of Bahia - One of the most important speleologic sites of Brazil

The occurrence of an expressive density of caves, some of them comprised by great systems, become the area around Iraquara city, central Bahia, one of the most important speleologic sites of Brazil. Those cavities were sculpted in neoproterozoic carbonatic rocks of the Salitre Formation (Una Group), in the southernmost part of Irecê Basin. The region has a cultural and scientific importance and exhibits a very representative karst landscape in Brazil. Geo-speleological and morphological studies from local caves point out a multiphasic evolution history, involving opening, enlargement, infilling, sediment erosion and conduit destruction. Such caves have been used mainly for water supplies and, nowadays, represent a special attractive to ecotourism.

INTRODUÇÃO

A região de Iraquara é responsável pela manutenção subterrânea da grandiosidade e beleza de um dos mais expressivos conjuntos paisagísticos do Brasil, a Chapada Diamantina. As redes de galerias existentes compõem um dos mais significativos sítios espeleológicos do país, onde, atualmente, encontram-se registradas mais de uma centena de cavernas, constituindo, possivelmente, o local de maior densidade de galerias subterrâneas por unidade de área, no Brasil (Auler & Farrant, 1996). Essas grutas exibem formas e padrões variados, muitas delas atingindo dimensões quilométricas de desenvolvimento.

Além de seu aspecto cênico, as grutas de Iraquara conservam um conjunto patrimonial-científico de relevância multidisciplinar, devido aos seus registros de importância geológica, geomorfológica, paleontológica, arqueológica e biológica. Quilômetros de condutos de grande porte constituem as marcas da atuação dos mecanismos erosivos preservados em subsuperfície, os quais resgatam os processos geomorfológicos atuantes na edificação do modelado atual. O registro sedimentar associado às galerias revela as condições ambientais nas quais a região vem evoluindo durante os últimos milhões de anos da história da Terra. Além disso, esses sedimentos contêm registros fossilíferos da Megafauna Pleistocênica, tais como preguiças gigantes (*Scelidodon cuvieri*) e tigres-dente-de-sabre (*Smilodon populator*) que ali viveram antes de serem extintos deste planeta. Os condutos inundados são habitados por pequenos bagres cegos e albinos, de grande importância para a biologia, pois correspondem a uma nova espécie descrita somente na Lapa Doce, até o momento (Liana Mendes, 1999, com.verbal). Algumas grutas, como a Lapa do Sol e o Abrigo Santa Marta, exibem ainda, em suas entradas, painéis de pinturas rupestres que constituem uma prova ainda pouco investigada de civilizações pré-históricas que habitaram a região.

Mas não é só em relação à ciência que essas cavidades naturais têm sua importância. O aqüífero cárstico é um dos principais recursos naturais da área, uma vez que os cursos superficiais são preferencialmente secos e a água disponível nos condutos inundados constitui a principal fonte de água para consumo humano e desempenho das atividades agrícolas. O crescimento do ecoturismo em toda a região da Chapada Diamantina vem também chamando a atenção para o aproveitamento turístico dos diversos cenários subterrâneos, sendo que, atualmente, 4 cavernas já se encontram inseridas no roteiro turístico da região: Lapa Doce, Gruta da Torrinha, Buraco do Cão e Gruta da Pratinha.

"Iraquara - a cidade das grutas" é o que diz o letreiro construído no trevo que dá acesso à cidade. Seja bem-vindo a mais um monumento natural do território brasileiro.

LOCALIZAÇÃO

A área do sítio está situada na porção centro-norte da Chapada Diamantina, região central do estado da Bahia (Figura 1). O principal meio de acesso à cidade de Iraquara, que dista 450km de Salvador, é pela BR-242 (Rodovia Salvador-Brasília) até a localidade de Carne Assada, de onde se vai pela BR-122 (Estrada do Feijão) até Iraquara. Seabra, que dista aproximadamente 40km a SW de Iraquara, e Lençóis, cerca de 70km a SE, são as principais cidades nas redondezas.

HISTÓRICO

As feições cársticas locais somente foram reportadas, até os anos oitenta, em trabalhos de cunho regional - a exemplo de Tricard & Silva (1968) -, que não faziam descrição específica das cavernas da área. Já nos anos 80, Guerra (1986) estudou, preliminarmente, a origem de feições do relevo cárstico, como depressões fechadas dentro de um contexto geológico e hidrogeológico em toda a faixa carbonática entre Iraquara e Irecê.

Os levantamentos espeleológicos na região possuem uma história bastante recente dentro do quadro espeleológico brasileiro. Eles tiveram início em 1986, através das expedições franco-brasileiras lideradas pelo Grupo Espeleológico do Ceará - GEECE. O resultado dessa expedição foi nada mais do que a surpreendente descoberta da Caverna Lapa Doce, naquela época, a maior do Brasil. A partir de então, outras incursões organizadas por equipes francesas proporcionaram o levantamento de outros sistemas de cavernas quilométricas na região: a Lapa da Torrinha, a Gruta Azul e o Sistema Cão-Talhão. Um registro sintético dessas atividades foi apresentado no trabalho de Panchout & Panchout (1995).

Em 1988, o Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas - GBPE iniciou suas atividades de exploração e mapeamento na região de Iraquara (Rubbioli, 1995). As sucessivas investidas dos espeleólogos do GBPE proporcionaram o estabelecimento de um panorama mais abrangente da distribuição de cavernas ao longo da exposição de

Figura 1: Localização do sítio no Estado da Bahia e no Brasil.
Figure 1: *Situation of the site in Bahia State and Brazil.*

rochas carbonáticas, contribuindo também para o reconhecimento e a topografia de outras grutas com grande dimensão, tais como a Lapa do Diva, a Diva de Maura e o Sistema de Cavernas Ioiô-Impossível.

Entre janeiro de 1995 e fevereiro de 1999, funcionou em Seabra o escritório regional do Centro de Recursos Ambientais da Bahia (CRA), sob coordenação do Sr. Aloísio Cardoso, personagem bastante conhecido no meio espeleológico brasileiro. Esse período foi extremamente rico para o cadastro e mapeamento de cavidades na região, devido ao constante trabalho de prospecção e também ao suporte de infra-estrutura básica efetuado por esse órgão junto aos grupos que até então trabalharam na região, como o GBPE, o Guano Speleo IGC/UFMG e a União Paulista de Espeleologia - UPE.

Assim, com o progresso dos trabalhos de localização e mapeamento topográfico das cavidades locais, feitos pelos grupos de espeleologia, tornaram-se viáveis os estudos científicos específicos em subsuperfície. Coube a Ferrari (1990) o pioneirismo no desenvolvimento de estudos sistemáticos, de caráter acadêmico, a partir de levantamentos desenvolvidos nas cavernas da região de Iraquara. Esse autor apresenta um inventário de feições cársticas de superfícies, além de uma caracterização inicial dos sedimentos clásticos associados ao Sistema Lapa Doce. As observações e conclusões geradas a partir desse estudo foram significativamente ampliadas, recentemente, através dos trabalhos de Cruz Jr. (1998) e Laureano (1998), os quais, em conjunto, reportam a história de abertura e preenchimento dos dois maiores sistemas de cavernas da região: Lapa Doce e Torrinha. Auler (1999) utilizou as grutas de Iraquara para embasar modelos regionais de espeleogênese, trabalhando também com geocronologia, através de datações por paleomagnetismo e pela série de decaimento do urânio em calcitas secundárias depositadas em espeleotemas.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Contexto Geológico

A área do sítio em questão corresponde à porção sul de uma das principais exposições de rochas carbonáticas do estado da Bahia, denominada geologicamente como Bacia Sedimentar de Irecê (Souza *et al.* 1993). A seqüência de rochas carbonáticas dessa bacia pertence à Formação Salitre, Grupo Una, Supergrupo São Francisco (Inda & Barbosa, 1978), de idade neoproterozóica. Essa formação é composta predominantemente de unidades calcárias representadas por calcilutitos, calcarenitos oolíticos a pisolíticos e outras com predomínio de calcários dolomíticos e dolomitos, descritos como doloarenito e dololutitos. Os diferentes tipos de rochas caraterizam fácies associadas à sedimentação carbonática em zonas de mar raso até talude de plataforma continental, de acordo com Souza *et al.* (1993) e Dominguez (1996).

Essas litologias estão inseridas em um conjunto de megadobras, cujo estilo é representado pela sucessão

de suaves anticlinais e sinclinais de dimensões variáveis, entre quilômetros a dezenas de quilômetros, sendo seus eixos orientados preferencialmente na direção NNW-SSE (Dandefer-Filho, 1990). Na região de Iraquara, a seqüência carbonática está posicionada em um sinforme que chega a atingir 20km de largura, apresentando valores de mergulhos geralmente baixos, entre 5 a 10°, podendo, em alguns pontos, alcançar mergulhos de até 40°.

Margeando as seqüências carbonáticas, afloram litologias dominantemente siliciclásticas, pertencentes à Formação Bebedouro, ainda inseridas no Grupo Una, e litologias mesoproterozóicas dos grupos Chapada Diamantina e Paraguaçu (Figura 2).

Contexto geomorfológico

A região de Iraquara está situada no domínio de um planalto cárstico que possui intervalos de altitudes entre 600 e 800m e relevo suavemente ondulado. O planalto cárstico encontra-se circundado por serras com intervalo de altitudes entre 800 a 1.200m, em cuja porção superior ressaltam as feições morfológicas em arenitos da Formação Tombador, Grupo Chapada Diamantina, as quais correspondem ao Domínio do Planalto dos Gerais (ver Pedreira e Rocha, 2001, Sítio 31, neste mesmo livro). Os Morros do Pai Inácio e do Camelo, localizados no limites sudeste da área, são exemplos muito conhecidos dessas feições na região.

Desníveis de até 500m em relação às serras de arenito favorecem o direcionamento de toda a rede de drenagem para o planalto cárstico, mais precisamente no sentido do vale do Rio Santo Antônio. O referido rio é um importante afluente do Rio Paraguaçu e constitui a principal drenagem da área, correspondendo, assim, ao nível de base hidrológico local, para onde confluem as drenagens provenientes das serras areníticas e os fluxos de água subterrânea. Em suas margens, ao longo do planalto cárstico, existe um considerável número de surgências ou nascentes cársticas, tais como a Surgência da Pratinha, nas proximidades da confluência com o Riacho do Gado (Figura 2).

Figura 2: Aspectos geológicos e geomorfológicos do carste de Iraquara. Modificado de Cruz Jr. (1998).
Figure 2: *Geologic and geomorphologic aspects of Iraquara Karst. After Cruz Jr. (1998)*

A drenagem no planalto cárstico caracteriza-se pela presença de vales bem encaixados compostos por vertentes geralmente escarpadas com profundidades, em alguns casos, superiores a 40m. Alguns desses vales, como os riachos Água de Rega e das Almas, situados a NW da área, não chegam a se comunicar com o Rio Santo Antônio, formando assim expressivos vales cegos. Estes, por sua vez, evidenciam diretamente a captura de drenagens superficiais por cavernas, em subsuperfície.

As depressões fechadas sobressaem-se no relevo local, não somente por serem a feição cárstica mais comum, mas também pelos diferentes tipos morfológicos presentes. Essas feições consistem em dolinas simples com alguns metros de diâmetro e até mesmo em grandes dolinas compostas e uvalas, cujo eixo maior tem comprimento superior a 1km. Cruz Jr. (1998) quantificou parâmetros planimétricos de distribuição, forma, orientação e área superficial de um total de 837 depressões, medidas numa área de superfície carbonática de 492km^2, ou seja, 1,7 depressão por km^2, que abrange desde a cidade de Iraquara, a norte, até as proximidades da BR-242.

As cavernas são, na maioria dos casos, acessadas via dolinas de colapso ou abatimento. O processo de abatimento de condutos foi muito importante na segmentação e destruição parcial a total de parte das cavernas da área. O melhor exemplo disso é o alinhamento das dolinas de colapso sobre as cavernas Lapa Doce e Lapa da Torrinha, onde as depressões aparentam marcar a continuidade do Vale do Riacho Água de Rega, em superfície. A existência da correlação estatística entre a orientação do eixo das depressões e os segmentos de condutos, nos trechos referentes às cavernas Lapa Doce e Lapa da Torrinha, ao centro da área, e às grutas do Ioiô e Impossível, a sudeste, evidencia a direta associação entre a distribuição de cavernas e dolinas de abatimentos na área (Cruz Jr., 1998).

O carste em subsuperfície

As cavernas podem ser encontradas em todo o planalto cárstico, no entanto verifica-se uma distribuição preferencial na parte centro-sul da área, particularmente no trecho entre os sumidouros dos riachos Água de Rega e das Almas e a margem esquerda do Rio Santo Antônio (Figura 3). Outras importantes ocorrências estão situadas nas proximidades das surgências da Pratinha, do Rio Preto e na porção sudeste da área.

Os sistemas de cavernas Lapa Doce e Lapa da Torrinha, localizados nas proximidades do Sumidouro do Riacho Água de Rega, com desenvolvimento horizontal de 17 e de 8,3km, respectivamente (Panchout & Panchout, 1995), são os mais extensos conhecidos.

O Sistema Lapa Doce, até então considerado um dos dez maiores sistemas de cavernas do país, foi separado espeleometricamente por Rubbioli (1995) nas

Figura 3: Mapa de distribuição de cavernas e surgências da porção centro-sul do carste de Iraquara. Modificado de Rubbioli (1995) e Auler & Farrant (1996).

Figure 3: *Distribution of cave and surgences in southern-central Iraquara Karst. After Rubbioli, (1995) and Auler & Farrant (1996).*

cavernas Lapa Doce (6,5km) e Lapa Doce II (9,8km), com o argumento de que uma dolina de colapso interrompe a continuidade entre os dois ramos do sistema. Outras grandes cavernas, de acordo com o levantamento de Rubiolli (1995), são a Lapa do Diva (3,9km) e o Sistema Cão-Talhão (3,0km), mais a sul; as grutas do Ioiô (4,0km) e Impossível (2,3km), a sudeste, na margem direita do Rio Santo Antônio; e a Gruta Azul (1,5km), nas adjacências da Surgência da Pratinha (Figura 3).

Existe uma grande diversidade de padrões morfológicos de cavernas em planta ao longo da área. Acredita-se que os grandes sistemas de cavernas são formados principalmente a partir de recargas de fluxo via drenagens superficiais alogênicas provenientes das serras de arenito, com destaque para os riachos Água de Rega e das Almas. Os sistemas Lapa Doce e Lapa da Torrinha (Figura 4) são caracterizados pela presença de galerias maiores que, em muito locais, possuem largura e altura, respectivamente, superiores a 50 e 15m, de onde se formaram ramos de condutos que definem um padrão geral distributário (Ferrari, 1990; Cruz Jr., 1998). Em outros sistemas de grande dimensão, predominam padrões de condutos principais mais estreitos, porém com poucas ramificações, tais como nas Grutas do Diva e Impossível. As cavernas com padrão de grandes salões de abatimento são as mais freqüentemente encontradas na área, a exemplo das grutas de Zé Libano, Jaburu, Santa Marta, Conceição, entre muitas outras. Elas geralmente possuem grandes e belos pórticos de entrada, que dão acesso a volumosos salões, onde os condutos adjacentes são geralmente interrompidos por blocos abatidos ou pelo preenchimento sedimentar. Já as cavernas com padrão

Figura 4: Maior - galeria principal do Sistema Lapa Doce, trecho turisticamente visitado. **Menor** – Galeria do nível inferior do Sistema Lapa da Torrinha. Fotos de Ivo Karmann.

Figure 4: Larger *– trunk gallerie of Lapa Doce System opened for guided-tour.* ***Smaller*** *- gallerie of Lapa da Torrinha System located in lower cave level. Photos by Ivo Karmann.*

reticulado, ou de condutos em ângulo, ocorrem principalmente junto às margens do Rio Santo Antônio, nas proximidades de surgências cársticas. É bem provável que, com o avanço dos trabalhos de mapeamento topográfico de cavidades, no futuro próximo, muitas ocorrências desse tipo incluam-se entre as maiores cavernas da área.

A maior parte das grutas de Iraquara são formadas por passagens secas ou drenadas apenas por cursos de água intermitentes. No entanto, existem várias ocorrências de cavernas, ou trechos destas, com a presença de lagos e rios perenes, de incontestável beleza cênica, em que o processo de formação e ampliação de passagens de condutos encontra-se em franca atividade. Os sistema de cavernas Gruta Azul-Pratinha, as grutas do Ioiô, Impossível e do Diva são tidos como os principais exemplos locais. Algumas dessas cavidades, como o Sistema Gruta Azul-Pratinha, necessitam ser mapeadas por espeleo-mergulhadores.

As galerias emersas são, na maioria, portadoras de um rico acervo de espeleotemas, propiciando uma ornamentação com uma tal variedade de formas que impossível seria aqui descrevê-las na totalidade. Predominam os precipitados de calcita, os quais ocorrem como estalactites, estalagmites, colunas, escorrimentos, travertinos, entre outros. A aragonita também é regularmente encontrada, compondo também as mais variadas formas. A caverna que mais se destaca, até o momento, no contexto de variedade de formas e composição de seus depósitos químicos secundários é, sem dúvida, a Gruta da Torrinha. No interior de suas galerias é possível contemplar, além das formas mais comuns, espeleotemas menos populares e não menos singulares e belos como vulcões, flores de aragonita e o maior depósito de agulhas de gipsita de que se tem conhecimento em grutas brasileiras, contendo exemplares que superam os 50cm de comprimento.

A evolução morfológica das cavernas do sítio está restrita, em grande parte, às observações referentes ao estudo morfológico e geoespeleológico realizado nos sistemas Lapa Doce e Lapa da Torrinha, a partir dos trabalhos de Ferrari (1990), Cruz Jr. (1998) e Laureano (1998). Além do padrão geral de condutos distributários preferencialmente com direção NW-SE, anteriormente referido, ocorrem nesses sistemas trechos com morfologia em alça, reticulada e entrelaçada, descritos com base na geometria de condutos e na relação entre as suas paleorrotas de fluxo (Cruz Jr., *op. cit.*). A junção dos ramos distributários aos condutos principais está situada junto ao piso ou em diferentes alturas em relação a ele, o que define assim a existência de diferentes níveis de condutos nesses sistemas. Poucos metros abaixo do piso do conduto principal existem malhas labirínticas de condutos que consistem em um dos únicos trechos desses sistemas que estão, periódica a permanentemente, submersos.

O modelo espeleogenético proposto por Cruz Jr. (1998) para os sistemas Lapa Doce e Lapa da Torrinha sugere uma história evolutiva multifásica que envolveu fases de abertura, ampliação, assoreamento e, por fim, desobstrução/erosão de condutos. A fase de abertura incluiu uma iniciação freática de condutos; a fase de ampliação consistiu num entalhamento normal dos condutos que acompanhou mudanças do nível de base do Rio Santo Antônio; a fase de assoreamento foi caracterizada por expressivos depósitos de sedimentos clásticos que preencheram, quase que totalmente, os condutos desses sistemas, ocasionando modificações de sua morfologia por

Figura 5: Estágios e condições ambientais de sedimentação nos condutos de cavernas. Modificado de Laureano (1998).

Figure 5: *Stages and environmental conditions to sedimentation in cave passages. After Laureano (1998)*

processos paragenéticos, regidos pela subida no nível eustático da água (tetos planos nivelados pela água, canais de teto, *pendants*); e, por fim, a fase desobstrução/erosão dos condutos envolveu a erosão parcial dos sedimentos, formando, em alguns casos, proeminentes canais caracterizados por taludes em sedimentos com mais de 20m de altura, configurando, dessa forma, o espaço físico das passagens atualmente exploradas. É importante acrescentar que em muitos trechos dos sistemas as galerias foram totalmente modificadas por processos de incasão ou colapso de suas paredes e tetos, formando imponentes pilhas de grandes blocos e lajes, com destaque para o Salão Branco na Lapa da Torrinha, onde, numa galeria com largura superior a 100m, existem pilhas de blocos com mais de 20m de altura.

A análise estratigráfica efetuada por Laureano (1998) nesse expressivo registro sedimentar do Quaternário continental brasileiro aponta para uma diversidade de ambientes deposicionais atuantes no preenchimento desses condutos. As associações faciológicas indicam para atuação, da base para o topo, de típicos rios subterrâneos, compostos por canais e planícies de inundação, seguidos pela sedimentação em condições de enchentes bruscas relativas a cursos efêmeros e, finalmente, por uma deposição gravitacional referente à injeção de sedimentos argilosos em condutos alagados (Figura 5).

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A Área de Preservação Ambiental (APA) Marimbus-Iraquara constitui uma unidade de conservação permanente instituída através do Decreto Estadual nº 2.216, de 14 de junho de 1993. Perfaz uma área de 1254km^2, abrangendo parte das terras dos municípios de Iraquara, Lençóis, Andaraí e Seabra, e engloba cenários como o morro do Pai Inácio, o Pântano do Marimbus e o grande Planalto Cárstico da Região de Iraquara.

Através do zoneamento ecológico-econômico apresentado pela BAHIATURSA (1998), concebeu-se, como instrumento de disciplina do uso e ocupação do solo, em sintonia com o desenvolvimento do turismo, a proteção do parque espeleológico e a eliminação das práticas agrícolas realizadas sobre as grutas. Para tal foi previsto o estabelecimento da Zona de Proteção de Cavernas, formando um polígono de 13 x 15km, no centro do planalto calcário de Iraquara. Essa zona prevê uma área de influência das grutas (projeção com mais de 250m), onde o uso indicado é exclusivamente permitido à pesquisa científica e ao turismo ecológico, através de trilhas de pedestres e visitação mediante autorização, a depender da sustentabilidade desse uso.

A gestão da APA Marimbus/Iraquara é um dos desafios atribuídos à BAHIATURSA, órgão oficial do turismo no estado da Bahia, fundamentada na co-gestão participativa da União, do Estado, dos municípios envolvidos e da sociedade civil, através de um conselho de acompanhamento de caráter consultivo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Auler, A.S., Farrant, A.R. (1996) A brief introduction to karst and caves in Brazil. *Proceedings of University of Bristol Spelaeological Society*, v.20, n.3, p. 187-200.

Auler, A.S. (1999) *Karst Evolution and Palaeoclimate of Eastern Brazil*. Bristol U.K.: University of Bristol. (Ph.D. Thesis)

Bahiatursa. (1998) *Plano de Manejo da Área de Proteção Ambiental Marimbus-Iraquara - Síntese*. Salvador. 59p.

Cruz JR., F.W. (1998) *Aspectos geomorfológicos e geoespeleologia do carste da região de Iraquara, centro norte da Chapada Diamantina, Estado da Bahia.* São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 108p. (Dissertação de Mestrado)

Dandefer-Filho, A. (1990) *Análise estrutural descritiva e cinemática do Supergrupo Espinhaço, na região da Chapada Diamantina, BA*. Ouro Preto: Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto. (Dissertação de Mestrado)

Dominguez, J.M.L. (1996) As coberturas plataformais do Proterozóico Médio e Superior. In: Barbosa, J.S.F. & Dominguez, J.M.L. *Mapa Geológico do Estado da Bahia - Texto Explicativo.* Superintendência de Geologia e Recursos Minerais. p. 105-142.

Ferrari, J.A. (1990). *Interpretação de feições cársticas na região de Iraquara - Bahia*. Salvador: Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal da Bahia. 96 p. (Dissertação de Mestrado)

Guerra, A. M. (1986) *Processos de carstificação e hidrogeologia do Grupo Bambuí na região de Irecê - Bahia*. São Paulo: Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. (Tese de Doutorado)

Iinda, H.A.V., Barbosa, J.F. (1978) *Texto explicativo para o mapa geológico da Bahia em escala 1:100.000*. Salvador: SGM/CPM. 137p.

Laureano, F.V. (1998) *O registro sedimentar clástico associado aos sistemas de cavernas Lapa Doce e Torrinha, município de Iraquara, Chapada Diamantina, BA*. São Paulo: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 99p. (Dissertação de Mestrado)

Panchout, P.Y., Panchout, J.F. (1995) *Brasil - aventures spéléo souis les tropiques.* Havre: SNAG/Oceanigraphique. 171p.

Rubbioli, E.L. (1995). Iraquara - um novo paraíso espeleológico. *O Carste*, v. 7, n.3, p. 4-10.

Souza, S.L., Brito, P.C.R, Silva, R.W.S. (1993) Estratigrafia, sedimentologia e recursos minerais da Formação Salitre na Bacia de Irecê, Bahia. *Companhia Baiana de Pesquisa Mineral*, v. 2, p. 1-24. (Série Arquivos Abertos)

Tricard, J. & Silva, T.C. (1968) *Estudos de geomorfologia da Bahia e Sergipe*. Salvador: Fundação para o Desenvolvimento da Ciência na Bahia e Imprensa Oficial da Bahia. 167p.

[1,2] Instituto de Geociências-Universidade de São Paulo - Rua do Lago 562, São Paulo-SP, Brasil

[1] laureano@gcsnet.com.br

[2] cbill@usp.br

Lapa dos Brejões - Vereda Romão Gramacho, Chapada Diamantina, BA

Gigantesca caverna e vale cárstico com rico depósito de fósseis do Quaternário

SIGEP 16

Mylène Berbert-Born[1]
Ivo Karmann[2]

A Lapa dos Brejões é uma caverna de grande porte, em extensão e volume, situada na porção norte da Chapada Diamantina, Bahia. Desenvolve-se em calcários neoproterozóicos do Grupo Una (Formação Salitre) ao longo da calha do rio Jacaré, borda nordeste da Bacia Sedimentar de Irecê. A caverna é constituída por dois segmentos, que totalizam 7.750 metros de desenvolvimento (Brejões I e II), separados por uma depressão de abatimento em forma de canyon. Os canyons cársticos abrigam flora e fauna contrastantes à caatinga, compondo uma paisagem especial, pela beleza e significado ecológico. A caverna destaca-se no cenário espeleológico nacional pela grande amplitude de suas galerias, dimensões de seus espeleotemas, volume de suas dolinas de abatimento e pelo vistoso portal de 106 metros de altura, aspectos de inquestionável apelo turístico e que motivaram a criação da APA Gruta de Brejões/Vereda Romão Gramacho. Sua relevância científica fundamenta-se no que seus depósitos químicos e sedimentos fossilíferos podem revelar sobre condições paleoambientais do Quaternário. A cultura popular manifestada nos grandes cultos religiosos sob sua abóbada é expressão de uma eleição "democrática" da sua relevância regional. Tal significado cultural tem seu valor reconhecido, muito embora deva ser minimizada a depredação implícita às grandes aglomerações nesse tipo de ambiente.

Lapa dos Brejões (Brejões Cave) - Vereda João Gramacho, Chapada Diamantina, State of Bahia - Giant cave and karst valley rich in Quaternary fossils

The large Brejões Cave is situated in the northern part of the Chapada Diamantina in Bahia. It was formed in Neoproterozoic limestones of the Salitre Formation of the Una Group, along the Jacaré River Valley at the northeastern margin of the Irecê sedimentary basin. The cave is formed by the two segments: Brejões I and II, which together are 7,750 m long, and are separated by a collapse canyon. The karst canyons host flora and fauna different from those of the surrounding caatinga, and form a special countryside which is both beautiful and has an ecological significance. The cavern stands out in the national speleological context for the sheer size of its galleries and of its speleothems, by the volume of its collapse dolines, and by its impressive 106 m high entrance. All these features have tourist appeal and were the motive for the creation of the Gruta dos Brejões/Vereda Romão Gramacho APA (protected area). Its scientific importance lies in the information on Quaternary paleoclimates which the study of its chemical deposits and fossiliferous sediments may reveal. Large religious meetings are held under its vault, and as popular cultural manifestations show that the cave has been democratically elected to its present place in the regional picture. While the cultural value cannot be denied, the depredation which accompany such huge meetings must be kept to a minimum.

INTRODUÇÃO

A caverna dos Brejões é uma feição geomorfológica de destaque na região centro-norte do Estado da Bahia pelas suas volumosas galerias fluviais subterrâneas que abrigam conjuntos de espeleotemas de grandes dimensões. O mérito cênico pode ser compreendido, já mesmo à distância da caverna, pelo impacto visual do seu pórtico de entrada, que supera 100 metros de altura, avistado do vilarejo de Brejões da Gruta (Figura 1). No interior da caverna há condutos com vãos de até cerca de 150 metros, abertos ao exterior através de clarabóias (dolinas de abatimento) que atingem 100 m de diâmetro.

No contexto das cavernas do país, sua importância científica, histórica e cultural é atestada, tanto pelos depósitos paleontológicos já explorados, como pelas condições promissoras a muitas novas descobertas, e, particularmente, pelo potencial de estudos arqueológicos suscitados pelas pinturas rupestres localizadas nas paredes das entradas de cavernas e vales de abatimento.

No âmbito da paisagem de superfície, há um valor especial no contraste existente entre a caatinga, dominante nos topos aplainados das vertentes, e o conjunto de feições ao longo do curso do rio Jacaré, que inclui a caverna como um trecho subterrâneo deste rio, juntamente com os segmentos de galerias desmoronadas, constituindo *canyons* e dolinas, onde reinam condições atmosféricas mais amenas permissivas à sobrevivência de uma vegetação mais exuberante e verde ao longo de todo o ano, a qual serve de refúgio para a fauna, especialmente as aves.

O valor natural da Lapa dos Brejões é reconhecido e manifestado popularmente pelos cultos religiosos que atraem milhares de pessoas. Sua relevância também é expressa através da criação da Unidade de Conservação-Área de Proteção Ambiental, denominada APA Gruta de Brejões/Vereda do Romão Gramacho.

Figura 1: Localização da Lapa dos Brejões. A) Rede viária de acesso; B) Situação hidrográfica e traçado da Área de Proteção Ambiental APA Gruta de Brejões/Vereda Romão Gramacho; C) Pórtico de 106 metros de altura visto do vilarejo de Brejões da Gruta.

Figure 1: *Localization of the Brejões cave. A) Access roads; B) Hydrographic network and limits of the APA Gruta de Brejões/Vereda Romão Gramacho; C) The 106m high entrance, seen from Brejões da Gruta village.*

LOCALIZAÇÃO E FISIOGRAFIA

A Lapa dos Brejões situa-se na porção norte da Chapada Diamantina - Polígono das Secas- região centro-norte do estado da Bahia, a cerca de 500 km quilômetros da capital Salvador (Figura 1). A caverna desenvolve-se no vale do rio Jacaré, localmente também denominado de Vereda do Romão Gramacho, tributário da margem direita do Rio São Francisco, nas proximidades do ponto que marca a divisa entre os municípios de Morro do Chapéu, João Dourado e América Dourada, na latitude 11º00'42,7"S e longitude 41º25'59,6"W. O Parque Nacional da Chapada Diamantina está localizado cerca de 150 km quilômetros ao sul.

Sob clima semi-árido quente, em altitudes variando de 480 a 560 metros, vegetação de caatinga arbórea/arbustiva densa, desenvolve-se na unidade geomorfológica da Baixada do Rio Jacaré, onde estão embutidos vales cársticos com extensas escarpas calcárias. A manutenção de uma vegetação mais exuberante ao longo do rio Jacaré, relativamente aos terrenos circundantes, é devida à sua perenidade, que desta maneira, resguarda grande diversidade florística e faunística. É uma área com fortes limitações ao uso pelo predomínio de solos rasos (cambissolos eutróficos e litólicos) com elevada pedregosidade em declives acentuados (Rocha & Costa, 1995).

A caverna situa-se na porção norte da borda oriental da Bacia Sedimentar de Irecê, a qual é caracterizada pelo predomínio de sequências carbonáticas com intercalações subordinadas de rochas terrígenas, constituindo a Formação Salitre, unidade neoproterozóica do Grupo Una, Supergrupo São Francisco (Figura 2). A caverna desenvolve-se em calcissiltitos laminados cinzentos com finas intercalações de laminitos algais pertencentes à Subunidade Nova América Inferior, provavelmente relacionada ao início do primeiro ciclo deposicional, dentre os quatro ciclos que constituem a Formação Salitre, segundo Pedreira (1993).

HISTÓRICO

Segundo a população local, a Lapa dos Brejões teria sido descoberta e noticiada em 1877. Sua exuberância morfológica deve ter sido o primeiro foco das atenções, mas logo sobressaiu o grande valor paleontológico dos seus depósitos sedimentares. Os primeiros achados paleontológicos no interior da gruta foram publicados em 1938 pelo padre Camilo Torrendt, mas grande parte do material mencionado por ele foi perdida, segundo Cartelle (1983).

Em 1967 estudantes membros da SEE-Sociedade Excursionista Espeleológica da Escola de Minas de Ouro Preto foram motivados a percorrer os cerca de 1800 quilômetros de distância entre o centro-sul de Minas Gerais e o centro-norte da Bahia, a fim de explorá-la e topografá-la (Le Bret, 1975). Em 1977 foram iniciados estudos sistemáticos pela equipe de paleontologia da Universidade Católica de Minas Gerais, tendo sido coletadas mais de 5 mil peças, pertencentes a preguiças, preguiças-gigantes, mastodontes, tatus, tamanduás, cavalos, roedores, aves, entre outros (Cartelle, 1983).

Em 1995 o Serviço Geológico do Brasil-CPRM descreveu e mapeou a Lapa dos Brejões como parte do Projeto Mapas Municipais-Município de Morro do Chapéu, componente de um programa institucional que visa oferecer orientações básicas aos Planos-Diretores Municipais. O levantamento realizado pelo SGB-CPRM finalizou um mapa da caverna, apresentando um zoneamento interno que aponta as condições atuais de uso e conservação, adequações e restrições à visitação, com base nos parâmetros físicos existentes e numa caracterização preliminar da fauna hipógea (Berbert-Born & Horta, 1995). Tal material vem sendo subsídio para o estabelecimento do Plano de Manejo da APA Gruta de Brejões/Vereda Romão Gramacho.

ASPECTOS SOCIOCULTURAIS E LEGAIS

Manifestações religiosas são relativamente comuns em cavernas. Tais manifestações revelam culturas populares, em geral regidas por condições socioeconômicas e naturais que estimulam a religiosidade. Alguns dos exemplos mais conhecidos estão em regiões muito pobres, como o interior da Bahia e Goiás, e chegam a atrair milhares de pessoas. Em torno dos festejos estabelecem-se delicadas relações de fé, subsistência e degradação natural, cuja análise requer tratamento individualizado (Berbert-Born & Horta, 1995).

A Lapa dos Brejões vive anualmente uma festa religiosa que atrai uma multidão. Há danos ambientais de grande evidência, mesmo em se tratando de um ambiente de amplos espaços. Importantes composições de espeleotemas estão irreversivelmente danificadas por quebra e pisoteio, além da grande carga de lixo e resíduos das oferendas que incidem sobre o ambiente cavernícola. Além das procissões, Brejões recebe visitação permanente ao longo de todo o ano,

Figura 2: Geologia da Bacia Sedimentar de Irecê (Bahia), compilada por Pedreira (1993).
Figure 2: *Geology of the Irecê basin, compiled by Pedreira (1993)*

considerada de pequena escala, mas, ainda assim, sem a devida normatização.

Outras marcas visíveis da ação humana no interior de Brejões relacionam-se às próprias pesquisas científicas, particularmente às investigações paleontológicas, que deixaram valas, trincheiras e pilhas de sedimentos revolvidos. Neste contexto das escavações, nota-se uma deficiência na conservação de testemunhos sedimentares, que possam servir de base para estudos sedimentológicos e estratigráficos, visando recuperar informações paleo-ambientais.

A preocupação sobre os danos ao ambiente cavernícola diz respeito à legislação vigente sobre o tema. O Decreto Federal nº 99.556 de 01/10/1990 afirma que "toda cavidade natural subterrânea penetrável pelo homem é patrimônio cultural brasileiro

Figura 3: Pinturas rupestres ao longo do vale do rio Jacaré . Foto de I. Karmann.
Figure 3: *Example of rock paintings along the Jacaré River valley. (photograph by I. Karmann).*

e, como tal, será preservada e conservada de modo a permitir estudos e pesquisas de ordem técnico-científica, bem como atividades de cunho espeleológico, étnico-cultural, turístico, recreativo e educativo" acrescentando que sua utilização e de sua área de influência deva fazer-se somente dentro de condições que assegurem sua integridade física e a manutenção do respectivo equilíbrio ecológico, sendo obrigatória a elaboração de estudo de impacto ambiental para as ações que possam ser lesivas direta ou indiretamente a essas cavidades (arts. 2º e 3º).

Brejões motivou a criação de uma Área de Proteção Ambiental chamada APA Gruta de Brejões/ Vereda Romão Gramacho, que engloba 11.900ha no entorno da caverna (vide Figura 1), tendo sido atribuído ao Centro de Recursos Ambientais da Bahia (CRA) o poder de supervisão e fiscalização (Decreto Estadual nº 32.487 de 13/11/85).

Em Brejões, além dos vestígios humanos considerados danosos, há também vestígios bem mais antigos da presença do homem, expressos por pinturas rupestres e inscrições históricas junto à entrada da ressurgência do rio e em certos pontos nas escarpas do vale, ainda pouco ou nada estudados (figura 3). Vale salientar que a arte rupestre é considerada mais do que uma manifestação das necessidades relacionadas à sobrevivência material, mas uma manifestação artística que retrata preocupações culturais propriamente ditas, segundo Barberi (1995). É pois, o registro da própria evolução da consciência e intelectualidade humana.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Generalidades

A Lapa dos Brejões é uma das cavernas mais notáveis do Brasil pelas grandes amplitudes de suas galerias, salões, clarabóias, espeleotemas e do seu principal pórtico de entrada, com 106 metros de altura (Figura 4). Um trecho desmoronado (canyon cárstico) divide a caverna em dois segmentos, chamados Brejões I e Brejões II, que juntos totalizam 7.750 metros de desenvolvimento (Figura 5). Ao longo do canyon há abrigos sob rocha e alguns sítios de pinturas rupestres.

Brejões I é a parte principal, em cujos 6.570 metros de amplas galerias estão concentrados os espeleotemas e as feições morfológicas mais impressionantes, entre elas, duas dolinas de abatimento conformando gigantescas clarabóias. São feições cilíndricas com a base maior que o topo que atingem 100 metros de diâmetro, ocupadas por grandes pilhas de blocos de rocha e imensos pilares escorados às paredes (Figura 6).

Brejões I é o trecho à montante do rio e do canyon de abatimento. O rio Jacaré desaparece em um sumidouro cerca de 300 metros antes da entrada principal, reaparecendo no interior da gruta, a cerca de 750 metros da entrada. A partir daí ele percorre no sentido sul-norte toda a extensão da galeria mais ocidental da caverna, até um sifonamento nas proximidades da "2ª clarabóia", mantendo um fluxo perene tranqüilo com vários remansos.

O curso d'água volta a aflorar no interior de Brejões II, ressurgindo no ambiente externo cerca de 300 metros adiante, junto à entrada principal da lapa dos Brejões II. A partir desta ressurgência, o vale do rio prossegue escarpado por quilômetros, indicando sua origem por abatimento de condutos. Pelo menos duas outras cavidades estão localizadas à jusante, até o momento, não descritas.

No interior da caverna ocorrem também alguns corpos d'água, aparentemente estagnados, situados nos locais mais baixos das galerias, apontando a direção da rota não acessível do rio, correspondendo à zona freática da cavidade.

Morfologia

Brejões I é conformada por duas grandes galerias principais sub-paralelas que chegam a ter 80 metros de altura e até 150 metros de largura. Estes grandes condutos são dominantemente retilíneos com trechos sinuosos, segundo uma direção principal em torno de N30E.

Conexões amplas entre tais galerias atribuem à cavidade uma geometria planimétrica anastomosada. Estes locais de interseção conformam salões largos com piso em desnível íngreme, visto que cada um dos condutos desenvolve-se em nível topográfico distinto. O teto, nas interseções, tem aspecto circular semelhante a uma "cúpula".

O conduto oriental é o mais amplo deles e representa o curso pretérito do rio. Em seções (cortes) transversais, mostra paredes laterais regulares, sem patamares ou bancadas, com silhueta dominantemente triangular, tal como expresso no portal da entrada, ou então retangular a quadrada. De montante para jusante do vale, inicia-se no portal, forma um trecho retilíneo no sentido sul-norte que sofre inflexão brusca para N60W, ainda na zona iluminada. Só após a zona de penumbra, subdivide-se no conduto ocidental, desenvolvido em cota topográfica inferior, ambos assumindo gradativamente o alinhamento principal SW-NE.

Figura 4: Pórtico da Lapa dos Brejões. Pessoa como escala no canto inferior direito da entrada. Foto de E.L. Rubbioli.
Figure 4: *The entrace to Brejões Cave. At the lower left corner of the entrance, the human figure gives a notion of the scale. (Photograph by E. L. Rubbioli).*

No conduto maior são encontrados grandes acúmulos sedimentares, em geral sob pilhas de blocos desmoronados. Os blocos, por sua vez, apresentam-se localmente recobertos ou cimentados por concreções carbonáticas. Nesta galeria principal abre-se uma das gigantescas clarabóias, expressão culminante dos processos de desmoronamento que modificaram a morfologia original do conduto.

Pequenas ramificações laterais apresentam-se, por vezes, totalmente colmatadas por sedimentos clásticos.

O segundo conduto tem amplitudes reduzidas relativamente ao primeiro, com predominância de seções poligonais. Nesse segmento também ocorrem pilhas de blocos de abatimento. No entanto, o volume das pilhas é menor e os blocos tendem a formas placoides losangulares que diferem da morfologia cúbica dos blocos dispostos na galeria principal.

Após o ponto de surgência, o rio segue tangenciando a parede limítrofe a oeste, compondo o ambiente mais jovem da caverna, em pleno processo de entalhamento.

Espeleotemas

Tal como a amplitude de seus espaços, Brejões prima em espeleotemas de grande porte. Algumas associações de estalagmites, escorrimentos calcíticos e represas de travertino ("bolos de noiva") são notáveis pelo tamanho e beleza. Chegam a ter 10 metros de altura e mais de 5 metros de diâmetro, com bacias de bordas bem delineadas, com até 2 metros de profundidade. Entre elas, destaca-se a formação denominada de "altar" (Figura 7), onde são depositadas oferendas e acesas milhares de velas. A cera enegrecida acumulada, aliás, é fator de sua grande depreciação.

Há locais em que as represas de travertino ocupam grandes áreas do piso de galerias. Devido ao porte destas seqüências de travertinos, seus pontos de origem indicam locais de expressivo e contínuo escoamento das águas vadosas rumo ao nível de base. Ao longo da galeria principal, mais antiga, são reconhecidos pelo menos quatro pontos desse tipo: um deles junto ao "altar", outro pouco adiante, de onde deriva todo o concrecionamento do piso próximo ao pórtico, e outros dois, situados no trecho mediano onde estão as principais conexões entre as galerias. A partir deste último ponto, as concreções estendem-se em várias direções, rumo ao conduto ocupado pelo rio.

De um ponto mais elevado do teto, já nas proximidades da "1a clarabóia", provêm escorrimentos carbonáticos de grande porte que assentam-se sobre um espesso pacote sedimentar clástico. Outras ornamentações pontuais devem ser mencionadas, como cones em uma bacia tipo represa de travertino, atualmente seca, estalactites que atingem 13 metros de comprimento ou, em antagonismo, coralóides delicados, pérolas aninhadas, canudos e helictites (vide Figura 5-a,b,c). Onde há estagnação de água, proliferam jangadas (crostas flutuantes).

Em duas galerias menores paralelas às maiores, no extremo leste da cavidade, está a grande concentração dos espeleotemas da caverna (vide Figura 5). É uma zona atualmente quase inativa, quanto à precipitação química, e já fora da área de influência do rio. Nesse segmento estão aglomerados conjuntos fenomenais de espeleotemas: escorrimentos, cortinas, estalactites, estalagmites, colunas, couves-flores e represas de travertino, em inúmeras combinações pelo teto, paredes e piso, com dimensões variando de milímetros a vários metros.

Aspectos evolutivos

A caverna é componente da Província Espeleológica do Bambuí, Distrito de Irecê, segundo a classificação de Karmann & Sánchez (1979). Desenvolve-se em calcissiltitos laminados cinzentos neoproterozóicos da Formação Salitre (Grupo Una).

Ainda não houve um estudo detalhado dos seus depósitos sedimentares interiores ou das feições morfológicas em micro e mesoescala que permita sugerir um histórico da dinâmica erosiva e deposicional do principal agente do entalhe da caverna - o rio Jacaré.

As linhas gerais da evolução de Brejões fundamentam-se atualmente na organização das galerias, em aspectos morfológicos e na distribuição de alguns componentes sedimentares, havendo evidência de que o curso responsável pelo entalhe sofreu variações em seu percurso e vazão no decorrer do rebaixamento do nível de base da região. Isso deve ser compatível com o modelo de evolução geomorfológica e climática regional.

A organização paralelizada das principais galerias aponta uma cronologia de evolução de leste para oeste, com galerias desenvolvendo-se lateralmente em horizontes estratigráficos progressivamente inferiores no sentido W/NW, tal como mostra o perfil ilustrativo da Figura 5, culminando no conduto que hoje é percorrido pelo rio. Alguns trechos de galerias podem ser reconhecidos como antigos meandros, possivelmente decorrentes de modificações na

intensidade do fluxo, sazonais ou "históricas", ou mudanças de rota dirigidas pelo próprio preenchimento sedimentar. Atualmente, a variação na vazão do rio gera planícies de inundação onde há erosão de blocos desmoronados.

Trechos amplos das galerias mais antigas apresentam-se totalmente preenchidos por sedimentos, que podem, talvez, vir a ser correlacionados aos estágios de fluxos de detritos constatados nas cavernas da região de Iraquara, por Laureano (1998).

O entalhe mais recente, evidenciado nas galerias inferiores, aparenta uma tendência de evolução mais lateral, do que vertical. O padrão de blocos de abatimento placóides predominantes nos níveis inferiores da caverna, em contraste aos blocos cúbicos dos níveis superiores, assim como a morfologia dos condutos inferiores com seções transversais de perfil horizontalizado, são atribuídos a um controle litológico definido por horizontes inferiores com laminação mais penetrativa e fina, marcada por superfícies de estratificação e intercalações argilosas, e horizontes superiores, mais maciços e menos laminados.

De modo geral, nota-se um condicionamento estrutural por fraturas subverticais, tanto em feições de pequena escala, como nos trechos retilíneos de amplas galerias e do vale de abatimento. Nas galerias inferiores, a influência das laminações subhorizontais é mais evidente, quando analisados a geometria dos condutos e a dinâmica de entalhe e de ampliação da caverna.

Com os dados disponíveis, propõe-se uma evolução singenética desta cavidade, onde a iniciação e ampliação freática, pouco desenvolvida (ou pouco acessível), no topo dos altos condutos, foi seguida por um entalhamento vadoso com cerca de 80 a 100 m de desnível, acompanhado de alargamento lateral, com cerca de 100 m de largura máxima. A morfologia original dos condutos é pouco preservada, predominando a forma alterada por abatimento.

Figura 5: Mapa planimétrico, seções transversais e perfil esquemático da Lapa dos Brejões I e II; a) Estalagmites e represas de travertino de grande porte, com pessoa como escala; b) Conjunto de estalactites, estalagmites, colunas e escorrimentos calcíticos, com pessoa como escala; c) Detalhe de pérolas de calcita aninhadas em represa de travertino; d) Blocos tabulares desmoronados no conduto do rio, com realce da geometria losangular. Fotos de M. Berbert-Born.

***Figure 5**: Plan, transverse sections and a schematic profile of Lapa dos Brejões I & II; a) Large-scale stalagmites and travertine dams, with a human figure for scale; b) A group of stalactites, stalagmites, columns and calcite flowstones, with a figure for scale; c) Detail of nested calcite cave pearls in a travertine dam; d)Tabular blocks fallen into the river conduit, emphasizing the rectangular shape. (Photos by M. Berbert-Born).*

Sedimentos e material fossilífero

Um desnível com cerca de 15 metros de altura interrompe abruptamente a continuidade do piso da galeria principal da caverna. Tal desnível caracteriza uma seção erosiva de um espesso depósito sedimentar, que representa, qualitativamente, o acúmulo de sedimentos clásticos mal-selecionados, recobertos por concreções químicas e espeleotemas.

Neste pacote sedimentar, ainda desconhecido

CONVENÇÕES
Parede da caverna
Contorno da dolina
Blocos desabados
Desníveis abruptos
Água / fluxo d'água
Principais concentrações de espeleotemas
Principais rotas de visitação
Altar religioso
Cortes transversais dos condutos
Contorno externo (vale de desmoronamento)
N
0 50 100m
Ressurgência
BREJÕES I
BREJÕES II
D
A
2ª dolina
C
1ª dolina
E
Zona "fóssil"
Vale de desmoronamento ("canyon")

A

B

C

3 cm

D

1 m

do ponto de vista sedimentológico, salienta-se um importante conteúdo fossilífero, conforme evidenciado pelo material já coletado por pesquisadores da PUC de Minas Gerais, em diversos locais da caverna, no ano de 1977. Este material consta de 1.500 peças pertencentes a 17 indivíduos de *Paleolama* sp (lhama), material de 6 indivíduos de *Nothrotherium maquinense* (preguiça), *Eremotherium laurillardi* (preguiça-gigante), restos de 3 indivíduos de *Glossotherium (Ocnotherium) giganteum* (preguiça), 4 indivíduos de *Pampatherium humboldti* (tatu-gigante), 1.000 peças de aves, 2 indivíduos de *Myrmecophaga tridactyla* (tamanduá-bandeira), *Coendou sp* (ouriço-cacheiro), *Lutra sp* (lontra), roedores, veados, mastodontes, porcos-do-mato, cavalos, antas e morcegos (Cartelle, 1983).

IMPACTO AMBIENTAL

Situação e recomendações

Ao longo da caverna existem várias trilhas e um caminho principal, relativamente bem marcado, sobre as pilhas de blocos desmoronados e espeleotemas, que corresponde a um percurso fácil entre a entrada principal e o canyon, passando pelas duas clarabóias (vide Figura 5-a). Em suma, há trânsito nos diversos

Figura 6 (esquerda): Dolina de abatimento conformando a chamada "2ª Clarabóia". Notar estalactite junto a margem superior da foto e pessoa como escala no canto inferior esquerdo. Foto de M. Berbert-Born.

Figure 6 *(left): The collapse doline of the 2nd skylight. Note the stalactite near the upper border of the photo, and the figure for scale in the lower left corner. (Photo by M. Berbert-Born).*

Figura 7 (direita): Represa de travertino," bolo de noiva" ou "altar", um dos principais espeleotemas da caverna e uma ocorrência de morfologia notável desse tipo de espeleotema, no contexto nacional. Encontra-se em processo de depredação pelo acúmulo de cera de velas, quebra e pichações. Foto de J. Allievi.

Figure 7 *(right): Travertine dams, "wedding cake" or the "altar", one of the main spelethems of the cave, and an exceptionally fine national example of this type of speleothem. It is undergoing depredation through the accumulation of candle wax, breakages and scribblings. (Photo by J. Allievi).*

trechos da caverna, sejam eles parcialmente iluminados pela luz natural ou absolutamente escuros. Com isso, há pichações e lixo por toda parte, embora concentrem-se mais nas zonas claras e ao longo do percurso principal.

Pela conotação religiosa, foram instalados altares rudimentares onde são acomodadas imagens, estatuetas, velas e oferendas, onde há maior aglomeração de pessoas. Julga-se não haver maiores restrições para os altares já estabelecidos no salão da entrada, já que o local é bastante amplo para comportar grande número de pessoas, salvo a necessidade de orientação sobre as pichações, o lixo e a queima de fogos de artifício. O mesmo não se pode dizer para o altar estabelecido sobre a grande estalagmite existente a cerca de 500 metros da entrada ("bolo-de-noiva"). Tal espeleotema (vide Figura 7) é reconhecido como uma das principais feições da caverna e um representante de destaque das riquezas ornamentais subterrâneas do país. Encontra-se em local pouco espaçoso para comportar acúmulo de pessoas, o que causa destruição dos delicados contornos das represas de travertino.

Outro local de intensa degradação é o chamado "trecho fóssil" (galerias orientais), onde há a maior concentração de espeleotemas. O trânsito nesse segmento merece restrições. Recomenda-se o levantamento e caracterização detalhada de cada conjunto de ornamentos e um zoneamento especial do trecho, que controle e oriente a visitação. Sem que se faça necessário qualquer alteração no ambiente natural, quer seja pela movimentação dos objetos existentes ou pela implantação de objetos estranhos a ele, uma solução simples pode ser o acompanhamento da visitação por um guia capacitado e equipado, aplicável também a outras partes interessantes da gruta (Berbert-Born & Horta, 1995).

Salienta-se que para qualquer tipo de manejo da área são imprescindíveis estudos de impacto ambiental multidisciplinares que compreendam a gruta propriamente dita e também o seu entorno, que inclui o levantamento dos componentes da fauna e flora. Estes estudos devem apontar com clareza a "capacidade de carga" do sistema, suas restrições e adequações a termos espaciais e temporais. E, finalmente, as comunidades próximas devem ser sempre consideradas e convidadas à participação, e os resultados voltados especialmente ao seu benefício.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barberi, M. -1995- Arqueologia. *In:* Rocha, J.A. e Costa, I.V.G. (org.) -1995- *Município de Morro do Chapéu (BA)*. Salvador, CPRM. p. 203-213 (Projeto Mapas Municipais-Informações Básicas para o Planejamento e Administração do Meio Físico).

Berbert-Born, M. -1995- Lapa dos Brejões: Mapa de trilhas, acidentes, distribuição de espeleotemas e impacto antrópico. *In:* Rocha, J.A. e Costa, I.V.G. (org.) -1995- *Município de Morro do Chapéu (BA)*. Salvador, CPRM. Mapa (Projeto Mapas Municipais-Informações Básicas para o Planejamento e Administração do Meio Físico).

Berbert-Born, M. e Horta, L. S. -1995- Espeleologia. *In:* Rocha, J.A. e Costa, I.V.G. (org.) 1995. *Município de Morro do Chapéu (BA)*. Salvador, CPRM. p. 158-202 (Projeto Mapas Municipais-Informações Básicas para o Planejamento e Administração do Meio Físico).

Cartelle, C. -1983- Tesouro fóssil no sertão baiano. *Ciência Hoje*, 1(5):36-43.

Karmann, I. e Sánhez, L. E. -1979- Distribuição de rochas carbonáticas e províncias espeleológicas do Brasil. *Espeleo-Tema,* 13: 105-167.

Karmann, I. e Sánhez, L. E. -1986- Speleological Provinces in Brazil. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DE ESPELEOLOGIA, 9. Barcelona, 1986. *Comunicaciones...* v.1 p.151-153.

Laureano, F. V. -1998- *O registro sedimentar clástico associado aos sistemas de cavernas Lapa Doce e Torrinha, município de Iraquara, Chapada Diamantina (BA)*. São Paulo, 98p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

Le Bret, M. -1975- *Merveilleux Bresil souterrain*. Vestric, Editions de l'Octogone. 235 p.

Pedreira, A.J. (org.) -1993- *Estratigrafia, sedimentologia e recursos minerais da Formação Salitre na Bacia de Irecê, Bahia*. Salvador, CBPM. 24p. (Série Arquivos Abertos 2).

Pinheiro, R. V. L. -1988- Nova Proposta para classificação de Províncias Espeleológicas. *In:* CONGRESSO DE ESPELEOLOGIA DA AMÉRICA LATINA E DO CARIBE, 1. Belo Horizonte, 1988. *Anais*...p.220-222.

Rocha, J. A. e Costa, I. V. G. (org.) -1995- *Município de Morro do Chapéu (BA)*. Salvador, CPRM. (Projeto Mapas Municipais-Informações Básicas para o Planejamento e Administração do Meio Físico).

[1] CPRM-Serviço Geológico do Brasil -
SGAN 603 Conj.J Parte A 1º andar
70830-030 Brasília-DF
Telefone (061) 426-5252 - Fax 225-3985
berbert@terra.com.br

[2] Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo
CP 1134805422 - São Paulo SP
Telefone (011) 818-39 43
Fax (011) 818 42 07
ikarmann@usp.br

SÍTIOS ESPELEOLÓGICOS

1.	**Gruta da Igrejinha**	**11°04'29"S, 41°23'56"W**
2.	**Gruta dos Brejões I**	**11°00'24"S, 41°26'10"W**
3.	Lapa Arrecife do Bião	10°59'53"S, 41°26'07"W
4.	Abrigo Sítio da Ressurgência	10°59'09"S, 41°26'10"W
5.	**Gruta dos Brejões II**	**10°59'08"S, 41°26'06"W**
6.	Gruta da Trilha da Bocana	10°59'06"S, 41°25'55"W
7.	Abrigo Sítio da Bocana II	10°59'03"S, 41°25'59"W
8.	Abrigo Sítio da Bocana I	10°59'02"S, 41°26'01"W
9.	Abrigo Paredão Leste I	10°59'02"S, 41°26'09"W
10.	Gruta Ninho da Águia	10°58'53"S, 41°26'10"W
11.	Grande Abrigo das Pinturas	10°58'41"S, 41°26'28"W
12.	Gruta Desconhecida I	10°58'02"S, 41°26'01"W
13.	Gruta Desconhecida II	10°58'02"S, 41°28'01"W
14.	Sítio da Mamona I	10°58'41"S, 41°27'47"W
15.	Sítio da Mamona III	10°58'45"S, 41°27'57"W
16.	Gruta do Espelho	10°58'56"S, 41°28'17"W
17.	Gruta Atrás do Espelho	10°59'02"S, 41°28'24"W
18.	Gruta Manga I	10°58'57"S, 41°28'31"W
19.	Abrigo Lapinha	10°59'03"S, 41°29'08"W

Fonte: CECAV (atualização 01/11/2011)
Exceto pontos 1 e 5, tomados em GPS (erro aprox. 8m)

Imagem Google Earth 30/06/2009

Berbert-Born & Karmann, fev/2012

SIGEP 016 - Lapa dos Brejões
Área de Proteção Ambiental
APA Gruta de Brejões -
Vereda do Romão Gramacho, Bahia
Decreto Estadual nº 32.487 de 1985
Resolução CEPRAM 3.047 de 2002
N
2 km
VÉRTICE 1
11°04'51"S, 41°22'34"W
VÉRTICE 2
10°56'10"S, 41°25'41"W
VÉRTICE 3
10°57'26"S, 41°29'18"W
VÉRTICE 4
11°06'07"S, 41°26'11"W
rio Jacaré
4,07 km
Image © 2012 GeoEye
Image © 2012 CnesSpot
ZPR - Zona de Proteção Rigorosa. Permitidas atividades que não requeiram o uso direto dos recursos naturais, como estudos e pesquisas técnico-científico, educação ambiental, visitação contemplativa e ecoturismo. Permitida instalação de pequenas estruturas de apoio para o ecoturismo, como trilhas ecológicas, mirantes e quiosques, mediante anuência prévia do órgão gestor da APA. Expressamente proibidas atividades que importem em descaracterização da fauna, flora e demais atributos especiais e peculiares.
ZVS - Zona de Vida Silvestre. Preservação total dos ecossistemas. Proibida qualquer modificação no ambiente natural além da recuperação das áreas degradadas. Permitidas atividades técnico-científicas e de Educação Ambiental.
ZAG - Zona Agropastoril. Permitidas as atividades agropastoris de subsistência, extrativismo controlado e atividades econômicas artesanais. Agricultura alternativa sem queimadas, agrotóxicos ou outros produtos que possam danificar ou contaminar o solo ou as águas, com acompanhamento do órgão gestor da APA. Parcelamento do solo apenas através de parcelas rurais (módulo mínimo regional do INCRA).
ZVT - Zona de Vocação Turística. Atividades turísticas respeitando as peculiaridades do Núcleo Urbano Consolidado. Permitidos equipamentos ao turismo de baixa densidade, como pousadas, hotéis ecológicos, serviços de apoio. Os projetos deverão apresentar solução para saneamento básico, sistema viário e energia elétrica, de arborização e tratamento paisagístico que priorize as espécies nativas. Deverão ser apresentados estudos de inserção dos projetos na paisagem dominante. Incentivo à revegetação com espécies nativas e adequadas aos ecossistemas locais.
NPR - Núcleo Populacional Rural. Atividades concordantes ao Plano Diretor do Município ou, quando não houver, ao Código de Urbanismo e Obras e à legislação ambiental vigente. Deverão ainda, respeitar a área de preservação permanente nas margens dos rios, bem como apresentar soluções compatíveis de esgotamento sanitário e drenagem.
Não substitui o texto original do Anexo I da Resolução CEPRAM 3.047 de 2002
Berbert-Born & Karmann, fev/2012
228000
230000
232000
234000
236000
238000
240000
10°56'09"S
11°00'31"S
11°03'47"S
8790000
8788000
8786000
8784000
8782000
8780000
8778000
8776000
8774000
8772000
41°28'13"W
41°26'04"W
41°23'53"W

SIGEP 016 - Lapa dos Brejões

Área de Proteção Ambiental
APA Gruta de Brejões - Vereda do Romão Gramacho, Bahia

Decreto Estadual nº 32.487 de 1985
Resolução CEPRAM 3.047 de 2002

Projeção aproximada das galerias da Lapa dos Brejões, em superfícies do Google Earth - planta e perspectiva. Imagens de 30/06/2009.

Contexto geográfico do Vale do rio Jacaré (Vereda do Romão Gramacho). Divisa entre os municípios de São Gabriel, João Dourado e Morro do Chapéu, Bahia

Berbert-Born & Karmann, fev/2012

Caverna Aroe Jari, Chapada dos Guimarães, MT

Raro exemplo de caverna em arenito

SIGEP 30

Leonardo Borghi[1]
Márcio Ivan Carvalho Moreira[2]

A caverna Aroe Jari, localizada na Chapada dos Guimarães, ao Norte do Estado de Mato Grosso, é um exemplo bom e raro de caverna formada em rochas sedimentares siliciclásticas. A caverna ocorre nas formações Alto Garças e Vila Maria (Grupo Rio Ivaí), de idade ordovício-siluriana, na bacia do Paraná, em sua borda Noroeste. Outras cavernas além da Aroe Jari, ocorrem nas proximidades (Lagoa Azul e Kiogo Brado). A gênese dessas cavernas é atribuída à maior resistência dos diamictitos da Formação Vila Maria à erosão superficial, os quais sustentam o relevo local e caracterizam o teto da caverna; e à erosão por *piping* dos arenitos e conglomerados das formações Vila Maria inferior e Alto Garças superior, os quais caracterizam as paredes e piso das cavernas. O mecanismo de *piping* é conseqüência da alta friabilidade das rochas dessas formações devido a um fraturamento regional (N70ºE), e decompactação dessas unidades mais basais da bacia do Paraná.

Aroe Jari Cave, Chapada dos Guimarães, State of Mato Grosso - A rare example of cave in sandstones

The Aroe Jari Cave, located in the Chapada dos Guimarães Plateau, Northern Mato Grosso State, is a rare and good example of cave in siliciclastic sedimentary rocks. It occurs in the Ordovician-Silurian Alto Garças and Vila Maria formations (Rio Ivaí Group) of the Paraná Basin, at its Northwestern Border. Other caves than the Aroe Jari are also registred nearby (Lagoa Azul and Kiogo Brado). Their genesis is attributed to the resistence of the Vila Maria Formation diamictites to surface erosion, which sustain the local relief and characterize the ceiling of the cave; and to the erosion by piping of the lower Vila Maria and upper Alto Garças formations sandstones and conglomerates, which characterizes the walls and floors of the caves. Piping is consequence of a high friability of the rocks due to regional fracturing (N70ºE), and to lithostatic unload of these lowermost lithostratigraphic units of the Paraná Basin.

INTRODUÇÃO

A caverna Aroe Jari encontra-se no domínio fisiográfico da Chapada dos Guimarães e no domínio geológico da bacia sedimentar do Paraná. Este sítio possui importância geológica por conter significativas exposições das formações Alto Garças e Vila Maria, para quais os autores propõem respectivamente um lectoestratótipo e um paraestratótipo; importância geomorfológica por tratar-se de cavernas em arenitos, o que raramente se observa no modelado do relevo; importância paleontológica por conter riqueza icnofossilífera; e, por fim, espeleológica por tratar-se de uma caverna em rochas sedimentares siliciclásticas, fato incomum.

Além dessa caverna, outras ocorrem nas proximidades, tais como a do Lago Azul, que apresenta um espelho de águas cristalinas ("azuis"), e a Kiogo Brado, constituindo um sistema de cavernas das quais a Aroe Jari é a mais renomada. Essas outras cavernas também merecem tratamento no contexto do sítio.

Apenas as cavernas Aroe Jari e a Kiogo Brado são cadastradas pela SBE – Sociedade Brasileira de Espeleologia, respectivamente sob os números SBE MT-038 e SBE MT-037.

LOCALIZAÇÃO

A caverna Aroe Jari localiza-se no Município de Chapada dos Guimarães (Figura 1), Estado de Mato Grosso, entre as cabeceiras dos córregos Aricá-Açu, Caveira e Monjolinho (Lat. 15°36'26" S, Long. 55°29'30" W Gr).

O acesso à caverna pode ser feito a partir da Cidade de Chapada dos Guimarães através da Rodovia MT-251 (não pavimentada), em um percurso de 28 km até o entroncamento com a Rodovia MT-301; nesta rodovia seguem-se 4 km até a entrada da fazenda Nossa Senhora Medianeira; a partir da entrada dessa fazenda seguem-se cerca de 14 km para sul, cruzando-se as cabeceiras dos rios Caveira e Monjolinho, sucessivamente. Os três últimos quilômetros são percorridos apenas à pé, por trilha. A caverna Aroe Jari possui dois acessos, dos quais o primeiro é logo alcançado seguindo-se a drenagem do córrego Monjolinho a montante, e, o segundo, caminhando-se por trilha, à direita da primeira entrada para Sudoeste. As demais cavernas são alcançadas também seguindo-se continuamente pela trilha para Sudoeste (sucessivamente alcançando-se a do Lago Azul e a Kiogo Brado).

HISTÓRICO

Em termos de ocupação humana, a caverna Aroe Jari (também conhecida como Gruta das Almas ou Caverna do Francês) pode ter sido freqüentada em diversos momentos por indígenas, desde tempos pré-históricos. Entretanto, o único registro físico dessa ocupação são cemitérios mais recentes dos índios Bororo e Caiapó, que habitavam a Chapada dos Guimarães quando da colonização da região pelo europeu. Diversos relatos populares fazem crer que essa e as demais cavernas fossem conhecidas desde o final do século passado por tropeiros e habitantes locais. Todavia, os primeiros relatos científicos podem ser atribuídos ao espeleólogo Ramis Bucair, que a teria visitado no início da década de 70, segundo trabalhos de Maria Lúcia Pardi sobre sítios arqueológicos da Chapada dos Guimarães. Em meados da década de 80, Tércio Soares Barreto relata o mapeamento e topografação detalhados da caverna realizados pela SBE. (Mattos, 1999).

Do ponto de vista geológico, apesar da bacia do Paraná apresentar um bom nível de conhecimentos geológicos, os seus afloramentos da região de Chapada dos Guimarães, na sua borda Noroeste, ainda são bem pouco conhecidos e discutidos. Nessa região, segundo a literatura geológica comum, afloram as formações Furnas, Ponta Grossa, Botucatu e Bauru, e uma "cobertura detrito-laterítica". Entretanto, Borghi & Moreira (1996), em trabalhos de campo do projeto "Revisão Estratigráfica da Seqüência Basal da Bacia do Paraná" da UFRJ, desenvolvidos nos municípios de Chapada dos Guimarães, Campo Verde e Santo Antônio do Leverger, parte oriental da região da Chapada dos Guimarães, revelaram a ocorrência inédita de um intervalo estratigráfico representado pelas formações Alto Garças e Vila Maria, pertencentes ao Grupo Rio Ivaí, em inconformidade sobre o Grupo Cuiabá (embasamento) e em discordância sob as formações Furnas e Ponta Grossa, do Grupo Paraná.

Esse intervalo estratigráfico do Paleozóico Inferior, o qual as cavernas aqui descritas entalham, era erroneamente atribuído à Formação Furnas desde os mapeamentos de Oliveira & Mühlmann (1965, 1967). Tal fato deve-se à similaridade litológica entre essas unidades litoestratigráficas, onde mesmo os diamictitos presentes na Formação Vila Maria são passíveis de serem descritos como arenitos com grânulos e seixos, não se destacando obviamente das litologias da Formação Furnas.

Figura 1. Mapa geológico regional contendo o sítio das cavernas (Ponto 1) com a localização dos pontos e toponímia citados nesse trabalho (1, sítio da caverna Aroe Jari; 2 escarpas próximas ao sítio da caverna Aroe Jari; 3, escarpas da fazenda Serrinha; 4, morro do Ranchão; 5, Torrinhas). (Modificado de Borghi & Moreira, 1998a)

Figure 1. *Regional geological map showing the caves site (Point 1) and the localities and toponimy mentioned in this paper. (1, Aroe Jari Cave site; 2, scarps near the Aroe Jari Cave site; 3, scarps of the Serrinha Farm; 4, Ranchão Hill; 5, Torrinhas). After Borghi & Moreira, 1998a.*

GEOLOGIA DA REGIÃO

No sítio das cavernas, Borghi & Moreira (1998a) mapearam o Grupo Rio Ivaí. Este grupo, foi proposto por Assine *et al.* (1994) para identificar a sucessão de arenitos da Formação Alto Garças, diamictitos da Formação Iapó, e folhelhos e arenitos da Formação Vila Maria, que ocorrem em inconformidade acima do embasamento da bacia (Pré-cambriano), e estratigraficamente abaixo da Formação Furnas (Devoniano, base do Grupo Paraná), em contato discordante (Figura 2). O Grupo Rio Ivaí é abarcado pelo intervalo temporal de 460 a 420 milhões de anos, envolvendo o final do Período Ordoviciano e início do Período Siluriano (início do Paleozóico).

Formação Alto Garças

A Formação Alto Garças foi formalizada por Assine *et al.* (1994) para designar a seção predominantemente arenítica que ocorre estratigraficamente acima do embasamento da bacia do Paraná e abaixo da Formação Iapó, em contato discordante, nos poços 2-AG-1-MT (Alto Garças) e 2-RI-1-PR (Rio Ivaí), ambos da PETROBRAS.

Na região das cavernas, a Formação Alto Garças forma uma escarpa abrupta (primeira escarpa), acima da Baixada Cuiabana, de direção NW-SE, com altimetria em torno de 600 m, a qual se estende desde as cabeceiras do rio Formosa, no Município de Chapada dos Guimarães, até as cabeceiras do córrego Aricá-Mirim, no Município de Campo Verde (Figura 1). Tem suas melhores exposições nas escarpas próximas às cavernas (Figura 1, ponto 2), no Município de Chapada dos Guimarães e na localidade de Torrinhas (Figura 1, ponto 5), no Município de Campo Verde, onde esta alcança a espessura de cerca de 40 m. Além dessas localidades, a Formação Alto Garças ocorre no morro do Ranchão (Figura 1, ponto 4), um morro testemunho a SW da região das cavernas, no Município de Santo Antônio do Leverger.

Na região, a Formação Alto Garças posiciona-se em inconformidade sobre o embasamento, representado por filitos do Grupo Cuiabá ou em discordância sobre o "arenito Campo Verde" (*sensu* Borghi & Moreira 1998b), e em discordância sob os

conglomerados basais da Formação Vila Maria (*sensu* Faria 1982), esta associada a um limite de seqüências de tipo 1, segundo Borghi & Moreira (1997) (Figura 2). Em termos faciológicos (Figura 3), a Formação Alto Garças está representada, na base, por fácies de conglomerado maciço, e para o topo, por fácies de arenito maciço, arenito com laminação plano-paralela em camadas tabulares e arenitos com *Skolithos linearis* (icnofácies *Skolithos*) interpretadas como o registro de um sistema marinho raso arenáceo. (Moreira & Borghi, 1999a.)

Em termos paleontológicos, Borghi *et al.* (1997) identificaram o icnofóssil *Skolithos linearis* HALDEMAN, 1840, como característico da Formação Alto Garças na região de Chapada dos Guimarães. O icnofóssil ocorre em uma densa assembléia comumente designada de "piperock", que

Figura 2. Coluna estratigráfica da bacia do Paraná relativa à região de mapeamento da Figura 1. (hachuras verticais=hiato e/ou lacuna estratigráfica. (Borghi & Moreira, 1998a).
Figure 2. *Stratigraphic column of the Paraná Basin relative to the mapped area of the Figure 1. (vertical hachures=hiatus and/or lacune). (Borghi & Moreira, 1998a).*

Figura 3. Correlação de perfis estratigráficos na área de estudo. Como datum de correlação, tomou-se a base dos depósitos glaciais (fácies de diamictitos e folhelho com seixo pingado) da Fm. Vila Maria, interpretado com um evento deposicional síncrono. (1A, caverna Aroe Jari entrada NE; 1B, caverna Aroe Jari entrada SW; 1C, caverna da Lagoa Azul; 1D, caverna Kiogo Brado; 2, escarpas da fazenda Serrinha; 4, morro do Ranchão; 5, Torrinhas). (Modificado de Borghi & Moreira, 1998a).
Figure 3. *Stratigraphic correlation in profiles in the region of study. The base of the glacial deposits of the Vila Velha Formation (diamictites and shales with dropped stones) were taken as datum for correlation. (1A, Aroe Jari Cave NE entrace; 1B, Aroe Jari Cave SW entrace; 1C, Lagoa Azul Cave; 1D, Kiogo Brado Cave; 2, scarps near the Aroe Jari Cave site; 3 scarps of the Serrinha Farm; 4 Ranchão Hill; 5, Torrinhas). (Modified from Borghi & Moreira, 1998a).*

exemplifica uma icnotrama monoicnoespecífica, comum da icnofácies *Skolithos* em estratos paleozóicos (Moreira *et al.* 1997), o qual empresta um aspecto "vazado por tubos" ao arenito que o contém.

Formação Vila Maria

A Formação Vila Maria foi formalizada por Faria (1982) para designar uma sucessão de diamictitos, folhelhos e arenitos que afloram no povoado homônimo, no Estado de Goiás, borda Nordeste da bacia (*cf.* Moreira & Borghi, 1999a). Quanto à idade, segundo Gray *et al.* (1985) e Grahn (1992), a Formação Vila Maria é datada do Llandovery (início do Siluriano) com base em palinomorfos.

Assine & Soares (1989) e Assine *et al.* (1994) redefiniram a Formação Vila Maria proposta por Faria (1982) em sua abrangência estratigráfica, excluindo-lhe os diamictitos de sua base. Entretanto, essa proposta de emenda à diagnose da Formação Vila Maria não foi seguida neste trabalho.

Na região (Figura 1), a Formação Vila Maria estende-se pelo platô entre a primera escarpa (Formação Alto Garças) e uma segunda escarpa (Formação Furnas). Apresenta uma espessura média de cerca de 20 m, como observado nas escarpas próximas às cavernas (Figura 1, ponto 2) e na região da fazenda Serrinha (Figura 1, ponto 3). No morro do Ranchão, a Formação Vila Maria apresenta a espessura máxima de cerca de 70 m, representando a sucessão mais completa desta (Figura 1, ponto 4).

A Formação Vila Maria, segundo Moreira & Borghi (1999a), é faciologicamente complexa na região, constituindo-se, da base para o topo, em sucessão, de (Figura 3): (i) conglomerados com estratificação cruzada de um sistema fluvial; (ii) conglomerados e arenitos intercalados em camadas tabulares e arenitos com *Arthrophycus alleghaniensis* (icnofácies *Cruziana*) de um sistema marinho raso rudáceo; (iii) folhelhos com *Chondrites* isp. e *Teichichnus* isp. (icnofácies *Cruziana*), arenitos com laminação cruzada cavalgante e diamictitos de um sistema glácio-marinho; e (iv) arenitos em camadas tabulares, com estratificação cruzada ou com laminação cruzada ondulada, arenitos e folhelhos intercalados em acamamento *flaser*, *wavy* e *linsen*, arenitos com *Arthrophycus alleghaniensis* e *Palaeophycus* isp. (icnofácies *Cruziana*), e arenitos com *Skolithos linearis* (icnofácies *Skolithos*) de um sistema marinho raso arenáceo.

Posiciona-se sobre a Formação Alto Garças em discordância erosiva (limite de seqüências de tipo 1) e sob os conglomerados da Formação Furnas em aparente discordância angular (*cf.* Borghi & Moreira, 1996a, 1998a) (Figura 2).

Em termos paleontológicos, Moreira *et al.* (1999) identificaram os seguintes icnogêneros: *Arenicolites* Salter, 1857, *Arthrophycus* Hall, 1852, *Aulichnites* Fenton & Fenton, 1937, *Chondrites* von Sternberg, 1833, *Diplocraterion* Torell, 1870, *Lockeia* James, 1879, *Palaeophycus* Hall, 1847, *Skolithos* Haldeman, 1840 e *Teichichnus* Seilacher, 1955; Machado *et al.* (1997) identificaram o gênero de biválvio ctenodontídeo *Tancrediopsis* Beushausen, 1895 na região da fazenda Serrinha e no morro do Ranchão; e Mussa *et al.* (1997) descreveram megafósseis de plantas vasculares primitivas na região da fazenda Serrinha, atribuíveis às espécies *Cooksonia hemisphaerica* Edwards, 1979 e *Cooksonia caledonica* Edwards, 1970.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

As diversas cavernas ocorrem muito próximas, em um alinhamento de direção N70ºE, constituindo um sistema, no qual a caverna Aroe Jari (Figura 4a) é a primeira que se observa a NE; seguem-se as caverna do Lago Azul (Figura 4b) e Kiogo Brado (Figura 4c), as quais não possuem conexão física. Todas possuem orientação de maior extensão das galerias na mesma direção do seu alinhamento. Em particular, na caverna do Lago Azul, fraturas na direção N80ºW são muito proeminentes, as quais podem constituir o par conjugado com as fraturas que dão origem às cavernas, sem entretanto, condicionar a formação de nenhuma caverna conhecida.

Em termos litológicos, os diamictitos da Formação Vila Maria, que ocorrem no topo da sucessão estratigráfica das cavernas, sustentam o relevo local e formam as paredes e tetos das cavernas; enquanto que, os conglomerados e arenitos da Formação Vila Maria, que ocorrem em sucessão abaixo dos seus diamictitos, e os arenitos da Formação Alto Garças, extremamente friáveis, dão origem às cavernas por um suposto processo de *piping* e formam as paredes e pisos das cavernas (Figura 5).

Nos diamictitos predomina a classe areia, de granulometria muito fina a grossa, geralmente mal selecionada, por vezes bimodal, de composição quartzosa, considerada como matriz; neles são freqüentes seixos de quartzo branco leitoso, angulosos a subarredondados, e, mais raramente, seixos euédricos

de quartzo hialino e seixos e matacões de filitos e quartzitos. Apesar da ausência de finos na matriz (silte e argila) dos diamictitos, sua má seleção reduz-lhes as características permo-porosas em comparação com as demais rochas da região, o que lhes confere um caráter "impermeável", menos susceptível a erosão. Em termos paleoambientais, estes diamictitos são evidência da glaciação ordovício-siluriana registrada no Gondvana (Caputo & Crowell, 1985).

Os conglomerados da Formação Vila Maria são monomíticos, finos a médios, com megaclastos subangulosos a subarredondados, quartzosos (quartzo leitoso e hialino), cuja matriz é constituída por um quartzo-arenito fino a grosso, mal selecionado, geralmente de grãos angulosos a subarredondados. Em termos paleoambientais, reportam-se ao contexto de uma antepraia superior, sob ação de fortes vagas de tempestade.

Já os arenitos das formações Vila Maria e Alto Garças, quartzosos, cimentados por quartzo, apresentam-se muitas vezes fraturados e com porosidade secundária resultante da decompactação dos estratos por erosão (alívio da carga letostática). Esta situação aumenta as características permo-porosas dos arenitos, o que facilita a sua erosão, no caso por *piping*. Em termos paleoambientais, esses arenitos foram depositados no domínio de antepraia sob ação de ondas com energia variável, desde de tempestades até tempo-bom.

Figura 4: A- Entrada Noredeste da caverna Aroe Jari vista de seu interior; **B-** Caverna da Lagoa Azul. Observam-se ao fundo os arenitos com *Skolithos linearis* da Formação Alto Garças; **C-** Caverna Kiogo Brado. Observam-se claramente o contraste litológico entre os arenitos da Formação Alto Garças, que compõem as paredes da caverna, e os conglomerados e arenitos da Formação Vila Maria que copmpõem seu teto.

Figure 4: A- *Northeastern entrance of the Aroe Jari Cave;* ***B-*** *Lagoa Azul Cave. It is possible to see the sandstones with Skolithos linearis of the Alto Garças Formation;* ***C-*** *Kiogo Brado Cave. It is possible to see the lithologic contrast between the sandstones of the Alto Garças Formation (caves' walls) and the conglomerates and sandstones of the Vila Maria Formation (caves' ceiling).*

Em termos tectônicos, é notável a presença regional de deformações glaciogênicas observadas no intervalo das camadas de diamictitos ou, como na caverna Aroe Jari, no contato desse intervalo com o de arenitos e conglomerados, sotoposto, dentro do contexto da Formação Vila Maria. Neste intervalo as principais estruturas encontradas são dobras em bainha, *boundins*, estrias, falhas de descolamento e superfícies internas de cisalhamento (Moreira & Borghi, 1998). Tais estruturas foram interpretadas como escorregamentos gravitacionais do tipo *slump*, em zona compressional. A vergência das dobras e o sentido de estiramento das estruturas mostram movimentação do *slump* para SSE.

Em termos estratigráficos, as cavernas obedecem um intervalo que cobre a parte basal da Formação Vila Maria (conglomerados, arenitos e diamictitos) e de topo da Formação Alto Garças (Figura 3). Essa cobertura estratigráfica é menor na entrada Nordeste da caverna Aroe Jari e aumenta em direção a SW, sucessivamente, na entrada Sudoeste da caverna Aroe Jari, na caverna do Lago Azul e na caverna Kiogo Brado, à medida que se aproximam as escarpas da borda da bacia (Figura 5). Este fato parece estar relacionado, em termos geomorfológicos, ao desnível de base da drenagem local (bacia de drenagem do rio Aricá-Açu). A discordância entre as formações Alto Garças e Vila Maria pode ser bem observada no teto das cavernas do Lago Azul e Kiogo Brado.

Em termos paleontológicos, são facilmente identificados icnofósseis de *Skolithos* nos arenitos da Formação Alto Garças, particularmente nas cavernas da Lagoa Azul e Kiogo Brado; e de *Arthrophycus* nos arenitos intercalados com conglomerados da Formação Vila Maria, particularmente no teto da caverna do Lago Azul. É notável a abundância em que ocorrem os *Skolithos*, descritos como *piperock* (Moreira *et al.,* 1997).

Figura 5. Correlação de perfis estratigráficos no sítio das cavernas, mostrando a variação da cobertura estratigráfica. Como datum de correlação, tomou-se a base dos depósitos glaciais. Compare com a Figura 3. (A, caverna Aroe Jari entrada Nordeste; B, caverna Aroe Jari entrada Sudoeste; C, caverna da Lagoa Azul; D, caverna Kiogo Brado)

Figure 5. *Correlation of stratigraphics profiles in the caves' site, showing different stratigraphic cover. The base of the glacial deposits of the Vila Maria Formation (diamictites and shales with dropped stones) were taken as datum for correlation. Copare to Figure 3. (A, Aroe Jari Cave Northeastern entrance; B, Aroe Jari Cave Southeastern entrance; C, Lagoa Azul Cave; D, Kiogo Brado Cave).(Modified from Borghi & Moreira 1998a)*

Por fim, Borghi & Moreira (1996b) e Moreira & Borghi (1999b) sugeriram que o sítio da caverna Aroe Jari (Figura 1, ponto 1) fosse adotada como "seção de referência" (lectoestratótipo) da Formação Alto Garças na bacia do Paraná, devido ao seu fácil acesso, excelentes exposições e mapeabilidade. A Formação Alto Garças apresenta muito poucos afloramentos apontados na literatura, ainda questionáveis. A melhor exposição para sua observação é a caverna Kiogo Brado.

Quanto a Formação Vila Maria, seu intervalo inferior, bastante completo e que inclui, distintamente da área-tipo, conglomerados e arenitos na sua base, levaram Moreira & Borghi (1999b) a propor um estratótipo complementar na região (paraestratótipo). A melhor exposição encontra-se na caverna Aroe Jari.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Até meados da década de 80, o sítio da caverna Aroe Jari não demonstrava efeitos de erosão antrópica apreciável. Já a partir da década de 90, o aporte de turistas, inclusive de motoqueiros e jipeiros, trouxe sérios impactos locais pelo constante trilhamento dos caminhos que conduzem às cavernas (*cf.* Mattos, 1999). Este fato esteve associado à divulgação das cavernas na mídia e da valorização do ecoturismo, sem o monitoramento ambiental adequado. Os impactos ambientais hoje são expostos por profundas voçorocas que entalham a paisagem junto aos caminhos.

Em 1989, a caverna Aroe Jari foi incluiuda dentro do "Plano de Reordenamento da Ocupação de Chapada", criado pela FEMA – Fundação Estadual do Meio Ambiente com fundos do Programa Nacional do Meio Ambiente (Mattos, 1999). A região foi considerada área de preservação ambiental pelo Decreto nº 99556/90, implementado pela Portaria n.º 09/97/IBAMA/MT. A primeira ação protecionista foi observada já em 1997 pelos autores, quando uma guarita do IBAMA/MT foi instalada no local, e o acesso, controlado. É interessante mencionar, já nessa época, a presença de uma ONG (Organização Não-Governamental) denominada IPECA – Instituto de Pesquisas Curupira Arara, que vem se empenhando na defesa da região.

O controle do afluxo de visitantes e o uso descontinuado de trilhas alternativas para acesso às cavernas podem ser medidas profiláticas à incidência de voçorocamentos.

AGRADECIMENTOS

Agradecimentos são devidos à FAPERJ (Proc E-26/170.293/99), ao 12º Distrito do DNPM, ao MME/MT pelo apoio de campo, à CPRM/DIDOTE pela cessão de fotografias aéreas do Projeto 63-32-USAF e à Sub-Reitoria de Ensino para Graduados e Pesquisa da UFRJ, que ao longo de quase uma década apoiaram os estudos na região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Assine, M.L. & Soares, P.C. 1989. Correlações nas sequências mesopaleozóicas da bacia do Paraná. *Acta Geologica Leopoldensia*, **12**: 39-48.

Assine, M.L.; Soares, P.C.; Milani, E.J. 1994. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da bacia do Paraná, Sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **24**: 77-89.

Borghi, L. & Moreira, M.I.C. 1996a. Sucessões sedimentares pré-devonianas da bacia do Paraná na Chapada dos Guimarães, Estado de Mato Grosso. *An. Acad. bras. Ci.*, **68**: 276.

Borghi, L. & Moreira, M.I.C. 1996b. A ocorrência inédita do sistema Ordoviciano na bacia do Paraná, em afloramentos de seu bordo Noroeste. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **39**., Salvador, BA, 1996. *Anais*... Salvador, SBG, v.1, p. 145-147.

Borghi, L. & Moreira, M.I.C. 1997. O limite das formações Alto Garças (Ordoviciano) e Vila Maria (Siluriano), na borda Noroeste da bacia do Paraná. *In*: Simpósio Sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, **3**., Barra do Garças, MT. *Boletim de Resumos*... Rio de Janeiro, Gráfica da UERJ, p. 4-5.

Borghi, L. & Moreira, M.I.C. 1998a. Contribuição ao conhecimento do Paleozóico Inferior da bacia do Paraná: mapeamento geológico da região oriental de Chapada dos Guimarães, estado de Mato Grosso. *A Terra em Revista*, **4**: 22–31.

Borghi, L. & Moreira, M.I.C. 1998b. Um possível intervalo estratigráfico sob a Formação Alto Garças (bacia do Paraná), no Estado de Mato Grosso. *An. Acad. bras. Ci.*, **70**(1): 152.

Borghi, L., Moreira, M.I.C.; Fernandes, A.C.S. 1997. Icnotramas da Formação Alto Garças (Ordoviciano) na análise cronoestratigráfica. *In*: Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, **3**., Barra dos Garças (MT), 1997. *Resumos* ... Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia da UERJ–Editora da UERJ, p.3-4.

Caputo, M.V. & Crowell, J.C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. Geological Society of America, *Bulletin*, **96**: 1020-1036.

Faria, A. 1982. Formação Vila Maria - nova unidade litoestratigráfica siluriana da bacia do Paraná. *Ciências da Terra,* **3**: 12-15.

Grahn, Y. 1992. Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil. *Palynology*, **16**: 35-61.

Gray, J.; Colbath, G.K.; Faria, A.; Boucot, A.J.; Rohr, D.M. 1985. Silurian-age fossils from the Paleozoic Paraná Basin, Southern Brazil. *Geology*, **13**: 521-525.

Maack, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. Curitiba, *Arquivos de Biologia e Tecnologia* (IBPT), **II**: 63-154.

Machado, D.M.C.; Kotzian, C.; Borghi, L.; Moreira, M.I.C. 1997. Sobre a ocorrência do gênero *Tancrediopsis* BEUSHAUSEN, 1895 na bacia do Paraná e suas implicações. *In*: Congresso Brasileiro de Paleontologia, **15**., São Pedro, SP, 1997. *Boletim de Resumos*... São Pedro, UNESP, p. 63.

Mattos, J.B., Jr. 1999. *A ocupação humana da caverna Aroe Jari*. Disponível na INTERNET via HYPERLINK http://www.geocities.com/Yosemite/Rapids/4055/ (Arquivo consultado até 21.12.1999)

Moreira, M.I.C. & Borghi, L. 1998. Deformações glaciogênicas na Formação Vila Maria (Siluriano, bacia do Paraná) *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, **40**., Belo Horizonte (MG),1998. *Anais*... Belo Horizonte, SBG, p. 98.

Moreira, M.I.C. & Borghi, L. 1999a. Fácies sedimentares e sistemas deposicionais das formações Alto Garças e Vila Maria na região de Chapada dos Guimarães (MT), borda noroeste da bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*), **29**(3): 419–428..

Moreira, M.I.C. & Borghi, L. 1999b. Revisão estratigráfica do intervalo Ordoviciano–Siluriano da bacia do Paraná. *An. Acad. bras. Ci.*, **71**(4-I): 743–766.

Moreira, M.I.C.; Fernandes, A.C.S; Borghi, L. 1997. *Skolithos* "piperock" nas formações Alto Garças e Furnas (Paleozóico, bacia do Paraná) no Estado de Mato Grosso, Brasil. *In:* Congresso Brasileiro de Paleontologia, **15**., São Pedro, SP, 1997. *Boletim de Resumos*... São Pedro, UNESP, p. 137.

Moreira, M.I.C.; Borghi, L.; Fernandes, A.C.S. 1999. Análise Icnológica do Intervalo Ordoviciano–Siluriano da borda Noroeste da Bacia do Paraná, na região de Chapada dos Guimarães, Estado de Mato Grosso. *In:* Congresso Brasileiro de Paleontologia, **16**., Crato (CE),1999. *Boletim*... Crato, SBP, p.76.

Mussa, D.; Borghi, L.; Moreira, M.I.C. 1997. Uma possível tafoflora pré-Devoniana em Chapada dos Guimarães, borda Noroeste da bacia do Paraná. *In*: Congresso Brasileiro de Paleontologia, **15**., São Pedro, SP, 1997. *Boletim de Resumos*... São Pedro, UNESP, p. 29.

Oliveira, M.A.M. de & Muhlmann, H. 1965. Geologia de semi-detalhe da região de Mutum, Jaciara, São Vicente e Chapada dos Guimarães. Relatório técnico da PETROBRAS, 63p. (Documento interno, N.º 300.)

Oliveira, M.A.M. de & Muhlmann, H. 1967. Observations on the geology of Chapada dos Guimarães, Mato Grosso. *In*: Bigarella, J.J. (ed.), Problems in Brazilian Devonian geology. Curitiba. *Boletim Paranaense de Geociências*, **21/22**: 57-61.

[1,2] Universidade Federal do Rio de Janeiro,
Instituto de Geociências, Departamento de
Geologia, 21949-900,
Rio de Janeiro, RJ

Poço Encantado, Chapada Diamantina (Itaetê), BA

Caverna com lago subterrâneo de rara beleza e importância científica

SIGEP 91

Ivo Karmann[1]
Ricardo Galeno Fraga de Araujo Pereira[2]
Liana de Figueiredo Mendes[3]

Na região central do Estado da Bahia, borda leste da Chapada Diamantina, ocorre um extenso planalto carbonático, drenado pela bacia do Rio do Una, no qual se insere o Poço Encantado, uma caverna de aspecto singular e rara beleza, que atrai uma média de 7.000 visitantes por ano. A caverna do Poço Encantado é uma feição cárstica desenvolvida em dolomitos do Grupo Una, dotada de grande relevância científica, uma vez que se trata de um local de observação direta do nível d'água, através de um grande e profundo lago, ilustrando um dos padrões morfológicos típicos de cavernas da região (salões de abatimento em fundos de depressões que levam ao nível d'água), servindo de abrigo para uma espécie de bagre cego (Subfamília Heptapterinae) endêmico da região da Chapada Diamantina, o que torna esta caverna de especial importância para preservação.

A caverna está situada no fundo de uma dolina. No seu interior encontra-se um salão, com um lago de águas cristalinas e tons azulados com eixo maior de 110m e até 60m de profundidade. A morfologia dominante na caverna é de abatimento com um padrão em rede parcialmente preservado. Nos meses de abril a setembro um facho de luz solar penetra através do pórtico de entrada, compondo um cenário que representa um dos mais conhecidos cartões postais da Chapada Diamantina.

Poço Encantado Cave, Chapada Diamantina (Itaetê) State of Bahia - Cave with a lake of special beauty and scientific importance

The Poço Encantado cave lies in the Una river basin formed over an extensive carbonatic plateau along the eastern border of the Chapada Diamantina range in central Bahia State. The cave has a special beauty attracting an average of 7,000 visitors per year. It is a karstic feature developed in the Late Proterozoic dolomites of the Una Group. Characterized by a large and deep lake, it is an example of one of the most frequent cave patterns of the region, with large breakdown chambers which reach and continue below the water table. This lake is the habitat of an endemic species of troglobitic fish (Subfamily Heptapterinae), which makes this cave of special importance for environmental preservation.

The cave is localized at the bottom of a doline. Two morphological zones compose the cave: a large breakdown chamber with a lake of crystalline water 110m long, 90m wide and 60m, deep and a zone of network conduits modified by breakdown. Between the months of April and September the solar light reaches the lake, turning the water in a deep blue color and composing one of the best known postcard pictures of the Chapada Diamantina.

INTRODUÇÃO

O Estado da Bahia possui um rico patrimônio espeleológico, principalmente sobre as rochas carbonáticas dos Grupos Bambuí e Una, com cavernas como a Toca da Boa Vista, com cerca de 80 km de desenvolvimento (Auler e Farrant, 1996). O maior número de cavernas ocorre na região central do estado, sobre planaltos carbonáticos do grupo Una, adjacentes à serrania dos metarenitos da Chapada Diamantina, como a região de Iraquara, no setor oeste da Chapada, hoje com uma das maiores concentrações de cavernas por unidade de área e cavernas com até 17km de galerias, a exemplo do sistema Lapa Doce. A caverna do Poço Encantado está inserida no contexto da borda leste da Chapada Diamantina, bacia do rio Una, que em contraste ao setor oeste, possui um número menor de cavernas e exibe um padrão morfológico mais freqüente de cavernas com grandes salões de abatimento, onde aflora o nível dá água com vistosos lagos subterrâneos. A maior caverna conhecida no carste da bacia do rio Una é a Lapa do Bode, com cerca de 5,3 km de desenvolvimento planimétrico. O Poço Encantado deve seu nome ao fenômeno de iluminação do lago que ocorre entre os meses de abril a setembro, quando um facho de luz solar vindo através do pórtico de entrada da caverna penetra no lago iluminando-o com uma intensa coloração azulada, permitindo visualizar quase todo seu fundo (Figura 1).

LOCALIZAÇÃO

O Poço Encantado localiza-se na região central da Bahia (Figura 2), município de Itaetê, sendo dotado de rodovia asfaltada até a sua entrada. A caverna situa-se na margem esquerda do Rio Una e seu acesso é feito através de uma trilha que contorna a parede de uma dolina de colapso, a qual ocupa o topo de uma elevação. O acesso se dá através de uma pequena entrada lateral, equipada com escadas de madeira e pedra, com corrimões rústicos, improvisados com cordas. O primeiro salão é iluminado por lampiões à gás. O trecho do segundo salão que permite a visualização do lago apresenta iluminação natural que penetra na caverna.

HISTÓRICO

De acordo com os moradores locais, o primeiro descobridor do Poço Encantado foi um fazendeiro da região, de nome Gustavo, que explorou a caverna inicialmente em 1940, instalando em 1943, uma escada que dava acesso ao lago de águas azuladas. Posteriormente, em 1980, o guia Miguel de Jesus Mota assume a administração local do Poço, tornando-se seu "segundo descobridor", junto com seu irmão Ailton de Jesus Mota. A visitação mais intensiva do local ocorre a partir do ano de 1992, quando este ganha notoriedade nacional. Desde 1990 o IBAMA proibiu o banho no lago, em decorrência da descoberta de uma espécie de bagre endêmica, que habita o poço. Mendes (1995 a e b) trabalhou com a ecologia populacional e o comportamento deste peixe. A administração municipal de Itaetê desapropriou em 1994 uma pequena área situada sobre a caverna, instaurando uma área de preservação municipal.

A partir de 1997, o IBAMA restringiu o número de visitantes no interior do Poço Encantado para 25 pessoas por grupo a cada ½ hora, tendo em vista que o sítio recebe uma média de 7.000 visitantes por ano, com maior visitação no período de Janeiro a Fevereiro. As iniciativas de preservação e infra-estrutura do local partiram do guia Miguel de Jesus Mota, o qual recolhe uma taxa de visita ao local, cuja renda é revertida principalmente às melhorias das condições de acesso.

CONTEXTO GEOLÓGICO, TAXONÔMICO E BIOESTRATIGRÁFICO

Clima

A região do sítio em questão se enquadra no "polígono das secas", apresentando um clima de transição entre semi-árido a sub-úmido, com uma média de 716 mm anuais (período de 1969-1995) de precipitação pluviométrica, concentrada no período de novembro a março, com períodos mais secos entre os meses de maio a outubro. Segundo Pereira (1998), a área apresentou uma deficiência hídrica de 24,5 mm no período de 1970 a 1994, com uma distribuição irregular das chuvas a cada ano.

Figura 1– Vista geral do salão do Lago, caverna Poço Encantado. Foto de Adriano Gambarini.
Figure 1 *– View of the main chamber "Salão do Lago" of the Poço Encantado cave. Photo by Adriano Gambarini.*

Figura 2 (detalhe)– Localização da caverna Poço Encantado.
Figure 2 (detail)– *Location of the Poço Encantado cave.*

POÇO
ENCANTADO
Itaetê
Colônia
Rios
Drenagens Intermitentes
Estradas
Cidades
BAHIA
Salvador
Rumo

Vegetação

A vegetação natural da região é a Floresta Estacional Decídua Submontana (RadamBrasil, 1981), apresentando árvores de grande porte e madeira de lei. Grande parte desta vegetação natural foi devastada e substituída por pastagens e agricultura. Atualmente restam na área somente agrupamentos residuais esparsos, remanescentes da formação vegetal primária. Nos arredores do Poço Encantado a vegetação original encontra-se totalmente descaracterizada.

Geologia

O Poço Encantado desenvolve-se em rochas carbonáticas neoproterozóicas da Formação Salitre (Figura 3), unidade superior do Grupo Una (Bonfim & Pedreira, 1990). De acordo com Inda & Barbosa (1978), o Grupo Una engloba seqüências cronocorrelatas ao Grupo Bambuí.

Observações de campo segundo Pereira (1998) confirmam parcialmente para a região do rio Una, a leste do Poço Encantado, a estratigrafia de Misi (1979) e Souza *et al.* (1993) definida para a Formação Salitre na bacia de Iraquara, definindo uma unidade basal, constituída por calcilutitos e calcissiltitos avermelhados, finamente laminados correspondentes a unidade Nova América. No topo do pacote carbonático, dominam calcarenitos cinzentos finamente laminados (alternância de lâminas carbonáticas e lâminas com grande concentração de quartzo e feldspatos subordinados) atribuídos a Unidade Irecê. Em posição intermediária ocorrem

Figura 3 – Situação geológica da caverna Poço Encantado e aspectos morfológicos do carste da bacia do rio Una. Adaptado de Pereira (1998).
Figure 3 – *Geological setting of the Poço Encantado cave and morphological aspects of the Una River valley karst. Adapted from Pereira (1998).*

calcarenitos cinzentos com intercalações de *chert*, passando para uma porção superior maciça com estilólitos, localmente exibindo brechas intraformacionais, com intraclastos centimétricos. Pereira (1998) registra ainda porções de calcarenitos esbranquiçados laminados, as vezes oolíticos e com estratificações cruzadas de pequeno porte, similares às descrições de Souza *et. al.,* (1993), referentes à Unidade Jussara, de posição intermediária. Pela razão CaO/MgO estes carbonatos são classificados como dolomitos a calcários dolomíticos.

As rochas carbonáticas na bacia do rio Una estão estruturadas em amplo sinclinório com eixo a NS e flancos com mergulhos variando em torno de 10º, localmente atingindo até 35º em dobras de arrasto junto a falhamentos. A caverna Poço Encantado apresenta acamamento subhorizontal, com localização na zona de charneira do sinclinário acima citado.

Geomorfologia

O Poço Encantado está situado no planalto cárstico da borda oriental da Chapada Diamantina, na bacia hidrográfica do Rio Una, que por sua vez, é um importante afluente da margem direita do alto curso do Rio Paraguaçu (Figuras 2 e 3). O planalto é suavemente ondulado, com um índice de rugosidade de 0,998 (escala 1:100.000, Karmann *et. al.,* 1996). A superfície cárstica apresenta-se encoberta por um manto intempérico com espessura muito variável. A seção transversal do vale do Rio Una é assimétrica, com uma vertente fortemente escarpada na margem esquerda e uma rampa suavemente inclinada e ondulada na margem direita. As serras escarpadas da margem esquerda são sustentadas pelos metarenitos do Grupo Chapada Diamantina (Bonfim & Pedreira, 1990) atingindo altitudes entre 900 até 1200m. A vertente da margem direita, com declividade média em torno de 2°, atinge cota máxima de 730m na sua borda leste que delimita uma segunda escarpa, sustentada por rochas carbonáticas da Formação Salitre no topo e arenitos finos e siltitos da Formação Bebedouro na base (seção, Figura 3). Na base desta escarpa inicia-se a extensa planície do Rio Paraguaçu, com cotas em torno de 320, desenvolvida sobre rochas do embasamento arqueano (Bonfim & Pedreira, 1990).

A superfície cárstica caracteriza-se por amplas depressões poligonais de pequena amplitude altimértica que contornam dolinas de subsidência lenta e colapso. Os terrenos cársticos apresentam alto índice de subsidências catastróficas relacionadas principalmente com eventos de alta pluviosidade, conforme dados históricos recuperados em Pereira (1998).

Figura 4 – Mapa planimétrico e seções transversais da caverna Poço Encantado. Base topográfica adaptada do Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas.

Figure 4 – *Map and cross sections of the Poço Encantado cave. Topographic map adapted from Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas.*

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Situação topográfica

A entrada da caverna Poço Encantado situa-se no alto de um divisor de águas. Na proximidade da crista deste divisor ocorre uma depressão cárstica circular (cerca de 100 m de diâmetro), com uma dolina de colapso no centro. Esta dolina de colapso possui seção assimétrica na direção N-S, onde no lado norte ocorre uma rampa inclinada a 45º coberta por grandes blocos abatidos, enquanto o lado sul é marcado por uma parede vertical que termina sobre o lago da caverna.

Morfologia da caverna e características do lago

A caverna apresenta desenvolvimento de 506m em planta, com duas direções principais (Figura 4), uma orientada genericamente a NS e outra próxima a EW, preferencial. Seu desnível é de aproximadamente 100m até o nível d' água. Medidas obtidas através de mergulhos (Rubbioli, 1999), indicam uma lâmina d'água com até 65m de profundidade. A morfologia de abatimento é predominante na caverna. Apesar disto, dois domínios morfológicos podem ser identificados: rede de condutos secos superiores (no setor oeste da caverna) e salão do lago, que ocupa quase toda metade leste da caverna. Os condutos superiores ainda apresentam algumas formas originais, apesar do abatimento dominante, como cúpulas de corrosão, muito freqüentes ao longo da linha mediana do teto dos condutos, formando cones que se afunilam em direção ao topo. Sua presença imprime morfologia de "buracos de fechadura invertidos" às seções transversais (seção E-F, Figura 4). Em planta este setor ainda preserva um padrão em rede, com condutos que tendem a se cruzar ortogonalmente, obstruídos por blocos, situando-se entre 15 e 20m acima do nível do lago. O salão do lago, incluindo a parte submersa, possui forma geral que se aproxima a uma grande pirâmide cônica de base e topo elípticos, onde os eixos maiores destas elipses se alinham a EW, com comprimento de 110m na zona de oscilação do NA, cerca de 280m no contorno inferior do lago (cerca de 40 abaixo do NA) e em torno de 70 no topo, junto ao teto horizontal da caverna. No setor oeste do salão submerso o teto abaixa caracterizando um conduto com aproximadamente 150 m de comprimento, apresentando em média 3 m de altura e 8 metros de largura. Os eixos menores destas figuras elípticas, orientados a NS, possuem comprimentos de cerca de 60 m no nível do lago, 90m no fundo do lago e 40m no teto do salão. O fundo do lago é coberto por blocos de rocha, material fino, síltico-arenoso e matéria orgânica. A água do lago é cristalina, sem material em suspensão, com temperatura praticamente constante em torno de 25º C e variação de 1,2m do seu nível ao longo de um ano.

A comunicação através de um aqüífero de condutos entre este lago e outros lagos subterrâneos menores encontrados em cavernas da região é provável (Caverna da Fazenda Natal e Lapa do Bode), tendo em vista que a mesma espécie de bagre troglóbio típica do Poço Encantado habita também as outras cavernas, além do que, as variações do nível d'água na Lapa do Bode e Caverna da Fazenda Natal acompanham aquelas observadas no Poço Encantado e no rio Una.

Os espeleotemas típicos da caverna são escorrimentos calcíticos com represas de travertino e estalactites de médio a grande porte, em pequeno número. Na superfície do lago ocorre a precipitação de carbonato de cálcio na forma de crostas flutuantes conhecidas como jangadas, formando extensas manchas esbranquiçadas na superfície da água. A baixa incidência de espeleotemas nesta caverna é atribuída aos processos de desmoronamento, que acabam destruindo os depósitos minerais mais delicados.

Caracterização geológica e gênese da caverna

A rocha encaixante da caverna é um dolomito (teores de CaO, 29% e MgO, 21%) de coloração cinza-esbranquiçado, que em seção delgada é constituído basicamente por matriz carbonática argilosa homogênea de textura poligonal com faixas mal distribuídas de cimento esparítico e grãos acessórios de quartzo. A posição estratigráfica desta rocha em relação à estratigrafia regional é duvidosa, sugerindo-se uma posição semelhante à Unidade Jussara de Souza *et. al.,* (1993). Macroscopicamente apresenta camadas decimétricas a métricas maciças. A estrutura principal é marcada pelo acamamento sub horizontal, suavemente ondulado. O sistema de fraturas é formado pelos seguintes conjuntos principais: direção geral NS (N5-10W) e mergulho sub-vertical a 60SW, direção geral EW (N80E a N70W) e mergulhos desde sub-verticais a 60º para N e S, direção geral N5W e mergulhos de 10º a 20º para NE e outro com direção geral N5-10W e mergulhos de 10º a 15º para SW. Este sistema imprime um aspecto de intenso fraturamento à rocha.

Os dois últimos conjuntos correspondem a fraturas curtas (decimétricas) e às vezes pouco espaçadas (centrimétrico a decimétrico) enquanto os demais conjuntos são fraturas longas (métricas a decamétricas) e com espaçamento muito maior e variável. Na direção NS identificou-se falhas de movimento indeterminado.

As direções preferenciais da caverna acompanham exatamente os dois conjuntos de fraturas de direções gerais NS e EW. Durante os trabalhos de campo, observou-se um número maior de condutos com morfologia freática preservada ao longo da direção N0-10W. De acordo com Pereira (1998), a iniciação desta caverna ocorreu a partir de fluxos freáticos lentos, instalados ao longo da interseção entre o acamamento e os planos de fraturas subverticais com direções NS e EW, formando um conjunto de condutos freáticos com padrão em rede. Com o rebaixamento do nível d'água, novos condutos se desenvolveram em níveis inferiores, formando uma rede de condutos superpostos. Com o soerguimento regional e exposição dos condutos em ambiente vadoso, parte do sistema de condutos superpostos sofreu colapso, formando o grande salão de abatimento.

CARACTERIZAÇÃO BIOESPELEOLÓGICA

Fauna do Lago

Os únicos vertebrados aquáticos viventes do lago são representados por uma população de bagres cegos. Tal espécie, ainda não descrita, pertence à Família Pimelodidae, Subfamília Heptapterinae. São peixes troglóbios, ou seja, cavernícolas obrigatórios que completam seu ciclo de vida apenas em meio hipógeo (Barr & Holsinger, 1985). Despigmentados e sem olhos, estes peixes estão concentrados próximos às margens do lago, desde a superfície até 10 m de profundidade. Possuem uma dieta estritamente carnívora composta principalmente por larvas aquáticas de insetos terrestres e microcrustáceos encontrados no lençol freático (Mendes, 1995a).

Populações de peixes troglóbios são freqüentemente K-estrategistas, ou seja, apresentam decréscimo no número de ovos e aumento no tamanho destes, maturidade sexual retardada, baixa fertilidade e aumento da longevidade (Culver, 1982). O risco de extinção de populações como estas é muito grande, uma vez que possuem um alto grau de especialização à vida cavernícola, distribuição geográfica restrita e pequena capacidade de reposição de perdas. Postula-se, ainda, que as populações troglóbias seriam reduzidas, o que constituiria outro fator de vulnerabilidade. Portanto, de acordo com as considerações efetuadas acima ressalta-se a importância da preservação da frágil população de bagres cegos encontrada no Poço Encantado, que constitui um importante e belo exemplo de evolução e adaptação ao meio cavernícola (Mendes, 1995b).

Folhas, troncos, galhos, insetos (especialmente coleópteros) e alguns pequenos vertebrados que caem acidentalmente na água através da grande abertura existente no salão, são normalmente observados no lago. Em algumas ocasiões foram avistados serpentes e anuros na superfície da água ou nas plataformas emersas. Também foram encontrados esqueletos de serpentes, vértebras, crânios de morcegos e ossos de pequenos mamíferos, nas platafomas submersas. No sedimento aquático do lago (entre grânulos calcários e material orgânico depositado sobre o substrato), registrou-se a ocorrência de pequenos gastrópodes, microcrustáceos, anelídeos e larvas de mosquitos (Mendes, 1995b).

Condutos secos

Quanto aos vertebrados que podem utilizar a caverna como abrigo foram registradas 11 espécies de morcegos, considerados trogloxenos, ou seja, cavernícolas habituais e dependentes de fonte de energia do meio epígeo, necessitando destas para poder completar seu ciclo de vida (Barr & Holsinger, 1985). A elevada diversidade de quirópteros no Poço Encantado foi associada ao desmatamento da vegetação original para cultivo, o que provocaria uma redução no número de abrigos potenciais epígeos, e à elevada umidade relativa do ar em relação ao meio externo, devido à presença do lago (Gregorin & Mendes, 1999). Quanto à fauna de artrópodes terrestres foram encontrados artrópodes como blatários, heterópteros, dípteros, himenópteros, lepidópteros, crustáceos, isópodes e aracnídeos. A diversidade de invertebrados terrestres relativamente baixa quando comparada à cavernas próximas, como por exemplo a Lapa do Bode que possui pelo menos 33 táxons incluindo troglóbios altamente especializados (Gnaspini & Trajano, 1994), pode ser entendida pela diferença na extensão do hábitat terrestre e diversidade de susbtrato, ou seja, quanto maior e mais diversificado for o hábitat, maior a chance de ser encontrado um elevado número de artrópodes.

FRAGILIDADES EM RELAÇÃO AO APROVEITAMENTO TURÍSTICO

Quanto a fauna dos condutos secos deve-se considerar o impacto da visitação sobre a colônia de morcegos, pois a intensa freqüência de visitantes e iluminação perturba estes animais, os quais tem refúgios limitados na região. Em relação a fauna aquática deve-se alertar que qualquer instalação de facilidades de acesso aos diferentes ambientes da caverna não deve alterar as margens do lago, assim como, devem manter uma distância mínima que permita impedir o arremesso de alimentos ou objetos no lago para atrair os peixes. Devido à predominância de blocos abatidos e a morfologia de desmoronamento, um dos aspectos mais importantes na elaboração de roteiros turísticos é a verificação da estabilidade da pilha de blocos. Em superfície, a instalação de infra-estrutura deve considerar o desenvolvimento da caverna e possíveis vazios não acessíveis no sentido de avaliar a estabilidade do terreno e susceptibilidades à subsidência, assim como, vias de contaminação da água subterrânea do lago.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Auler, A. e Farrant, A.R. 1996. A brief introduction to karst and caves in Brazil. *Proceedings of University of Bristol Speleological Society*, 20(3): 187-200.

Barr J.R., T. C.; Holsinger, J.R. 1985. Speciation in cave faunas. *Ann. Rev. Ecol. Syst.*,v.16, p.313-37.

Bonfim, L.F.C. & Pedreira, J.A. -1990- *Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Folha SD 24V-A-V (Lençois*), escala 1:100.000. DNPM/CPRM, Brasília.

Culver, D. C. 1982. *Cave life*: evolution and ecology. Cambridge, Harvard University, 189p.

Gnaspini, P. e Trajano, E. 1994. Brazilian cave invertebrates, with a checklist of troglomorfic taxa. *Revista Brasileira de Entomologia*, v.38, n.3/4. p.549-84.

Gregorin, R. e Mendes, L.F. 1999. Sobre quirópteros (Emballonuridae, Phyllostomidae, Natalidae) de duas cavernas da Chapada Diamantina, Bahia, Brasil. *Iheringia*, Série Zoologia, Porto Alegre, 86: 121-124.

Inda, H.A.V. & Barbosa, J.F. -1978- *Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000*. SME/CPRM, Salvador.

Karmann, I.; Pereira, R.F.; Ferrari, J.A. -1996- Índice de rugosidade: parâmetro morfométrico da intensidade de relevo. Exemplo do carste da bacia do Rio Una, Bahia. *Anais* do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia. Vol.-4, p.-575-579.

Mendes, L. F. 1995 (a) Observations on the ecology and behaviour of a new species of troglobitic catfish from Northeastern Brazil (Siluriformes, Pimelodidae). *Mém. Biospéol* v. 22, p. 99-101.

Mendes, L.F. 1995 (b). *Ecologia populacional e comportamento de uma nova espécie de bagres cavernícolas da Chapada Diamantina, BA (siluriformes, pinelodidae).* (Dissertação de Mestrado, Instituto de Biociências-USP), 86p..

Misi, A. -1979- O grupo Bambui no Estado da Bahia. *In*: Inda, H.V.A.(Ed.) *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia: textos básicos*. Salvador: SME, V.1, p.-119-154.

Pereira, R.G.F. de A. –1998- *Caracterização Geomorfológica e Geoespelelógica do Carste da Bacia do Rio Una, Borda Leste da Chapada Diamantina (Município de Itaetê, Estado da Bahia).* Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências USP.

Radambrasil, Projeto.1981. *Folha SD 24 (Salvador).* Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral -. Rio de Janeiro.

Rubbioli, E.L. 1998. Mergulho no sertão baiano, projeto hidrocarste. *O carste*, 10(1): 20-25.

Souza, S.L.; Brito, P.C.R. e Silva, R.W.S. 1993. *Estratigrafia, sedimentologia e recursos minerais da Formação Salitre na Bacia de Irecê, Bahia*. Integração e síntese por Augusto José Pedreira. CBPM, Salvador. Vol.2.

[1] Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental - Instituto de Geociências, USP - Rua do Lago 562 05508-900 São Paulo SP
ikarmann@usp.br

[2] *ricfraga@hotmail.com.br*

[3] Pós-graduação – Instituto de Biociências, USP
liafig@ig.com.br

Minas do Camaquã, RS

Marco da história da mineração de cobre no Brasil

SIGEP 64

Paulo Sérgio Gomes Paim[1]

Este trabalho constitui-se em uma compilação bibliográfica que considera diversos aspectos relacionados as Minas do Camaquã, localizadas na porção central do Escudo Sul-Riograndense, e que tem por objetivo servir como uma memória acerca deste que já foi o principal distrito mineiro de cobre do sul do Brasil.

Inicialmente são abordadas as atividades de pesquisa e lavra desenvolvidas no decorrer de mais de 100 anos de atividades exploratórias nas Minas do Camaquã (RS). Posteriormente são apresentadas informações sobre a geologia local, principalmente em termos de superposição estratigráfica, fácies sedimentares e sistemas deposicionais. Por fim, os depósitos metálicos e as concepções genéticas já propostas para esses são brevemente discutidos.

O uso da região para atividades científicas e turísticas, considerando a beleza da região e a infra-estrutura existente, bem como a necessidade de desenvolver-se um trabalho de pesquisa visando aprofundar o conhecimento acerca do potencial metalogenético da região, constituem as considerações finais deste trabalho.

Camaquã Mines, State of Rio Grande do Sul - A marker of cupper mining history in Brazil

This chapter synthesizes ideas and information quoted on previous papers that have dealt with local geology and mineral exploitation in the Camaquã Copper District, which is located in the central portion of the Rio Grande do Sul Shield (southernmost Brazil). It aims to be a source of information about this mineral district that has already comprised the main copper reserve of southern Brazil.

Research and mining activities that took place during more than a century of mineral exploitation of the Camaquã Mines constitute the first part of this paper. Later, local geology, emphasizing stratigraphy, facies and depositional systems, and the main characteristics of the mineral deposits, including the hypothesis already proposed to explain their origin and emplacement, are briefly presented.

Finally, taking into account the exhaustion of the economic reserve, some comments are made in terms of the use of the region for scientific and tourism purposes. Also, a proposition of a new research program is made based on the need to improve the knowledge about the still not properly evaluated metalogenetic potential of the area.

INTRODUÇÃO

Este capítulo reúne e resume dados e idéias previamente publicadas as quais foram organizadas de modo a permitir ao leitor um rápido acesso a diversas informações relacionadas às Minas do Camaquã, importante sítio geológico-metalogenético que representa um marco da história da mineração de cobre no Brasil. Assim sendo, não pretende-se descrever nenhum fato novo, bem como formular qualquer hipótese geológica ou metalogenética alternativa. Pretende-se sim, através da compilação bibliográfica realizada, apresentar um breve histórico acerca das atividades mineiras executadas na região, situar as Minas do Camaquã em termos geológicos e apresentar as principais características dos depósitos metálicos e das concepções genéticas até o momento formuladas.

Procura-se assim contribuir para resguardar a memória acerca das Minas do Camaquã, um clássico distrito mineiro do Rio Grande do Sul que já se constituiu na principal reserva de cobre conhecida do sul do Brasil. Esse distrito mineiro situa-se no Município de Caçapava do Sul, na região central do Escudo Sul-Riograndense, e está associado a evolução geológica da Bacia do Camaquã (Figura 1).

HISTÓRICO

Nos parágrafos subsequentes são apresentados os principais eventos acontecidos no decorrer de mais de um século de atividade extrativa nas Minas do Camaquã, histórico este compilado dos trabalhos de Teixeira *et al.* (1978, 1988) e Harres (2000), nos quais os documentos e fontes originais são devidamente citados.

A descoberta de minério de cobre na região deu-se em 1865 por mineiros ingleses que garimpavam ouro em Lavras do Sul. Essa descoberta resultou na localização da jazida e na abertura de uma galeria, conhecida como *galeria dos ingleses*, localizada no flanco leste do Cerro João Dias e explorada pela "Rio Grande Gold Mining Limited" entre 1870 e 1887.

Em 1888, empresários alemães implementaram uma segunda fase de extração mineral ao iniciar lavra de um filão de calcopirita e pirita, localizado na face norte da elevação onde hoje situa-se a Mina São Luiz. Deste filão era extraído, e selecionado manualmente, o minério mais rico (teor médio de 15%-20% Cu) o qual era então exportado para a Inglaterra. Um aumento no preço dos transportes e uma queda no preço do cobre acabaram por desestimular a continuidade desta atividade extrativa, a qual encerrou-se em 1899.

A retomada das atividades de lavra ocorreu em 1901, agora ao encargo da companhia belga "Societé Anonime des Mines de Cuivre de Camaquan", fundada em 1899 e tendo sede em Bruxelas e filial no Brasil, a qual encerrou suas atividades em 1908 devido a uma nova queda na cotação do cobre. Neste período, esta companhia intensificou as atividades de mineração com a abertura de uma nova galeria, conhecida com *galeria belga*, localizada no flanco oeste do cerro João Dias, cuja atividade subterrânea atingiu a mais de 100 m abaixo da cota mais alta do cerro da mina. Esta companhia instalou uma usina de concentração do minério que produzia, a partir de uma fração residual com 7% Cu, um minério concentrado com 30% Cu (teores similares ao minério selecionado manualmente) e construiu uma barragem, no Arroio João Dias, visando o fornecimento de energia.

De 1928 a 1936, o Serviço Geológico e Mineralógico empreendeu uma série de atividades de prospecção metalífera no Rio Grande do Sul (Carvalho, 1929, 1932, 1937) tendo o Serviço de Fomento da Produção Mineral dado continuidade a estes estudos exploratórios no período de 1937 a 1940 (Teixeira, 1937, 1941; Barbosa, 1939). Costa Filho (1944) sintetizou os resultados deste programa exploratório e Leinz & Almeida (1941) discutiram a gênese da jazida de cobre.

Em parte como conseqüência deste programa de pesquisa, foi criada, em 1942, a Companhia Brasileira do Cobre (CBC), inicialmente como uma companhia de capital misto tendo o Estado do Rio Grande do Sul e o Grupo Pignatari como principais acionistas. Tal situação foi alterada em 1957 quando o Grupo Pignatari passou a controlar a CBC, posição que manteve até 1974 quando a empresa foi vendida ao Governo Federal. As atividades de lavra e beneficiamento do minério, iniciadas em 1944, somente ganharam certa regularidade a partir de 1954, com a lavra de duas minas subterrâneas (São Luiz e Uruguai) e com a ampliação da capacidade de beneficiamento, inicialmente para 800 t/dia de minério (1956) chegando, em 1971, a 1500 t/dia de minério. Entre 1958 e 1968, através de um contrato de assistência técnica, a "Mitsubishi Metal Mining Co" dirigiu as atividades de mineração, beneficiamento e pesquisas da empresa.

Em 1975, um ano após a CBC ter sido adquirida pela FIBASE (subsidiária do BNDES), a explotação foi suspensa, dadas as condições deficitárias de lavra, que havia chegado a 150 metros de profundidade, e a desativação da metalurgia que utilizava-se do

Figura 1: (A) Imagem de satélite e **(B)** mapa geológico da região que engloba as Minas do Camaquã (modificado de Fambrini, 1998). Retângulo em (**A**) localiza a área detalhada na Figura 3.

Figure 1: (A) *Satellite imagery and* ***(B)*** *geological map of the Camaquã Mines (modified after Fambrini 1998). Rectangle in (**A**) delineates the area detailed in Figure 3.*

concentrado de cobre produzido nas Minas do Camaquã. Neste momento, a CBC direcionou suas atividades para a pesquisa geológica e contratou os serviços da DOCEGEO (1975 a 1977) para desenvolver estudos de geologia das minas, caracterização do minério e ampliação de reservas, permitindo, deste modo, a implantação e o desenvolvimento do chamado "Projeto Expansão Camaquã", projeto esse executado pelas companhias Milder Kaiser Engenharia S.A., Paulo Abib Engenharia S. A. e Centro de Pesquisas e Desenvolvimento (CEPED), sob o acompanhamento técnico da CBC. As atividades de mineração foram retomadas em 1981 e técnicas de extração altamente mecanizadas passaram a ser utilizadas, tanto nas minas subterrâneas (São Luiz e Uruguai) como também na frente de lavra a céu aberto da Mina Uruguai. Uma nova unidade de concentração de minério, com capacidade de tratar 5500 t/dia de minério, foi também implantada. A lavra do minério de cobre atingiu profundidades maiores e a produção foi acelerada através da implantação de três turnos de trabalho. No entanto, o teor de cobre do minério lavrado entre 1981 e 1989 (média de 0,57 % Cu) ficou bem abaixo das projeções inicialmente previstas (1,05% Cu), previsões essas que haviam servido como base para implantação do programa de produção da empresa através de investimentos realizados pelo governo. Em 1987, o BNDES assume a totalidade do endividamento bancário da empresa e em 1988a CBC é colocada em leilão, não tendo sido arrematada por nenhuma das empresas qualificadas por desistência das mesmas. Como uma solução alternativa, a CBC acaba sendo comprada por seus próprios funcionários, que vieram a constituir uma nova empresa (Bom Jardim S.A.) a qual assumiu o comando das atividades, saldou sua dívida com o BNDES, antes do prazo estipulado no Protocolo de Intenções, e continuou a minerar o cobre até maio de 1996, quando ocorreu o esgotamento total das reservas economicamente viáveis conhecidas.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Estratigrafia e sistemas deposicionais

Considerando a limitação de espaço, optou-se por não discutir em detalhe as distintas concepções

estratigráficas (Carvalho, 1932; Leinz & Almeida, 1941; Robertson, 1966; Ribeiro *et al.*, 1966; Ribeiro & Lichteberg, 1978; Ribeiro & Fantinel, 1978; Teixeira *et al.*, 1978; Gonzalez & Teixeira, 1980; Fambrini, 1998) e modelos paleoambientais e paleogeográficos já propostos para a região (Teixeira *et al.*, 1978; Gonzalez & Teixeira, 1980; Ribeiro *et al.*, 1980; Faccini *et al.*, 1987; Fambrini, 1998).

A Figura 2 apresenta um quadro de correlação entre as distintas propostas estratigráficas apresentadas para a região. Já a Figura 3 apresenta a disposição espacial e relações de contato existentes entre as distintas unidades estratigráficas aflorantes na área, conforme concepção de Paim *et al.*, (2000 a, b).

No entanto, considerou-se que devam ser ressaltados os trabalhos desenvolvidos por geólogos da CBC (Teixeira *et al.*, 1978, Gonzalez & Teixeira 1980, Ribeiro *et al.*, 1980) aos quais cabem os mérito de haverem detalhado a estratigrafia local (Figura 4), principalmente no que concerne as rochas hospedeiras dos depósitos minerais, e introduzido na área em apreço os conceitos relativos a fácies sedimentares e sistemas deposicionais.

De acordo com Paim *et al.*, (2000 a, b) a sucessão aflorante na região compreende três unidades aloestratigráficas relativamente mais deformadas (alogrupos Bom Jardim, Cerro do Bugio e Santa Bárbara), afetados por dobras abertas e falhas gravitacionais e direcionais, sobrepostas por uma unidade dominantemente horizontal (Alogrupo Guaritas), essa última afetada apenas por uma deformação rúptil de caráter direcional e gravitacional (Figura 1B).

O Alogrupo Bom Jardim (592 ± 5 a 573 ± 18 Ma), com mais de 1200 m de espessura, corresponde a unidade estratigráfica mais antiga da área e é sobreposto discordantemente pelo Alogrupo Cerro do Bugio, contato este caracterizado pelo truncamento erosional dos estratos do Alogrupo Bom Jardim e pela relação angular entre essas unidades (Figura 3). Este alogrupo é caracterizado por uma sucessão grano- e estrato-crescente, relacionada a progradação de deltas de planície entrelaçada longitudinais, representada na base por ritmitos pelíticos e areno-pelíticos (turbiditos distais) que gradam verticalmente para ritmitos arenosos (turbiditos proximais), esparsos corpos arenosos sigmoidais (frente deltaica) e níveis pelíticos com gretas de contração.

O Alogrupo Cerro do Bugio (573 ± 18 a 559 ± 7 Ma), representado na área apenas pela Aloformação Santa Fé (mais de 300 metros de espessura), é limitado no seu topo por uma superfície de "downlap" coincidente com uma discordância angular com o Alogrupo Santa Bárbara (Figura 3). Esta unidade comporta duas seqüências deposicionais, definidas por dois conjuntos de paraseqüências retrogradacionais

Figura 2: Correlação das colunas estratigráficas já propostas para a área em apreço.
Figure 2: *Correlation of the stratigraphic columns proposed for the Camaquã Mines region.*

Figura 3: Fotomontagem (escala original 1:25000) da região das Minas do Camaquã salientando as discordâncias e as atitudes das camadas (medidas de campo). Nomenclatura estratigráfica local proposta para as rochas hospedeiras da mineralização (Teixeira *et al.*, 1978, Gonzalez & Teixeira, 1980) , é apresentada entre parênteses. Ver localização da área na Figura 1.

Figure 3: *Photomosaic (original scale 1:25000) of the Camaquã Mines region highlighting the presence of unconformities and bedding (field readings). Local stratigraphic nomenclature for the country rocks, as proposed by Teixeira et al. (1978) and Gonzalez & Teixeira (1980), is shown in brackets. See location of the area in Figure 1.*

limitados entre si por uma discordância erosiva. Cada seqüência deposicional é constituída por conglomerados, ricos em clastos vulcânicos e plutônicos de composição ácida, os quais gradam para arenitos com estratificação cruzada tangencial de médio porte e ritmitos areno-pelíticos. Tanto os arenitos como os conglomerados caracterizam-se pela geometria tabular dos estratos e gradação normal no interior de cada estrato, características essas indicativas de fluxos efêmeros e espraiados, desenvolvidos nas porções subaéreas de deltas de planície entrelaçada de caráter longitudinal.

O Alogrupo Santa Bárbara (559± 7 a 540 ± 11 Ma), com cerca de 2000 metros de espessura, é limitado no topo por uma discordância angular com o Alogrupo Guaritas (Figura 3). Na região das Minas do Camaquã afloram apenas as porções média e inferior da Aloformação Serra dos Lanceiros (unidade basal desse alogrupo). Esta unidade é caracterizada por um conjunto de paraseqüências de caráter progradacional (sucessão grano- e estrato - crescente), do qual apenas as paraseqüências mais basais encontram-se expostas, dominantemente compostas por ritmitos pelíticos e areno-pelíticos interpretados como turbiditos de águas rasa depositados nas porções distais de sistemas deltaicos.

O Alogrupo Guaritas (470±19 Ma), com cerca de 800 metros de espessura e disposto em discordância angular por sobre as demais sucessões (Figura 3), representa o último episódio deposicional da Bacia do Camaquã e compreende duas unidades (aloformações Pedra Pintada, na base, e Varzinha) limitadas por uma discordância erosiva. A Aloformação Pedra Pintada é composta por arenitos finos a médios, bem selecionados, com estratificação cruzada acanalada de grande e muito grande porte, interpretados como depósitos de pequenas dunas eólicas crescentes simples. Em menor proporção ocorrem arenitos grossos, pelitos e arenitos finos a médios, com laminação cruzada por corrente e por onda, interpretados como depósitos de interdunas e de planícies de nível de base (Paim 1994, 1996). A Aloformação Varzinha, na área, é dominantemente composta por arenitos (finos a muito grossos), com estratificação cruzada acanalada de médio e grande porte e estratificação plano-paralela, que estão associados a sistemas aluviais efêmeros, sujeitos a longos períodos de inatividade, com exposição subaérea, retrabalhamento eólico, dissecação de lama e precipitação de silcretes e calcretes (De Ros *et al.*, 1994; Paim, 1993).

Figura 4: Vista geral da sucessão hospedeira das mineralizações das Minas do Camaquã, localizando as unidades estratigráficas informais de uso local.
Figure. 4: General view to ESE showing the country rocks that enclose the mineralization of the Camaquã Mines and highlighting the informal, local stratigraphic units.

Figura 5: Vista oblíqua parcial da mina a céu aberto do setor Uruguai..
Figure 5: Partial view of the open pit in the Uruguai Sector.

As mineralizações

As Minas do Camaquã compreendem duas áreas lavradas e atualmente exauridas - os setores Uruguai (lavra a céu aberto - Figura 5 - e subterrânea) e São Luiz (lavra subterrânea), distantes cerca de 1 km entre si (Figura 6) - que se situam 3 Km à nordeste de uma outra importante área mineralizada (Jazida Santa Maria) - Figura 1.

Nas Minas do Camaquã o minério explotado ocorre em rochas intensamente fraturadas (estruturas principais com direções NW e subverticais) que formam zonas brechadas e originam, na parte central do corpo mineralizado, uma zona de "*stockwork*" (Teixeira & Gonzales 1988). Estas mineralizações ocorrem na forma de filões e de disseminações constituídos por sulfetos de Cu (calcopirita, bornita e calcocita), aparecendo o Au (na hematita e em veios de calcopirita) e a Ag (na calcocita e bornita) como subprodutos mais importantes (Remus *et al.*, 1999).

Na Jazida Santa Maria são os sulfetos de Pb e Zn (galena e esfalerita) disseminados que constituem os principais depósitos metálicos, aparecendo os sulfetos de Cu (calcopirita, bornita e calcocita) e a Ag como os principais subprodutos (Badi & Gonzalez, 1988). Segundo Badi (1983) e Badi & Gonzalez (1988) a mineralização na Jazida Santa Maria é de caráter disseminado, estratiforme e zonado, ocorrendo como lentes ou nuvens controladas pela geometria e faciologia dos corpos sedimentares. Além do minério disseminado, galena e esfalerita ocorrem também em fraturas subverticais de orientação N10-30W.

A origem dos metais, bem como a gênese e o *'timing'* mineralizações, são questões ainda controversas, como pode ser constatado na extensa bibliografia produzida sobre o tema, principalmente a partir da década de 70. Os modelos já propostos para explicar

Figura 6: Seção geológica das minas do Camaquã (a partir de Teixeira & Gonzalez, 1988)
Figure 6: *Geological cross section of the Camaquã Mines (after Teixeira & Gonzalez,, 1988)*

Figura 7: Geomorfologia típica da região das Guaritas
Figure 7: *General landscape in the Guaritas region.*

Figura 8: Vista oblíqua da vila das minas do Camaquã a partir do Cerro da Cruz.
Figure 8: *Oblique view taken in the Cross' Hill of the Camaquã mines village*

a gênese das mineralizações de Cu, Pb e Zn ocorrentes na Bacia do Camaquã, de modo geral, e nas Minas do Camaquã, de forma mais específica, podem ser agrupados em três vertentes principais, incluindo, segundo Laux & Lyndenmayer (2000), aqueles que postulam uma origem hidrotermal magmática, sedimentar ou epitermal.

As primeiras concepções acerca da origem das mineralizações das Minas do Camaquã creditaram sua gênese a fluidos hidrotermais magmáticos vinculados a atividade vulcânica e/ou plutônica contemporânea a deposição do Alogrupo Bom Jardim (*e.g.* Teixeira, 1937; Leinz & Almeida, 1941; Costa Fº , 1944; Melcher & Mau, 1960; Ribeiro *et al.*, 1966; Bettencourt, 1972 e 1976). Hipóteses similares voltaram a ganhar crédito no decorrer da década de 90 (Beckel, 1990; Remus *et al.*, 1999).

A descoberta de sulfetos disseminados, concordantes com a estruturação sedimentar de corpos de arenito, levou a proposição, a partir da década de 70, de modelos alternativos à hipótese hidrotermal magmática. Tais modelos vincularam as mineralizações em apreço a contextos genéticos sedimentares, inicialmente sugerindo uma origem singenética (Susczcynsky, 1975; Ribeiro, 1978; Teixeira *et al.*, 1978; Licht, 1980; Badi & Gonzales, 1980 e 1988; Ribeiro *et al.*, 1980 e 1983; Badi, 1983; Teixeira & Gonzalez, 1988; Ribeiro, 1991) e, posteriormente, evoluindo para concepções de caráter diagenético (Veigel, 1989; Veigel & Dardene, 1990; Veigel, 1992; Garcia, 1996). Utilizando-se deste modelo sedimentar/diagenético outras ocorrências foram encontradas, incluindo a descoberta da Jazida Santa Maria.

Quando as reservas das Minas do Camaquã encontravam-se próximas da exaustão, a percepção de que o controle do minério em profundidade era dominantemente estrutural, levou ao questionamento do modelo sedimentar e a proposição de um modelo aventando uma origem epitermal para as mineralizações (Lima & Almeida, 1996; Lima *et al.*, 1997; Laux & Lindenmayer, 1998; Ronchi *et al.*, 2000)

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Apesar da exaustão das minas do Camaquã, a presença de depósitos de Pb, Zn e Ag na jazida de Santa Maria bem como de diversas ocorrências metálicas no interior da Bacia do Camaquã, permitem considerar pertinente uma reavaliação do potencial mineral desta bacia. Como um primeiro passo nesta direção, parece que uma discussão que levasse a um modelo metalogenético consensual poderia subsidiar tanto a escolha dos métodos a serem utilizados como também dos alvos a serem pesquisados, tanto em trabalhos exploratórios como de pesquisa.

Por outro lado, a beleza natural da região que entorna as minas do Camaquã, incluindo aí a região das Guaritas (Figuras 1, 7) onde a erosão diferencial de arenitos e conglomerados acabou por gerar feições geomorfológicas exóticas de grande beleza cênica, somada a existência de uma boa infra-estrutura na vila mineira (Figura 8) propiciam usos alternativos para a área em questão.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Além de marco histórico da atividade de mineração de cobre no país, as Minas do Camaquã, como sítio metalogenético, estratigráfico e paleoambiental, representam um ponto de referência modelo a ser preservado como laboratório permanente de estudos no campo da geociências. Ao lado da grande cava a céu aberto, onde se conservam, vísiveis, magníficos exemplos das estruturas sedimentares e dos tipos de mineralização, respectivos minérios e paragêneses, há a antiga vila mineira, que possui um acesso rodoviário bastante fácil e inclui hotel, hospedaria, cinema, clube, barragem e lago associado, campos e quadras esportivas, e diversas casas passíveis de serem usadas para alojamento (Figuras 6 e 7). Com investimentos iniciais relativamente pequenos, essa vila, hoje em dia quase completamente abandonada, poderia ser utilizada como um ponto central para atividades educacionais e de turismo. Turistas e estudantes poderiam entrar em contato direto com a história mineira do Rio Grande do Sul (Figura 8), conhecer os processos geológicos responsáveis pela evolução da área e pela acumulação mineral, bem como dispor de tempo para atividades esportivas e de lazer (caminhadas em trilhas, acampamentos, pescarias, atividades náuticas e cavalgadas). Este uso alternativo da área poderia auxiliar a recuperar tanto alguns dos empregos perdidos com o fim da atividade extrativa bem como uma parte dos impostos não mais recolhidos pela prefeitura de Caçapava do Sul devido ao fim da atividade mineira.

Deste modo, levando-se em consideração não apenas a importância histórica das minas do Camaquã para o Estado do Rio Grande do Sul como também a real possibilidade de uso desta área para outros fins que não necessariamente de extração mineral, sugere-se que a área (incluindo a mina a céu aberto) sejam

preservadas e protegida por legislação pertinente, tanto em nível municipal como estadual, e usada como um centro para atividades turísticas e educacionais. Se novas pesquisas geológicas apontarem para a viabilidade de retomada da mineração, ambas as empreitadas (turismo/educação e explotação mineral) podem ser conciliadas desde que as atividades mineiras passem a ser executadas de forma organizada, harmonizando o desenvolvimento dos trabalhos mineiros com a preservação ambiental (principalmente no que concerne a recuperação da paisagem e do solo bem como quanto a disposição final dos rejeitos).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Badi, W. R. S. 1983. *Mineralização de chumbo e zinco em arenitos do Distrito de Camaquã, RS*. Curso de Pós Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 154 p.

Badi, W. R. S.; Gonzalez, A P.1980. Jazida Santa Maria - Pb e Zn no Membro Vargas, Rio Grande do Sul. In: SBG, XXXI Congresso Brasileiro de. Geologia, *Anais*, **3**: 1360-1372.

Badi, W. R. S.; Gonzalez, A P. 1988. Jazida de metais básicos de Santa Maria, Caçapava do Sul, RGS. In DNPM *Principais depósitos Minerais do Brasil*, Vol. III - *Metais básicos não ferrosos e Al* , 157-170.

Barbosa, A. F. 1939. Jazidas de minerais metálicos no Rio Grande do Sul. Mineralogia e Metalurgia (Boletim 22)

Beckel, J. 1990. *Metalogenía del Cu, Pb y Zn en la Cuenca de Camaquã durante el ciclo orogénico Brasiliano, RS (Brasil)*. Universidade de Salamanca, Espanha, Tese de Doutorado, 275 p.

Bettencourt, J. S. 1972. *A mina de cobre do Camaquã, RS*. Instituto de Geociências, USP, São Paulo. Tese de Doutorado, 176 p.

Bettencourt, J. S.1976. Mineralogie, inclusions fluides et isotopes stables d'oxygéne et soufre de la mine de cuivre de Camaquã - RS (un étude preliminaire). XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*: 409-423.

Carvalho, P. F. 1929. Reconhecimento geológico efetuado no Município de Caçapava do Sul, Brasil. Rio de Janeiro, Serviço Geologia e Mineralogia do Brasil (Relatório anual da Direção 1928).

Carvalho, P. F. 1932. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, p. 1-72 (Boletim 66).

Carvalho, P. F. 1937. Recursos minerais do Estado do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil (Boletim 72).

Costa F.°, J. H. 1944. Prospecção da mina de cobre de Camaquã no RGS. Divisão de Fomento da Produção Mineral, p. 11-85 (Boletim 59).

De Ros, L. F.; Morad, S.; Paim, P. S. G. 1994. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas Sequence, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, **92**: 197-228.

Facinni, U. F.; Paim, P. S. G.; Fragoso Cesar, A R. S. 1987. Análise faciológica das molassas brasilianas na região das Minas do Camaquã. . In: SBG, III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, *Atas*, **3**: 75-91.

Fambrini, G. L. 1998. *O Grupo Camaquã (Transição Proterozóico-Fanerozóico) na Região das Minas do Camaquã, RS: Análise Estratigráfica de Fácies, Proveniência e Paleocorrentes*. Instituto de Geociências, USP, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 182 p.

Garcia, A J. V.; De Ros, L. F.; Morad, S. 1996. Santa Maria ore deposits, Camaquã Basin, Rio Grande do Sul State, Brazil: an integrated approach towards a diagenetic model. In: SBG, XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, *Boletim de Resumos*, 201-204.

Gonzalez, M.; Teixeira, G. 1980. Considerações sobre a estratigrafia e ambientes de sedimentação da região das Minas do Camaquã. In: SBG, XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, **3**: 1513-1524.

Harres, M. M. (2000) Minas do Camaquã (Caçapava do Sul - RS): a exploração do cobre no Rio Grande do Sul. In L. H. Ronchi & A. O. C. Lobato (ed.) *As Minas do Camaquã*. São Leopoldo, Editora UNISINOS, 21-53.

Laux, J. H.; Lindenmayer, Z. G. 1998 Caracterização da mineralização Cu (Au) de um setor da Mina Uruguai, Minas do Camaquã, Brasil: Geotermometria da clorita. In: VI Congresso Latino Americano de Geologia, Buenos Aires, *Actas*, **3**: 124-129.

Laux, J. H.; Lindenmayer, Z. G. 2000. As Minas do Camaquã: um século de evolução de hipóteses genéticas. In L. H. Ronchi & A. O. C. Lobato (ed.) *As Minas do Camaquã*. São Leopoldo, Editora UNISINOS, 133-164.

Leinz, V.; Almeida, S. 1941. Gênese da Jazida de Cobre de Camaquã. Porto Alegre, DPM, Secretaria dos Negócios de Agricultura Indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Sul, 56 p (Boletim 88)

Licht, O. 1980. A descoberta da Jazida Santa Maria (Zn, Pb, Cu), Rio Grande do Sul - Brasil: Um caso histórico de prospecção geoquímica. In: SBG, XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário de Camboriú, *Anais*, **1**: 141-153.

Lima, L. 1998. *A Mina Uruguai e a Jazida Santa Maria - Distrito de Camaquã (RS): um estudo petrológico, geoquímico e geotermométrico*. Curso de Mestrado em Geologia, UNISINOS, São Leopoldo, Dissertação de Mestrado, 114 p.

Lima, L.; Almeida, D. P. M. 1996. O jazimento epitermal de Minas do Camaquã e Jazida Santa Maria (RS): Contribuição à petrografia e geotermometria. In: SBG, XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, *Resumos*, **3**: 280-283.

Lima, L.; Almeida, D. P. M.; Collao, S. 1997 La Mina Uruguai, Distrito Minero de Camaquã: Geologia e caracteristicas químicas de los minerales de alteración y metálicos (RS) - Brasil. In: VIII Congreso Geologico Chileno, Res*umenes Expandidos*, **2**, 925-929.

Melcher, C.; Mau, H. 1960. Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, **32 (2)**: 43-50.

Paim, P.S.G. 1993. Architectural Element Analysis of an Ephemeral Fluvial System (Cambro-Ordovician of Southern Brazil). In: XXXII British Sedimentological Research Group Annual Meeting, Manchester, *Abstracts*: p. 93.

Paim, P.S.G., 1994. *Depositional systems and palaeogeographical evolution of the Camaquã and Santa Bárbara basins Brazil*. Earth Sciences Department, University of Oxford, Oxford, D. Phil Thesis, 277p.

Paim, P. S. G. 1996. O sistema desértico úmido Pedra Pintada (Cambro - Ordoviciano do RS). In: SBG, XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, **2**: 207-209.

Paim, P. S. G.; Chemale Jr., F.; Lopes, R. C. 2000a. A Bacia do Camaquã. In M. Holz & L. F. De Ros (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Editora UFGRS (no prelo).

Paim, P. S. G.; Lopes, R. C. 2000b. Geologia da Região das Minas do Camaquã. In L. H. Ronchi & A. O. C. Lobato (eds.) *As Minas do Camaquã*. São Leopoldo, Editora UNISINOS, 111-132.

Remus, M. D. V.; Hartmann, L. A; McNaughhton, M. J.; Groves, D. L.; Reischel, J. L.; Dorneles, N. T. 1999. The Camaquã Cu (Au, Ag) and Santa Maria Pb - Zn (Cu, Ag) mines of Rio Grande do Sul, southern Brazil - is their mineralization syngenetic, diagenetic or magmatic hydrotermal? In M. da G. da Silva & A. Misi (eds.) *Base metals deposits of Brazil*, 54-63.

Ribeiro, M. J. 1978. *Mapa previsional de cobre do escudo Sul-Riograndense*. Brasília, DNPM, Nota Explicativa. Série Geológica, **3** - Seção Geologia Econômica, **1**: 1-104.

Ribeiro, M. J. 1991. *Sulfetos em sedimentos detríticos Cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil*. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade Federal do rio Grande do Sul, Porto Alegre, 416 p.

Ribeiro, M. J.; Badi, W. S. E.; Gonzalez, A P.; Gonzalez, M.; Licht, O A.; Teixeira, G. 1980. Jazida Santa Maria - Chumbo e Zinco estratiformes no Grupo Bom Jardim, Rio Grande do Sul. In: SBG, XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, **3**: 1725-1742.

Ribeiro, M. J.; Badi, W. S.; Gonzales, A. P.; Gonzales, M. A.; Teixeira, G. 1983. Zonação de cobre, chumbo, zinco e prata associados a seqüências deltaicas regressivas e implicações para a prospecção. *Ciências da Terra* **8**: 19-21.

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, DNPM: 19-231(Boletim 127)

Ribeiro, M.; Fantinel, L. M. 1978. Associações petrotectônicas do escudo Sul-rio-grandense: I Tabulação e descrição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia*, *Série Geológica*, **5**: 19-54.

Ribeiro, M.; Lichteberg, E. 1978. Síntese da geologia do Rio Grande do Sul. In: SBG, XXX Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, **6**: 2451-2463.

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. Escola de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. *Notas e Estudos*, **1 (2)**: 41-54.

Ronchi, L. H.; Lindenmayer, Z. G.; Neto, A. B.; Murta, C. R. 2000. O *stockwork* e a zonação do minério sulfetado no arenito inferior da mina Uruguai, RS. In L. H. Ronchi & A. O. C. Lobato (eds.) *As Minas do Camaquã*. São Leopoldo, Editora UNISINOS, 165-190.

Sucszynski, E. 1975. *Os recursos minerais e potenciais do Brasil e a sua metalogenia*. Rio de Janeiro, Interciências.

Teixeira, E. 1937. *Cobre no Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro, DNPM, Divisão de Fomento da Produção Mineral, 29 p. (Avulso 22)

Teixeira, E. 1941. *A mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro, DNPM, Divisão de Fomento da Produção Mineral, , 47 p. (Boletim 49)

Teixeira, G.; Gonzalez, A. P.; Gonzalez, M. A; Licht, O A B. 1978. Contribuição ao estudo das mineralizações cupríferas disseminadas no Distrito das Minas do Camaquã. In: SBG, XXX Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, **4**: 1644-1654.

Teixeira, G.; Gonzales, M. 1988. Minas do Camaquã, Município de Caçapava do Sul, RS. In: C. SHOBBENHAUS etd., *Principais depósitos Minerais do Brasil*, Vol. III - *Metais básicos não ferrosos e Alumínio, DNPM* , 34-40.

Veigel, R. 1989. *Evolução diagenética e mineralização Cu-Pb-Zn dos "Red-Beds" do distrito de Camaquã - RS*. Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 185 p.

Veigel, R. 1992. Diagênese de rochas siliciclásticas: o exemplo do Membro Vargas, Eopaleozóico da Bacia do Camaquã. *Acta Geologica Leopoldensia*, **15 (35)**: 27-154.

Veigel, R.; Dardenne, M. A. 1990. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas da evolução da mineralização de Cu - Pb - Zn do Distrito de Camaquã - RS. *Revista Brasileira de Geociências*, **20 (1-4)**: 55-67.

[1] Caixa Postal 275, Av. Unisinos 950,
São Leopoldo - RS - CEP 93022-000
ppaim@euler.unisinos.br,

Cavas de Ouro Históricas do Jaraguá, SP

Os primórdios da mineração no Brasil

SIGEP 98

Celso Dal Ré Carneiro[1]

A escassez de estudos específicos sobre as antigas cavas de ouro do Jaraguá - ou os vestígios que delas ainda restam - é tão digna de nota quanto sua importância histórica. O tombamento da região pelo Poder Público como área de "relevante patrimônio histórico" justifica-se por terem sido pioneiras na Província, já no final do século XVI. As ruínas a céu aberto foram consideradas antigas, por volta de 1822, pelo mineralogista José Bonifácio de Andrada e Silva. As "cavas de ouro do Morro Doce", como também são conhecidas, são sinuosas nos mapas e dispõem-se entre rochas metassedimentares e metavulcânicas do Grupo São Roque. Esta unidade do Proterozóico Superior esconde-se, a oeste, sob sedimentos da Bacia do Paraná, na região de Sorocaba. O sítio desperta interesse para estudos de mineração, mas a cava principal, à margem da Rodovia Anhangüera, encontra-se coberta de mato, solo, lixo e entulho. A demarcação dos limites da área de interesse seria a primeira etapa do processo de tombamento da área, levando talvez à construção de pequeno parque municipal. A seguir deveria ocorrer conscientização da população local sobre a importância histórica do sítio, para interromper o sistemático lançamento de solo e resíduos inertes de construção civil.

Historical Jaraguá Gold Excavations, State of São Paulo - The beginning of mining in Brazil

The scarcity of specific studies on the ancient gold excavations of Jaraguá - or the vestiges that still remain - is as noticeable as its historical importance. A public preservation of such an area of "relevant historical heritage" is justified for the fact that they were pioneer in the Province by end of the XVI century. The openpit mine ruins were considered ancient, by 1822, by the mineralogist José Bonifácio de Andrada e Silva. Also known as the "Morro Doce gold caves", they are sinuous in maps, in a narrow zone between metasediments and metavolcanics of the São Roque group. This Upper Proterozoic unit disappears westwards, below the sediments of the Paraná basin. The site is important for mining studies, but the main cave, marginal to the Anhangüera road, is covered by bush, soil, garbage and waste. The limits of the area of interest should be located first The construction of a small park would be valuable, but it must be accompanied by an effort to improve the awareness of the local population on the historical importance of the site. This is the unique way to stop the continuous accumulation of garbage and waste, for the benefit of future visitors and scholars

INTRODUÇÃO

A escassez de informações disponíveis sobre as antigas cavas de ouro do Jaraguá não tem paralelo com sua importância. O principal objetivo deste artigo é resgatar alguns dados inéditos sobre as cavas ali presentes, dada a inexistência de estudos específicos. Pretendemos justificar o tombamento da região como área de "relevante patrimônio histórico" pelo Poder Público. Dentre os inúmeros vestígios de antigas lavras de bens metálicos no Pré-Cambriano paulista, as do Jaraguá, também conhecidas como "cavas de ouro do Morro Doce", possuem singular distribuição geográfica, vinculada às sinuosas dobras e associações litológicas locais.

O interesse científico do sítio geológico pode ser avaliado tanto pela importância histórica – foi a lavra pioneira mais próxima da capital paulista – como pelos numerosos requerimentos de pesquisa mineral que, nas últimas décadas, espalharam-se na área de ocorrência do Grupo São Roque, desde a região do Morro Doce até Santana de Parnaíba, situada mais a oeste. Mesmo que as pesquisas estejam interrompidas, os requerimentos de pesquisa mineral registrados junto ao DNPM indicam que a área ainda interessa à mineração.

O cenário das antigas cavas é desalentador: as ocupações urbanas da região do Parque Morro Doce e outros loteamentos populares, vizinhos à área, expandem-se rapidamente, sob a influência econômica paulistana (Carneiro, 1996). Se a vocação mineral do território paulista pode ser avaliada pelas ocorrências conhecidas, nenhuma delas permitiria incursão tão profunda ao passado colonial brasileiro. Ainda no século XVI lavrou-se ouro ali (Abreu, 1973). O esgotamento gradual e as expressivas descobertas em Minas Gerais deslocaram o foco de interesse dos portugueses para esta última região.

SITUAÇÃO

As cavas antigas de ouro do Jaraguá situam-se no Planalto Atlântico à altura do Trópico de Capricórnio (Figura 1a), mais exatamente nas coordenadas 23º26' S e 46º47' WG. Constituem-se de uma série de sinuosas escavações descontínuas e alinhadas segundo a direção N50ºW (Figura 1b), das quais a cava principal é também a mais próxima da Rodovia Anhangüera (Figura 2a).

O acesso mais fácil para atingir a área das antigas cavas é pela Via Anhangüera, a partir de São Paulo. Deixa-se no km 16,5 o trevo do Jaraguá e, à esquerda, entre os km 23 e 24, ao final de longa descida, adiante de placa rodoviária que assinala a posição do Trópico de Capricórnio, pode-se observar a escavação do Morro Doce. Essa cicatriz na encosta, em forma de "V", é cercada hoje por muitas casas, cujos moradores certamente ignoram sua natureza e significado.

HISTÓRICO

Theodoro Knecht, estudioso dos minérios paulistas, publicou em 1950 uma foto da escavação maior (Knecht, 1950, p.26), em ângulo igual ao da cena que se tem hoje desde a Via Anhangüera, descrevendo-a como uma "escavação antiga" de ouro. A expressão, aliás, não lhe pertence. As ruínas de cavas a céu aberto foram consideradas antigas pelo mineralogista José Bonifácio de Andrada e Silva, por volta de 1822, em visita à Província de São Paulo. Na Capitania de São Vicente, essas extrações pioneiras anunciaram nossa vocação mineira - no final do século XVI - junto com as de Paranaguá. Há mais de 400 anos, muitos ali trabalharam, sob comando de Afonso Sardinha e seu irmão.

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Aspectos geográficos

Ocupações urbanas dominam atualmente a região das cavas de ouro. A transformação da paisagem foi rápida: em quatro décadas a urbanização vem substituindo em ritmo acelerado sítios e chácaras da zona rural. Cada uma das cavas possui paredes muito inclinadas a subverticais, desprovidas de vegetação e cobertas de material escorregado das encostas. A faixa em que se distribuem as escavações estende-se segundo a direção WNW por aproximadamente 6 km, com menos de 800 m de largura. Nas áreas não ocupadas a vegetação remanescente é principalmente de eucaliptos e alguns restos descaracterizados de mata nativa.

A cava principal acha-se hoje coberta de mato, solo desabado, lixo e restos de demolições (Figura 2b). No interior da cava principal observamos, em 1982, a existência de uma galeria suavemente inclinada, extensa de uma dezena de metros ou pouco mais, conectada a um provável *shaft* vertical em sua extremidade. Essas construções foram posteriormente soterradas.

À beira da Rodovia Anhangüera, persistem ainda duas galerias estreitas no filito decomposto, parcialmente cheias de terra (Figura 3), em corte ao lado de um posto de gasolina desativado. As abóbadas superiores

Figura 1 – a) Mapa de localização da área do Morro Doce. **b)** Mapa geológico contendo a distribuição dos restos de cavas antigas e prováveis trabalhos de pesquisa mineral complementar. (Fontes: Carneiro, 1983; IPT, 1981).
Figure 1 – a) *Situation map of the Morro Doce area.* ***b)*** *Geological map with the distribution of vestiges of ancient caves and probable complementary mineral prospection works. (Sources: Carneiro, 1983; IPT, 1981).*

são curvas, à semelhança de capelas, em padrão similar a outros encontrados na regiões de Embu e Guarulhos, abertos para pesquisa de novos veios auríferos. Próximos a esse lugar, há dois cemitérios, que seriam certamente ameaçados se houvesse nova corrida em busca de ouro.

Geologia regional

O complexo dobramento das unidades de rocha (Carneiro et al., 1985) controla, na região do Jaraguá, as dezenas de ocorrências minerais cadastradas (IPT, 1981). A faixa descrita situa-se na zona de transição de um domínio de rochas metapsamíticas impuras, intercaladas com membros metapelíticos, para um domínio de rochas metacarbonáticas contendo numerosas faixas de metatufos e rochas metavulcânicas. Dentre as rochas metapsamíticas impuras apresentam-se arenitos, arcósios, grauvacas, quartzo filitos e, subordinadamente, conglomerados polimíticos e quartzitos brancos puros de aspecto sacaróide, como os do Morro do Quebra-Pé e do Pico do Jaraguá. Filitos avermelhados portadores de bandamento diferenciado (Carneiro, 1983) e raros xistos finos constituem as rochas metapelíticas. Em afloramentos, as rochas metacarbonáticas são encontradas totalmente decompostas, exceto a leste, na região de Perus, onde as pedreiras de pegmatito e granito turmalinífero expuseram horizontes de rocha carbonática sã. Os metatufos são normalmente rochas esverdeadas ricas em tremolita-actinolita, oligoclásio, alguma biotita e opaco. Há ainda minerais secundários, como epídoto, provenientes da decomposição de minerais máficos.

O bandamento diferenciado é a feição planar dobrada mais conspícua. Dobras neutras verticais de planos axiais orientados segundo a direção NNE deformam o padrão linear sinuoso das estruturas precedentes, em especial as dobras portadoras de bandamento diferenciado como foliação plano-axial. As cavas a céu aberto obedecem a esse controle, estando delimitadas, em mapa, a uma estreita zona de filitos vermelhos.

Inexistem dados sobre a geologia da galeria de pesquisa, orientada segundo a direção NNE, encontrada no flanco nordeste da cava principal, e tampouco do *shaft* vertical que a sucede, de

Figura 2 – a) Cava antiga de ouro do Morro Doce, fotografada em 1981 (Foto CDRC). **b)** A mesma cava de ouro, em foto de abril de 1996, mais ameaçada pela expansão urbana (Foto CDRC)

Figure 2 – a) *Ancient gold cave of Morro Doce, a photograph dated 1981 (Photo CDRC).* ***b)*** *The same gold cave, photograph dated april, 1996. The area became more threatened by the urban growth (Photo CDRC)*

Figura 3 - Aspecto de estreita galeria de pesquisa, quase soterrada, cuja abóbada curva tem altura normal pouco maior que 1,2 m (Foto CDRC)

Figure 3 - *Two narrow galleries for mineral prospection, almost filled by soil. The height is approximately 1,2 m (Photo CDRC)*

profundidade desconhecida. Essas feições desapareceram há poucos anos, devido ao lançamento de solos e entulho. No prolongamento da cava principal, à direita da rodovia, sob eucaliptos, foi recolhida uma amostra de veio de quartzo que indicou 20 ppm do metal. Trata-se provavelmente de um veio similar aos "vieiros" de quartzo aurífero de Quebra-Pedras" (Knecht, 1950). A localização desta ocorrência coincide com o prolongamento da cava do Morro Doce para SE, entre a Anhanguera e o Morro do Quebra-Pé, na extremidade de uma cava (Figura 1b). Ao microscópio eletrônico, a amostra indicou presença de ouro livre disperso em pequenas manchas de limonita, sugerindo sua liberação a partir de processos intempéricos cuja ação sobre pirita aurífera teria provocado liberação de ouro submicroscópico, acresção de ouro sobre núcleos de cristalização e geração de partículas visíveis (IPT, 1982). Amostras de minerais primários não foram recolhidas.

Não se tem dados sobre quando ocorreu o esgotamento das jazidas, mas os portugueses dispunham de critérios razoáveis para orientar a prospecção: as prováveis galerias de pesquisa (Figura 3) orientam-se perpendicularmente à direção geral da foliação e das estruturas locais. A lavagem e purificação rudimentares não atingiram o material profundo, de difícil acesso, que exigiria técnicas mais avançadas de localização e cubagem. O insuficiente conhecimento das mineralizações e da complexa geologia local parece ter sido o fator determinante do insucesso da pesquisa mineral, mesmo em tempos mais modernos.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O abandono das antigas cavas de ouro do Jaraguá é lamentável. Com o seu desaparecimento, perderemos pistas de uma história de exploração mineral que data de quatrocentos anos atrás... São Paulo precisa de museus ao ar livre, mas para o Morro Doce pode ser tarde demais. Existe, é certo, uma pequena aldeia, longe dali, junto ao sopé do Pico do Jaraguá, tida como a menor reserva indígena do Brasil, ocupada por remanescentes de uma família de índios, que controlam o acesso à visitação do precário "Tanque de Ouro", cujo funcionamento também remonta à época colonial. Na região do Morro Doce, contudo, se não existir movimentação da comunidade geológica, jamais haverá reversão no quadro acima descrito, pois o fator tempo não está a nosso favor: dependeríamos de várias mudanças e, principalmente, de forte decisão política dos governantes.

Deveria ser dada prioridade máxima à demarcação precisa dos limites da área de interesse. O esquema apresentado na Figura 1b baseia-se em levantamentos de campo e interpretação de fotos aéreas, sendo razoavelmente preciso, em que pesem ser os dados de 1981-82. A seguir deveria ser iniciada a conscientização da população local sobre a importância histórica do sítio, para interromper o sistemático lançamento de lixo, dejetos e resíduos inertes de construção civil. A proposta de construção de um pequeno parque municipal no bairro do Morro Doce, junto à cava mais notável, seria imprescindível, desde que atrelada a um processo de tombamento da área pelos órgãos responsáveis.

Na forma em que se encontra hoje, a área não resistirá a mais uma década de abandono. O contraste é absoluto com os belíssimos ecoparques de Salto e Itu (ver Ciência Hoje, n. 112, p. 24-31, 1995). Sem memória, não há história, como lucidamente esses e tantos outros exemplos o demonstram. Deve-se advertir que, em breve, tais testemunhos do passado serão sufocados pela expansão urbana. De um lado da Via Anhangüera, eles convivem com os cemitérios; do outro, com a cidade e seus detritos, que logo riscarão do mapa o caminho tortuoso, se nada fôr feito para conter a "urbanização" mal-planejada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abreu, S.F. 1975. *Recursos Minerais do Brasil*. 2 ed. São Paulo: Nacional. 222p.. v. 1.

Almeida F.F.M. de; Carneiro, C.D.R. 1995. Geleiras no Brasil e os parques naturais de Salto e Itu - *Ciência Hoje, **19** (112) :24-31*

Carneiro, C.D.R. 1983. *Análise estrutural do Grupo São Roque na faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, SP*. São Paulo. 155p. (Tese doutorado, Inst. Geoc. USP).

Carneiro, C.D.R. 1996. As cavas antigas de ouro do Jaraguá. *Ciência Hoje,* **21** (125):22. (Crônica).

Carneiro, C.D.R.; Hasui, Y.; Nagata, N.; Lima, M.O. de. 1985. Padrões de superposição de estruturas do Grupo São Roque na faixa Jaraguá-Cristais (SP). *Rev. Bras. Geoc.*, **15**, (2): 110130.

Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT). 1981. *Mapa de jazidas e ocorrências minerais do Estado de São Paulo.* São Paulo: IPT.. 758p. (IPT. Monografias 4, Publicação 1171)

Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT). 1982. *Caracterização mineralógico-química e petrográfica, por microscopia óptica, microssonda eletrônica e microscopia eletrônica de varredura, de uma amostra de rocha procedente da região do Morro Doce-SP.* São Paulo: IPT. 10p. (IPT. Relatório 16 563)

Knecht, T. 1950. *Ocorrências minerais do Estado de São Paulo.* São Paulo: Secretaria da Agricultura. 144p. (v. 1: municípios de São Paulo, Santana de Parnaíba, Barueri, Franco da Rocha, Guarulhos, Mogi das Cruzes, Suzano e Poá).

[1] Instituto de Geociências – UNICAMP
Depart. Geociencias Aplicadas ao Ensino
Caixa Postal 6152 - 13083-970
Campinas-SP
Fone: (+55)(19) 3788-4564, 3788-4568
Fax: (+55)(19) 3289-1562, 3289-1097
cedrec@ige.unicamp.br

Conglomerado Diamantífero Sopa, Região de Diamantina, MG

Marco histórico da mineração do diamante no Brasil

SIGEP 36

Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves[1]
Ítalo Meneghetti Filho[2]

Conglomerados diamantíferos, pré-cambrianos, afloram em numerosas localidades nas imediações de Diamantina (Minas Gerais), Serra do Espinhaço Meridional. Estas rochas, pertencentes à Formação Sopa Brumadinho, do Supergrupo Espinhaço, constituem um importante sítio geológico, além de um marco na história da mineração: na década de 1850, pela primeira vez em todo mundo eram descobertos diamantes dentro de uma rocha. O assim designado Sítio Sopa tem suas particularidades, uma vez que ele se encontra "espalhado" por uma extensa zona, onde quatro principais áreas se apresentam: Sopa-Guinda, São João da Chapada, Datas e Extração. A denominação "Sopa", cuja toponímia tem permitido diversas interpretações, ganhou *status* de unidade geológica e como tal destaca-se no contexto geológico brasileiro. Assim sendo, localizado em região de intensa atividade mineradora nos séculos XVIII e XIX, este sítio, é marcado por paisagem antrópica profunda, ainda hoje cenário de extrativismo garimpeiro realizado por populações locais que apenas encontram nesse trabalho um parco meio de subsistência. Procurar soluções mitigadoras e regeneradoras para a degradação ambiental e alternativas socio-econômicas para suas comunidades, torna-se prioridade a curto e médio prazos. A elaboração e implementação de um Plano de Manejo Ambiental Sustentável, contemplará as necessidades físicas, bióticas e antrópicas do sítio e de suas áreas de entorno, preservando-o verdadeiramente como sítio histórico e geológico.

Diamond-Bearing Sopa Conglomerate, Diamantina Region, State of Minas Gerais - An historical register of diamond mining in Brazil

Diamond-bearing precambrian conglomerates outcrop in numerous localities in the surroundings of Dimantina city (Minas Gerais State), in the Southern Espinhaço Range. These stones belong to the Sopa Brumadinho Formation, in the Supergrupo Espinhaço, and compose an important geological site and an historical mark in the mining history: in the 1850 decade for the first time all over the world were discovered diamonds inside a stone. The Sopa Site has its particularities, spreaded in an extense zone, with four main areas are presented: Sopa-Guinda, Datas, Extração, and São João da Chapada. The denomination "Sopa", which toponymy permits several interpretations, gained importance in the geology unit and stands out in the Brazilian geology context. Located in an intense mining activity region in the XVIII and XIX centuries, the Sopa Site is characterized by an anthropic landscape that up till now is a place of rudimental mining by the local population that precariously survive from its activity. Solving the environment degradation and finding social and economic alternatives to that population are curt and medium priorities. The elaboration and the implementation of a Sustainable Environmental Management Plan that attend the physic, biotic and anthropic necessities of the site and its surroundings will really preserve the Sopa Site.

INTRODUÇÃO

As rochas metassedimentares de natureza conglomerática que contêm diamantes na região de Diamantina, Estado de Minas Gerais, possuem amplos aspectos que permitem considerá-las de importância maior na evolução do conhecimento geológico, além de um marco na história da mineração brasileira. O levantamento dos dados a respeito deste sítio geológico é também de importância fundamental na história do diamante. Deve-se ressaltar que nos arredores de Diamantina, oficialmente em 1729, pela primeira vez a mais preciosa das gemas foi descoberta no Brasil e também fora do eixo asiático (Índia e Bornéo) onde era explorada desde os tempos antigos. Além disso, todas as lavras então conhecidas, sejam na Ásia ou no Brasil, se processavam em aluviões recentes, até a descoberta dos conglomerados do tipo "Sopa", também em Diamantina, ocorrida em meados do século XIX.

Em termos geológicos, a região onde se situa o sítio objeto deste estudo é a "província" diamantífera da Serra do Espinhaço, a qual abrange os estados de Minas Gerais e Bahia. Nesta província mineral são reconhecidos diversos "distritos" diamantíferos, dentre os quais o de Diamantina se destaca como o mais importante, tanto nos aspectos históricos, como nos aspectos econômicos. No âmbito do Distrito de Diamantina, foram extraídos cerca de 30% - 40% de todos os diamantes já produzidos no Brasil, significando algo em torno de 30.000.000 de quilates (Chaves *et al.*, 1993). Deve-se ressaltar que a região tem produzido diamantes ininterruptamente desde a descoberta dos primeiros depósitos, e que ainda atualmente é um importante meio de subsistência para a população local.

Do ponto de vista antrópico, constata-se um elevado índice de pobreza da população, contrastante ao expressivo percentual de diamantes extraídos. Este fato denota o resultado da consentida expropriação de riquezas sofrida pelo país ao longo de sua história, em virtude sobretudo das más políticas públicas, engendradas, não raro, para atender a interesses alheios aos do patrimônio das populações locais. Assim, ao elaborar-se o presente capítulo, face a importância histórica deste sítio para a região de Diamantina, procurou-se tecer, em complemento ao estudo geológico, considerações sobre os aspectos antrópicos da sua área de entorno e influência.

Um trabalho desta natureza deve ser interdisciplinar, para que possa atender, ainda que de forma modesta, à complexidade dos vetores

Figura 1: Distribuição geográfica da Serra do Espinhaço e da unidade estratigráfica que a sustenta, o Supergrupo Espinhaço, na região centro-oriental brasileira (em pontilhado). Principais domínios - (1) Espinhaço Meridional, (2) Espinhaço Central, (3) Espinhaço Setentrional e, (4) Chapada Diamantina (extraída de Chaves, 1997).

***Figure 1**: Geographic distribution of the Espinhaço Range and their main stratigraphic unit, the Espinháco Supergroup, in the central-eastern brazilian portion. Main domains - (1) Southern Espinhaço, (2) Central Espinhaço, (3) Northern Espinhaço and, (4) Chapada Diamantina ("Diamondiferous Tableland") (redrawing from Chaves, 1997)*

Figura 2: Principais sítios onde ocorre o Conglomerado Sopa no Distrito Diamantífero de Diamantina (extraída de Chaves *et al.*, 1993).

***Figure 2**: Main sites of occurrence of the Sopa Conglomerate in the diamaond-bearing Diamantina District (redrawing from Chaves et al., 1993).*

geossistêmicos, antropo-socio-econômicos e ecológicos que envolvem a descrição, caracterização, manejo e o conseqüente e desejável estabelecimento de medidas de proteção de um sítio como o ora caracterizado.

LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA

A Serra do Espinhaço, situada na porção centro-oriental brasileira, envolve uma extensa faixa linear de direção norte-sul, que se inicia nas proximidades de Belo Horizonte, desenvolve-se pela região centro-norte de Minas Gerais (áreas de Diamantina e Grão Mogol) e adentra até o norte do Estado da Bahia na região da Chapada Diamantina (Figura 1). O Supergrupo Espinhaço é a unidade geológica de maior expressão que sustenta os domínios serranos. No âmbito desta seqüência intercalam-se numerosas lentes de conglomerados diamantíferos, cujos diamantes foram posteriormente distribuídos para as unidades geológicas mais jovens.

Os conglomerados do tipo Sopa afloram na Serra do Espinhaço Meridional, no âmbito do Distrito de Diamantina (Chaves, 1997), abrangendo uma ampla área com cerca de 5000 km^2 nos municípios de Diamantina, Datas, Gouveia, Presidente Kubitschek, Conceição do Mato Dentro e Serro. No presente texto, entende-se o "Sítio Sopa" como restrito ao Distrito de Diamantina, possuindo afinidades geológicas em cada um dos quatro principais campos diamantíferos onde ocorre: Sopa-Guinda, São João da Chapada, Extração e Datas (Figura 2). Em seu *locus tipicus* o Conglomerado Sopa aflora sobre uma faixa com cerca de 100 km de comprimento (N-S), coincidente com a porção axial da cordilheira, explicando assim a notável distribuição aluvionar cenozóica dos depósitos diamantíferos. A altitude dos campos é variável (em ordem decrescente): Sopa-Guinda e São João da Chapada, 1400m-1350m; Datas, 1300m-1250m; e Extração, 1150m-1050m.

HISTÓRICO

O conhecimento geológico da Serra do Espinhaço, em Minas Gerais, tem acumulado um invejável acervo bibliográfico historicamente relacionado à presença do diamante e seus depósitos. O diamante é um dos minerais gemológicos mais antigos que se tem notícia, sendo lavrado em várias localidades da Índia e de Bornéo desde tempos imemoriais, até ser descoberto no Brasil, em Diamantina, oficialmente em 1729. No entanto, sabe-se que muitos anos antes já ocorriam garimpos na região, as pedras chegando à Europa como procedentes da Índia. Os conglomerados que caracterizam o Sítio Sopa, porém, só foram localizados durante a década de 1850.

Toponímia

A origem do termo Sopa é bastante controvertida, havendo diversas concepções a respeito da mesma. A mais comum delas é que esta terminologia tem como base o fato de que a rocha, após seu desmonte hidraulico, quando acumulada nas "catas" abertas pelos garimpeiros costuma efervescer, ou "ferver", na linguagem local, como uma sopa. Uma outra hipótese é a de que, em algumas áreas a matriz do conglomerado é muito micácea, sendo, por sua cor verde, inicialmente confundida como talcosa por geólogos sul-africanos que atuaram em Diamantina na década de 1920. Como tal matriz era escorregadia, esses geólogos chamaram tal rocha de *soapstone* ou simplificadamente *soap* (sabão), que foi adaptado pelo linguajar garimpeiro para sopa. Uma terceira versão, mais simplista, acredita que o termo tem sua origem no aspecto caótico e variado apresentado pelos seixos do conglomerado, que quando cortado pode assemelhar-se a uma sopa de muitos ingredientes.

Estudos desenvolvidos nos séculos XVIII e XIX

A primeira referência a respeito da descoberta do diamante no Brasil é devida ao pioneiro da mineralogia no país, José Bonifácio de Andrada e Silva. Ele publicou no final do século XVIII em Paris, sua "Memória sobre os diamantes do Brasil" (Andrada e Silva, 1792), onde descreveu as lavras e o modo de ocorrência deste mineral em várias localidades, destacando-se os rios "Geguitignona" (Jequitinhonha) e "Toucanbirnem" (Itacambira ou Itacambirussu). Este pesquisador antecipou-se assim em mais de dez anos aos naturalistas europeus que visitaram o país ao longo do século XIX.

O geólogo e comerciante inglês John Mawe foi o primeiro desses naturalistas, que além de descrever as áreas diamantíferas, provavelmente reconheceu o Conglomerado Sopa ao mencionar na região de Diamantina a existência de "xistos micáceos com massas grosseiras de *grés* e seixos de quartzo, formando uma espécie de *pudding* pouco compacto e friável" (Mawe, 1812), apesar de não relacioná-los com os diamantes da região.

Chamado ao Brasil em 1810 por Dom João VI, o Barão von Eschwege chegou da Alemanha com a missão de reorganizar as minas de ouro em decadência. Suas publicações na área de geologia econômica (incluindo o diamante) são pioneiras, destacando-se o "Quadro geognóstico do Brasil e a provável rocha matriz do diamante" (Eschwege, 1822) e o famoso "Pluto Brasiliensis" (Eschwege, 1833).

Spix & Martius (1828), príncipes e naturalistas prussianos, subiram ao Pico do ltambé, ponto culminante da Serra do Espinhaço (2002 m), mostrando com detalhes a geologia e a presença de diamantes neste local: "...compõe-se inteiramente de xisto quartzítico, branco acinzentado, em geral de granulação fina que, nas alturas, contem localmente grandes quantidades de fragmentos de quartzo arredondados, à maneira de brechas. É surpreendente o fato de nele haverem achado diamantes, em considerável altura".

Não se sabe ao certo quando o Conglomerado Sopa começou a ser lavrado na região de Diamantina. Burton (1869), viajante e escritor inglês, tradutor para o Ocidente dos contos árabes das "Mil e uma noites", descreveu o "itacolomito branco e vermelho, granular e quartzoso..." como a rocha-fonte do diamante e, buscando comprovar a hipótese: "todas as lavras que não ficam perto de rios estão na base de alguma massa de pedra". Nas lavras de São João da Chapada, descritas com minúcias, as pedras eram lavradas da matriz argilosa de uma brecha e/ou conglomerado com clastos de quartzito. Em seu relato, estas lavras vinham sendo operadas "há uns dez anos"; logo os primeiros conglomerados reconhecidos como diamantíferos foram descobertos na década de 1850.

No final do século, destacaram-se os vários estudos de Henry Gorceix e Orville Derby. Gorceix (1880, 1881) atribuiu aos "filões de quartzo" a rocha matriz do diamante, observando que os mesmos satélites que ocorrem nos aluviões são comumente encontrados nos veios, atribuindo ao Conglomerado Sopa uma origem aluvionar, de possível idade terciária. Por sua vez, Derby (1879,1882), considerou o diamante como detrítico nos conglomerados, estando a matriz primária também relacionada a veios de uma "eruptiva ácida alterada", que cortaria sua "série inferior" de xistos e quartzitos.

Principais estudos desenvolvidos no século XX

Expedições norte-americanas no início deste século (por exemplo, Harder & Chamberlin, 1915, Branner 1919) levantaram grandes extensões da geologia de Minas Gerais. Estes estudos consideraram as jazidas de diamantes dos platôs altos (os conglomerados de Diamantina) como depósitos de antigos rios, de pouca espessura que escavaram os xistos e quartzitos ainda mais antigos, de possível idade mesozóica-teciária inferior.

De outra maneira, Brouwer (1920) em estudo pouco conhecido, depois de visitar os campos de Sopa e Curralinho (atual Extração), pela primeira vez mostrou que os conglomerados de Diamantina não eram depósitos cenozóicos, estando intercalados dentro da série de quartzitos regionais. Esta hipótese foi ignorada por longo tempo, sendo retomada a partir dos estudos de R. Pflug na década de 1960.

A visita de geólogos que trabalhavam na África do Sul na década de 1920 trouxe uma nova interpretação a respeito do Conglomerado Sopa. Draper (1920,1923), inicialmente, e depois Du Toit (1927) consideraram esta rocha na Lavra Boa Vista (Extração) como uma brecha magmática intrusiva, comparável aos pipes kimberlíticos africanos. Os principais argumentos a favor desta hipótese eram o "cimento verde", julgado ser de olivina alterada, e a grande diferença de altitude entre os vários campos diamantíferos, contrária a uma origem aluvionar. Guimarães (1934) comprovou quimicamente que o cimento era constituído apenas de quartzo e sericita. Quanto ao problema da altitude, este não chega a ser contra ou favor de qualquer argumento, já que toda a seqüência sedimentar encontra-se dobrada.

Thompson (1928) procurou associar as duas hipóteses então conhecidas: o Conglomerado Sopa estaria na base (ou próximo) da seqüência denominada "Quartzito Caraça" por Harder & Chamberlin (1915), sendo interpretado como um depósito aluvial antigo, possivelmente de idade "algonkiana", em Sopa, Guinda e Datas. Em São João da Chapada e Boa Vista, as rochas diamantíferas seriam "brechas intrusivas" semelhantes às da África do Sul, e como estas foram consideradas mesozóicas.

Nos estudos clássicos de Luciano Jacques de Moraes e Djalma Guimarães, diversas novas considerações sobre o Conglomerado Sopa foram apresentadas: (1) Seus depósitos, atribuídos ao Pré-Cambriano Superior, foram designados de "Série Lavras", de origem glaciogênica, composta pelas formações Sopa e Macaúbas; (2) A correlação Sopa-Macaúbas, não constatada no campo, deveu-se à suposição da Formação Sopa ser flúvio-glacial,

enquanto a Formação Macaúbas incluiria depósitos diretamente acumulados por geleiras; (3) As rochas matrizes do diamante seriam "intrusões ácidas" nas séries Minas e Itacolomi, posteriormente transformadas em filitos (Moraes & Guimarães, 1930; Moraes, 1934; Guimarães, 1934 e Moraes *et al.*, 1937).

Barbosa (1951) aceitou a gênese flúvio-glacial dos conglomerados, mas as "rochas fontes" filitizadas foram consideradas equivalentes a rochas magmáticas intermediárias. Kerr *et al.*, (1941), no entanto, contestaram sua origem glacial, pois "os *boulders* em conjunto são demasiado arredondados para se considerar tilitos, não obstante existirem *boulders* não arredondados". Da mesma forma, contra-argüíram também a hipótese das brechas serem intrusivas em Extração e São João da Chapada: "parece muito difícil formar-se uma brecha com *boulders* tão largamente espaçados e com tanta argila entre eles..." Intrusões ácidas, em camadas grafitosas da Série Minas, foram novamente consideradas as fontes primárias do diamante.

Pesquisas realizadas a partir da década de 1960 sob a coordenação do Prof. R. Pflug, da Universidade de Freiburg (Alemanha), levaram ao mapeamento de grande parte da Serra do Espinhaço Meridional, em diversas escalas. Pflug (1965,1968) reconheceu três tipos de rochas conglomeráticas na região: conglomerados monomíticos de matriz arenosa, esporadicamente com diamantes, conglomerados polimíticos de matriz arenosa ou argilosa, normalmente com diamantes (Conglomerado Sopa, *sensu strictu*); e brechas de quartzito com matriz argilosa, localmente diamantíferas. Suas mais importantes conclusões foram: (1) as rochas diamantíferas (Formação Sopa), intercalam-se estratigraficamente na seqüência quartzítica da serra, então redesignada de Formação Sopa Brumadinho; (2) pelos vetores das paleocorrentes, definiu-se um aporte sedimentar de oeste para leste, denotando a existência de uma área-fonte a oeste; (3) como esta área, cratônica, foi a supridora de sedimentos para a Bacia Espinhaço, aí deveriam existir rochas de natureza básica-ultrabásica, as fontes primárias dos diamantes; (4) no Proterozóico Superior, a zona cratônica sofreu subsidência, recebendo a cobertura sedimentar do Grupo Bambuí, não permitindo assim o registro atual da rocha fonte do diamante.

Aos estudos do Prof. Pflug seguiram-se vários outros na mesma linha. Schöll & Fogaça (1979) e Schöll & Turinsky (1980) trataram do Conglomerado Sopa, considerando-o intraformacional e originado em "águas bastante rasas e de energia elevada". Justificaram a presença de matacões neste ambiente pela possível ocorrência de amplitudes de marés mais elevadas no Pré-Cambriano. A Formação Sopa Brumadinho como um todo teria se depositado em um período regressivo durante o qual partes da região temporariamente emersas permitiram uma sedimentação descontínua, indicada pela repetida ocorrência de conglomerados "costeiros" em um mesmo perfil.

Nos estudos mais recentes, a hipótese do Conglomerado Sopa representar depósitos de ambiência continental foi retomada por Dossin & Dardenne (1984), ao mostrarem que os conglomerados de Diamantina "caracterizam uma sedimentação de leques aluviais em borda de bacia". No curso "Sistemas Deposicionais: Aplicação da Técnica de Modelagem Faciológica no Pré-Cambriano", ministrado em Diamantina pelos professores J.C. Castro e F.F. Alkmin (julho/1986), os conglomerados foram reconhecidos em Sopa e Guinda como depósitos de leques aluviais. Esta posição foi publicada com maiores detalhes por Garcia & Uhlein (1987): "um contexto mais continental, configurado pelo avanço de um sistema fluvial de rios entrelaçados associados a leques aluviais, relativamente próximos da costa em determinados locais, define a porção média da Formação Sopa-Brumadinho". Desde então, todos os trabalhos, além de diversas Teses, têm considerado uma origem em leques aluviais para os conglomerados diamantíferos da Formação Sopa Brumadinho (vide, entre outros, Chaves, 1988 e 1997; Chaves & Svisero, 1993; Martins Neto, 1989 e 1993; Uhlein, 1991; Almeida-Abreu, 1993).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

A região abrangida pelo Distrito Diamantífero de Diamantina, incluindo assim as áreas de afloramento do Conglomerado Sopa, tem sido levantada geologicamente nos últimos 20 anos na escala de 1:25.000 por integrantes do Centro de Geologia Eschwege - UFMG (Diamantina), incluindo um dos autores deste estudo (Chaves *et al.*, 1985). O Supergrupo Espinhaço aflorante na região é representado por espessas seqüências de quartzitos, aos quais se intercalam filitos e o Conglomerado Sopa, todos metamorfizados no fácies xisto verde baixo, permitindo assim a preservação das estruturas sedimentares e outros atributos originais das rochas.

Introduzido na literatura geológica por Moraes & Guimarães (1930), o termo Conglomerado Sopa com o tempo encampou outras rochas conglomeráticas, situadas em horizontes estratigráficos

Figura 3: **A**- Lavra abandonada de diamantes no Conglomerado Sopa em Diamantina. Os grandes blocos que restam são porções mais duras da rocha, não trabalhadas pelos garimpeiros (Lavrinha, Campo de Sopa-Guinda); **B,C**- Detalhe do Conglomerado Sopa na Lavrinha (Campo de Sopa-Guinda), mostrando ser clasto-suportado com seixos de variados tamanhos e tipos.

Figure 3: ***A***- *Abandoned mine of diamonds in the Sopa Conglomerate in the Diamantina district. The relict big blocks are hard portions of the rock, do not mined by the garimpeiros (Lavrinha mine, Sopa-Guinda field);* ***B,C-*** *Detail of the Sopa Conglomerate in the Lavrinha mine (Sopa-Guinda field), showing be a clast-support rock with pebbles of several sizes and types.*

distintos. Assim, devido a semelhanças físicas e presença de diamantes, depósitos situados em áreas distantes como em Grão Mogol-Itacambira (Espinhaço Central), ou mesmo na Chapada Diamantina (BA) foram equivocadamente correlacionados à Formação Sopa. Deste modo, o Conglomerado Sopa deve ser tratado particularizando seu *locus tipicus* com quatro principais áreas de ocorrência (Figura 2), onde, ainda na atualidade, cerca de 200 garimpeiros estão explorando diretamente a rocha em busca de diamantes (Figura 3A, B, C).

No *Campo de São João da Chapada*, situado a cerca de 25 km a noroeste de Diamantina, foram descobertos os primeiros diamantes em conglomerados, nas imediações do vilarejo, compreendendo as lavras do Duro e do Barro. Outra lavra, a do Campo Sampaio, constitui sem dúvidas o depósito conglomerático que em maior abundância e mais regularmente tem produzido diamantes em todo Distrito de Diamantina, ainda presentemente alvo de serviços de lavra (Chaves & Uhlein, 1991; Chaves, 1997).

O *Campo de Sopa-Guinda* está localizado cerca de 10 km a oeste de Diamantina, sendo reconhecido como o mais clássico de todo o distrito. Nas proximidades do vilarejo de Sopa, Moraes & Guimarães (1930) fizeram as primeiras descrições detalhadas e designaram as rochas conglomeráticas como "Formação Sopa". Dentre as muitas lavras da área, de pequeno porte, destacam-se a Caldeirões, a Brumadinho, a Diamante Vermelho e a Lavrinha (Figura 3). Os conglomerados afloram nesta área na forma de lentes pouco espessas (geralmente inferiores a 4 m), porém com extensões que podem alcançar mais de 500 m (Chaves, 1997). Entretanto, garimpeiros e pequenas empresas de mineração consideram os teores diamantíferos muito reduzidos, com enriquecimentos locais apenas nos depósitos de coluvião.

O *Campo de Extração*, situado quase 15 km a leste de Diamantina, caracteriza-se por possuir os maiores volumes de rocha conglomerática, com os mais altos teores, e ainda por ter produzido as maiores pedras de todo distrito. Em 1954, foi encontrado um diamante com 64,4 ct, possivelmente o maior da região, em um terraço aluvionar do Ribeirão do Inferno. Esses fatos determinaram que diversas áreas de afloramento do Conglomerado Sopa já tenham sido lavrados em escala industrial, principalmente durante o presente século, nas lavras Boa Vista, Serrinha, Cafundó e Cavalo Morto.

A *30 km ao sul de Diamantina*, localizam-se várias lavras em conglomerados nas proximidades da *cidade de Datas*. Esta pequena cidade constitui o centro local de uma zona produtora de diamantes onde cerca de 90% da população dedica-se à atividade garimpeira. As principais lavras são a Vintém, a Surrão (ou dos Ingleses), a Lages e a Datas de Cima, todas a leste da cidade. O Ribeirão Datas, que corta a zona diamantífera, pode ser considerado como um dos mais ricos de todo o distrito. Poucos estudos referem-se à geologia do Conglomerado Sopa nesta área, que foi mapeada em semi-detalhe por Chaves (1997).

Nas quatro áreas descritas, certas afinidades geológicas parecem ser comuns aos conglomerados,

Figura 4: Aspectos geológicos principais do Conglomerado Sopa no Distrito de Diamantina (modificada de Chaves & Svisero, 1993).
Figure 4: *Main geological aspects of the Sopa Conglomerate in the Diamantina District (modified from Chaves & Svisero, 1993).*

ASPECTOS DA ROCHA		*SOPA-GUINDA*	*SOPA-GUINDA*	*SOPA-GUINDA*	*EXTRAÇÃO*
Forma dos corpos		lenticular	acanalada	lenticular	lenticular e acanalada
Espessura máxima		10 m	10 m	20 m	100 m (?)
Clastos (>60%)	**Classificação**	polimítico	polimítico	polimítico	polimítico
	Selecionamento	mal selecionado	mal selecionado	mal selecionado	mal selecionado
	Diâmetro máximo	0,6 m	0,4 m	0,6 m	1,0 m
	Suporte	clasto-sustentado	clasto-sustentado	clasto-sustentado	clasto-sustentado
	Arredondamento	subarredondados	subangulosos	subarredondados	subangulosos
Matriz predominante		arenosa	argilosa	arenosa-argilosa	argilosa

como: lenticularidade; clastos intraformacionais, a maioria de quartzitos; aspecto caótico e sem estratificação; clastos predominando sobre a matriz; clastos na maioria bem arredondados, de tipos rochosos variados e com diâmetro predominante entre 10-20 cm (Figura 4). Outros fatores, porém, são variáveis entre os vários campos, como a natureza da matriz, percentual relativo dos clastos e espessura dos corpos, além do teor médio em diamantes.

Diversas hipóteses procuram explicar a origem dos diamantes na região (Chaves & Svisero, 1993; Fleischer, 1995; Almeida-Abreu, 1993; Chaves, 1997). Porém, como em toda a Província do Espinhaço não existem registros de kimberlitos ou de lavas ultrabásicas alcalinas, este problema torna-se mais complexo. O primeiro autor do presente estudo, em diversas oportunidades tem defendido uma origem distante, fora da bacia de sedimentação, para o diamante da Serra do Espinhaço, o qual só foi incorporado ao Conglomerado Sopa durante a instalação da bacia do Espinhaço (Chaves, 1997; Chaves *et al.*, 1998; Chaves & Svisero, 1999).

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Por suas importâncias históricas, facilidades de acesso e proximidades de Diamantina, além da grande abundância de conglomerados ainda preservados, certos trechos dos campos de Sopa-Guinda e de Extração foram "selecionados" para constituírem áreas de implantação de unidades voltadas à recuperação e preservação da memória do Sítio Sopa.

Antecedentes históricos

Em termos antrópicos, a ocupação das regiões vizinhas ao Sítio Sopa foi intensificada em função da descoberta de diamantes em seus domínios, ao ponto de ter sido nos séculos XVIII e XIX, centro de atração comercial e até mesmo cultural, comparado aos dias atuais em que a população, empobrecida, sobrevive na esperança de dias melhores.

Alguns autores, sobretudo naturalistas europeus em viagens ao Brasil (como Freyreiss, 1813; Saint-Hilaire, 1833), criticaram o modo como os fluxos colonizatórios de Portugal se relacionavam com a cultura nativa, desperdiçando esforços na tentativa de subjugá-la visando uma exploração imediata de recursos naturais, despreocupando-se em planejar e/ou implementar qualquer tipo de atividade econômica estável e duradoura. Além disso, ressalta-se o atraso tecnológico lusitano, ao se valer de técnicas primitivas de mineração, desenvolvidas pelos seus próprios "subalternos", os negros africanos, comparadas àquelas empregadas na época sobretudo por ingleses e alemães. Assim, sítios geológicos de atividades mineradoras como os da região de Diamantina, guardam em sua memória ambiental marcas profundas da inépcia de seus exploradores e sofrimento das populações exploradas no trabalho escravo do negro, do genocídio das comunidades indígenas e da segregação e expropriação do elemento mestiço. Tais marcas de sofrimentos acumulados, somadas a degradação contínua do ambiente, tornam-se difíceis de serem apagadas pelo tempo, restando, à sociedade atual, o esforço no sentido de atenuar tais impactos.

Na realidade então, ao se tratar de medidas protetoras a sítios geológicos ou paleontológicos de intensa atividade antrópica, deve-se ressaltar que são propostas atenuadoras e regeneradoras, uma vez que tais ambientes se encontram, em geral, intensamente degradados pela atividade humana, empreendida em função da exploração gananciosa de seus recursos. Logo, tais medidas de proteção devem evoluir para um conceito de medidas mitigadoras e regeneradoras, como conseqüência da impossibilidade de proteção total da área nas suas características originais, em associação com propostas concretas de aproveitamento das populações locais em outras atividades producentes.

Cenário atual

As várias localidades abrangidas pelo Sítio Sopa constituem uma formação geológica de quartzitos onde se intercalam os conglomerados diamantíferos do tipo Sopa. Evidentemente, um ambiente com tal recurso mineral se tornou desde os primórdios da sua descoberta local de intenso extrativismo desorganizado, o que vale dizer, de impactos ambientais profundos. Na atualidade o Sítio Sopa caracteriza-se por um cenário marcado de paisagem antrópica, resultado da intensa atividade de lavra do diamante associada aos processos intempéricos e erosivos naturais. Em conseqüência, o solo encontra-se desnudado de cobertura vegetal, retroalimentando os mesmos processos degradadores da paisagem, bastante revolvido na maior parte das áreas e muito irregular, com escavações, secas ou inundadas, originadas das múltiplas fases de garimpagem.

Existe ainda atividade de lavra de subsistência, com técnicas rudimentares, consumindo elevada energia humana e baixíssimo resultado econômico por parte

Figura 5: Diagrama esquemático para avaliação e análise de impacto ambiental no Sítio Sopa.
Figure 5: *The Sopa Site appreciation and analyses of environmental impact diagram.*

das populações locais, residentes em vilarejos pobres e desprovidos de recursos. No entanto, a malha viária regional é relativamente bem distribuída e de boa qualidade, com estradas principais asfaltadas e vicinais de terra batida trafegáveis o ano inteiro.

Não existe atividade turística organizada para visitação às diversas áreas do sítio, sendo estas alvo de trânsito permanente de garimpeiros e também de excursões constantes de grupos de estudantes e pesquisadores organizadas pelo Centro de Geologia Eschwege. Não existe ainda, por parte de órgãos governamentais, atividades de conscientização para a importância da região, ficando esta restrita à inciativa individual de um ou outro habitante local e, mais freqüentemente, aos esforços particulares de pesquisadores ligados ao Centro Eschwege. Estes esforços, buscam despertar nos estagiários de geologia das diversas Universidades brasileiras, o valor geológico e histórico do Sítio Sopa para a geologia regional e origem da sociedade local.

Proposta de manejo ambiental sustentável

Um plano de manejo sustentável deve procurar a integração dos aspectos físicos, bióticos e antrópicos do ambiente-alvo, sem o que a implantação e sustentabilidade do projeto será inviável (Dominguez, 1994). Para o Sítio Sopa, procurou-se elaborar uma proposta de recuperação sustentável, podendo mais tarde, dependendo do sucesso desta primeira investida, evoluir para um Plano de Manejo Ambiental Sustentável, onde a participação integrada da sociedade civil, setores privados e governamentais se tornam imprescindíveis para a sua concretização. Assim, tendo como fundamento observações detalhadas de campo, a presente proposta foi estruturada procurando atender a esta primeira etapa, emergencial, de medidas mitigadoras e regeneradoras, objetivando a desaceleração dos processos degradadores atuantes. Tais medidas são propostas inicialmente para serem levadas a efeito nos campos de Sopa-Guinda e Extração, pelas razões que se seguem: (1) proximidades com Diamantina, (2) boas estradas acessíveis o ano inteiro e, (3) exposição do Conglomerado Sopa em numerosos locais, todos próximos uns dos outros.

Está reservada a preservação imediata de pelo menos 30% de cada uma das duas áreas escolhidas, sendo que nos outros 70% restantes deverá ser permitida a garimpagem nos moldes tradicionais, até que novas atividades sejam propostas para os garimpeiros pelos órgãos competentes. A escolha de tais áreas de preservação caberá a uma equipe técnica interdisciplinar composta por profissionais das diversos campos ambientais. A proposta ora formulada está concebida segundo a associação dos três amplos aspectos da dimensão de uma unidade ambiental (Meneghetti Filho & Chaves, 1999): físico, biótico e antrópico (Figura 5).

Físico

A prioridade para o Sítio Sopa recai sobre a atenuação dos processos erosivos que atuam sobre o terreno e seu material rochoso, além dos rejeitos inconsolidados de lavra. Evidentemente, tratam-se de fenômenos naturais do ciclo geológico do ambiente, potencializados pela ação antrópica histórica. Porém, alguns procedimentos de engenharia ambiental podem ser tomados no sentido de mitigar tais impactos como, criar sistemas retentores de drenagem para as águas pluviais, identificar áreas críticas e proceder conforme o caso, refazer onde for necessário a cobertura vegetal herbácea e arbustiva nativas, minimizando a ação do vento, da insolação e das chuvas sobre o terreno e suas estruturas (Drew, 1986).

Enfim, atenuar os impactos físicos significa para o caso das diversas áreas do Sítio Sopa, sobretudo criar ou recriar redes adequadas recondicionantes da drenagem, para evitar a lixiviação e ravinamentos excessivos. Para tal empreendimento há que se contar com os trabalhos de planejamento ambiental, geologia, engenharia civil, botânica, geografia e agrimensura, além de pessoal de apoio.

Biótico

Pelo enfoque biótico, o primeiro passo será identificar dentre a vegetação nativa do Sítio Sopa, aquelas melhores adaptadas às condições adversas, em virtude da degradação dos seus ambientes, o que de certo modo pode ser imediatamente realizado,

bastando para isso observar as espécies vegetais que espontaneamente insistem em brotar e se desenvolver naquele ambiente inóspito. Sem dúvidas, estas serão as melhores espécies para essa primeira fase de plantio de sementes e mudas para a sucessão vegetacional. Essa atividade prevê ações de planejamento ambiental, botânica e geografia, incluindo apoio especializado na parte de jardinamento.

Antrópico

O aspecto antrópico torna-se o mais complexo para a proposição de medidas de mitigação e regeneração do Sítio Sopa, devido exatamente ao componente sócio-econômico humano, que envolve diversos fatores não controláveis ou administráveis somente pelo conhecimento científico aliado à técnica (Drew, 1986). Contudo, para uma etapa preliminar do trabalho, há que se fazer o levantamento sócio-econômico das comunidades locais com o objetivo de se conhecer o perfil do componente humano que cotidianamente se relaciona com o sítio. Somente depois disso, se poderá pensar em planejar a integração social, econômica e cultural desses habitantes e suas comunidades com o conceito e a realidade de um sítio geológico e histórico.

Mediante tal levantamento, uma ampla campanha de educação ambiental deverá ter início, a fim de conscientizar as comunidades locais para a importância geológica e histórica, assim como propiciar alternativas econômicas para a garimpagem, associadas à atividade ecoturística do sítio. Este trabalho prevê a atuação de planejamento ambiental, geografia, geologia, história, arqueologia, antropologia, sociologia e educação ambiental, além de estagiários nesses diversos campos de atividades para auxílio na execução das tarefas.

CONCLUSÕES

Se por um lado é relativamente fácil idealizar o projeto para a criação de sítios geológicos e paleontológicos com todas as suas características históricas e culturais decorrentes, e com repercussão para a sociedade, sobretudo a de contato direto e permanente com tais ambientes, por outro é complexa, trabalhosa e custosa a sua implementação como tal na realidade fora da prancheta. Há que se contar com o embasamento científico para alicerçar o projeto e justificá-lo adequadamente; conhecimento e domínio técnico para desenvolvê-lo e executá-lo de modo conveniente, dentro do rigor exigido; firmeza e alcance político para sentir, perceber sua importância patrimonial e viabilizá-lo em detrimento de interesses pessoais efêmeros; e da participação da sociedade como um todo, para poder torná-lo uma realidade permanente.

Assim, a proposta de tornar exeqüível o Sítio Sopa, partindo da sua perspectiva geológica e histórica na região de Diamantina, significa se lançar no árduo trabalho de almejar a preservação de alguma parte da memória natural e histórica brasileira, o que todos sabem, quase sempre é empreitada não bem sucedida. Sobretudo num país onde a imensa riqueza natural e histórica do patrimônio ambiental e cultural não fazem parte do imaginário e da tradição do povo.

Que tal proposta de manejo sustentável para o Sítio Sopa possa evoluir para a realidade a fim de conciliar conhecimento científico e tecnológico com preservação da memória ambiental e cultural, trazendo alternativas de sobrevivência e melhoria da qualidade de vida para uma população sofrida, pobre e historicamente desagregada de seus valores genuínos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida-Abreu, P.A. 1993. *A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil*. Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, Tese de Doutoramento, 150p.

Andrada e Silva, J.B. 1792. Mémoire sur les diamants du Brésil. *Annales de Chimie et Physique*, **15**:82-88, Paris.

Barbosa, O. 1951. Contribuição à origem do diamante em Diamantina, Estado de Minas Gerais. *Boletim DNPM/DGM*, **136**:1-37.

Branner, J.C. 1919. Outline of the geology of Brazil to accompany the geological map of Brazil. *Bulletin of the Geological Society of America*, **30**:189-338.

Brouwer, M.H.-A 1920. Sur la nature du conglomérat diamantifère de Diamantina (Brésil). *Comptes Rendus des Séances de I'Academie de Sciences*, **171**:402-404, Paris.

Burton, R. 1869. *Explorations of the highlands of the Brazil with a full account of the gold and diamond mines*. London, Tinsley Brothers, 2 v., 443p., 478p.

Chaves, M.L.S.C. 1988. Metaconglomerados diamantíferos da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais). *Revista de Geologia*, **1**:71-82.

Chaves, M.L.S.C. 1997. *Geologia e mineralogia do diamante da Serra do Espinhaço em Minas Gerais*. Inst. de Geociências, Univ. de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 289 p.

Chaves, M.L.S.C.; Uhlein, A. 1991. Depósitos diamantíferos da região do Alto/Médio Rio Jequitinhonha, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C.; Queiroz, E.T.; Coelho, C.E.S., eds., *Principais depósitos minerais do Brasil*, v.IV-A. Brasília, DNPM/CPRM, p.117-138.

Chaves, M.L.S.C.; Svisero, D.P. 1999. Diamantes de Minas Gerais: qual terá sido o caminho das pedras? *Ciência Hoje*, **150**:22-27.

Chaves, M.L.S.C.; Svisero, D.P. 1993. Características geológicas e origem dos conglomerados diamantíferos das regiões de Diamantina (Mesoproterozóico) e de Romaria (Cretáceo

Superior), Minas Gerais. *Boletim IG-USP, Série Científica*, **24**:49-57.

Chaves, M.L.S.C.; Dossin, I.A.; Uhlein, A.; Alvarenga, C.J.S. 1985. *Projeto Mapeamento Geológico do Espinhaço Meridional, Relatório da Quadrícula Sopa. Diamantina*, Convênio DNPM-CPRM/UFMG-Centro de Geologia Eschwege, 62p.

Chaves, M.L.S.C.; Dupont, H.; Karfunkel, J.; Svisero, D.P. 1993. Depósitos diamantíferos de Minas Gerais: uma revisão. In: UFMT, Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante, 1, Cuiabá, *Anais*..., **1**:79-100.

Chaves, M.L.S.C.; Karfunkel, J.; Svisero, D.P. 1998. Sobre a origem do diamante na região da Serra do Espinhaço (Minas Gerais): um enfoque mineralógico. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**:253-261.

Derby, O.A. 1879. Observações sobre algumas rochas diamantíferas da Província de Minas Gerais. *Archivos do Museu Nacional*, **4**:1 21-132.

Derby, O.A. 1882. Modes of occurrence of the diamond in Brazil. *American Journal of Science*, **24**:34-42.

Dominguez, J.M.L 1994. Utlização da geologia no planejamento ambiental. In: Leite, J.L., ed., *Problemas-chave do meio ambiente*. Salvador, Inst. de Geociências/UFBA, p.199-219.

Dossin, I.A.; Dardenne, M.A. 1984. Geologia da borda ocidental da Serra do Cipó, Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*..., **3**:3104-3117.

Draper, D. 1920. The high level diamond-bearing breccias of Diamantina, Brazil. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **23:**43-51.

Drew, D. 1986. *Processos interativos homem-meio ambiente*. São Paulo, Difel, 205 p.

Draper, D. 1923. Additional evidence regarding the origin of the high level diamond-bearing breccias of Diamantina, Brazil. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **26**:7-12.

Du Toit, A.L. 1927. *A geological comparison of South America with South Africa*. Washington, Carnegie Institution, Publication 381, 157p.

Eschwege, W.L. von 1822. *Geognostisches Gemälde von Brasilien und wahrscheinliches Muttergestein der Diamanten*. Weimar, Landes-lndustrie-Comptoir, 44p.

Eschwege, W.L. von 1833. *Pluto Brasiliensis*. Berlin, Reimer, 622p. (Tradução de D.F. Murta, Itatiaia/EDUSP, 222+306p., Belo Horizonte).

Fleischer, R. 1995. Prospecção e economia do diamante da Serra do Espinhaço. *Geonomos*, **3**:27-30.

Freireyss, G.W. 1815. *Viagem ao interior do Brasil*. São Paulo, EDUSP/Itatiaia, 138p. (Trad. A. Löfgren).

Garcia, A.J.V.; Uhlein, A. 1987. Sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). In: SBG, Simpósio sobre Sistemas Deposicionais no Pré-Cambriano, 1, Ouro Preto, *Anais*..., **1**:113-135.

Gorceix, H. 1880. Sur le gisement du diamant au Brésil. *Bulletin de la Société Mineralógique de France*, **3**:36-38.

Gorceix, H. 1881. Sur les gites diamantiferes du centre de Ia Province de Minas Gerais (Bresil). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **3**:134-135.

Guimarães, D. 1934. *À margem de "Os satéllites do diamante"*. Belo Horizonte, Serviço Geológico do Estado de Minas Gerais, Monografia 2, 58p.

Harder, E.C.; Chamberlin, R.T. 1915. The geology of central Minas Gerais, Brazil. *Journal of Geology*, **13**:341-378, 385-424.

Kerr, P.F.; Lisboa, A.; Erichsen, A.I. 1941. Nota de campo sobre a ocorrência de diamante no Distrito de Diamantina. *Mineração e Metalurgia*, **32**:54-63, Rio de Janeiro.

Martins Neto, M.A. 1989. *Sistemas deposicionais e paleogeografia das formações basais do Supergrupo Espinhaço (São João da Chapada e Sopa-Brumadinho) na região de Diamantina/Costa Sena, Minas Gerais*. Inst. de Geociências, Univ. Federal da Bahia, Salvador, Tese de Mestrado, 88p.

Martins Neto, M.A. 1993. *The sedimentary evolution of a Proterozoic rift basin: the basal Espinhaço Supergroup, Southern Serra do Espinhaço*, Minas Gerais, Brazil. Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, Tese de Doutoramento, 155p.

Mawe, J. 1812. *Travels in the interior of Brazil*. London, Longman, Hurst, Rees, Orme and Brown, 336p.

Meneghetti Filho, I.; Chaves, M.L.S.C. 1999. *Uma proposta de integração para as ciências naturais: aambientologia*. Rio de Janeiro, 28p. (Inédito).

Moraes, L.J. 1934. Depósitos diamantíferos no norte do Estado de Minas Gerais. *Boletim DNPM/SFPM*, **3**:1-61.

Moraes, L.J.; Guimarães, D. 1930. Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **2**:153-186.

Moraes, L.J.; Barbosa, O.; Lisboa, J.M.A.; Lacourt, F.; Guimarães, D. 1937. Geologia econômica do norte de Minas Gerais. *Boletim DNPM/SFPM*, **19**:1-191.

Pflug, R. 1965. A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. *Boletim DNPM/DGM*, **226**:1-55.

PfIug, R. 1968. Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. *Notas Preliminares e Estudos DNPM/DGM*, **142**:1-20.

Saint-Hilaire, A. 1833. *Voyage dans le District des Diamants et sur le litoral du Brésil*. Paris (Tradução de L.A.Penha, Itatiaia/EDUSP, 233 p., Belo Horizonte).

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

Schöll, W.U.; Turinsky, F. 1980. O espectro de minerais pesados nas seqüências quartzíticas pré-cambrianas na parte sul da Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. *Münsterische Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, **51**:257-278.

Spix, J.B. von; Martius, C.F.P. von 1828. *Reise in Brasilien*. Lindauer, München (Tradução de L.F.Lahmeyer, EDUSP/Itatiaia, v.2, 301 p., São Paulo).

Thompson, L.S. 1928. The upland diamond deposits of the Diamantina District, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, **23**:705-723.

Uhlein, A. 1991. *Transição craton - faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasiliano) no Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais*. Inst. de Geociências, Univ. de São Paulo, Tese de Doutoramento, 295p.

[1] Prof. Adjunto, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Av. Antônio Carlos 6627, Campus da Pampulha, Belo Horizonte, CEP 31270-901. mchaves@igc.ufmg.br

[2] Consultor Ambiental. Av. General San Martin, 835/102, Leblon, CEP 22441-011, Rio de Janeiro. rerocri@uol.com.br

SIGEP 036

Conglomerado Diamantifero Sopa, Região de Diamantina, MG

Marco Histórico da Mineração de Diamante no Brasil

LOCALIZAÇÃO:

Vértices	Coordenadas Geográficas					
	Latitude			Longitude		
1	18°	13'	9.67" S	43°	42'	27.84" W
2	18°	13'	9.44" S	43°	41'	42.32" W
3	18°	13'	46.07" S	43°	40'	41.80" W
4	18°	15'	19.09" S	43°	40'	40.86" W
5	18°	15'	19.15" S	43°	41'	10.35" W
6	18°	13'	53.27" S	43°	41'	11.18" W
7	18°	13'	51.71" S	43°	41'	47.58" W

Responsáveis: Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves
Ítalo Meneghetti Filho

Projeção Cartografica: South Americam 69
Zona UTM 23 K
Imagem: Google Earth (acesso março/2012)

Domo de Araguainha, GO/MT

O maior astroblema da América do Sul

SIGEP 1

Alvaro P. Crósta[1]

O Domo de Araguainha é o maior astroblema conhecido na América do Sul. Trata-se de uma cratera erodida de natureza complexa, com 40 km de diâmetro, formada próxima ao limite Permiano-Triássico (245 Ma). Esta estrutura é o resultado da colisão de um corpo celeste contra a superfície da Terra, representada à época por uma plataforma marinha rasa. As rochas afetadas pelo impacto incluem desde o embasamento cristalino (granito) de idade pré-devoniana, que se encontra exposto no centro do núcleo soerguido do astroblema, com 6,5 km de diâmetro, até unidades sedimentares Paleozóicas da Bacia do Paraná (formações Furnas, Ponta Grossa, Aquidauana e Estrada Nova), dispostas de forma anelar ao redor do núcleo da estrutura. As feições de metamorfismo de impacto reconhecidas em Araguainha incluem a presença de shatter cones em arenitos da Formação Furnas, diversos tipos de brechas de impacto, feições planares em grãos de quartzo, feldspato e mica, tanto no embasamento granítico quanto nas brechas, feições de intensa deformação e bombas de impacto compostas por hematita.

Araguainha Dome - States of Goiás and Mato Grosso - The largest astrobleme in South America

Araguainha Dome is the largest known astrobleme in South America. It is a 40-km wide eroded complex crater, formed near to the Permian-Triassic boundary (245 Ma), when a celestial body struck what was probably a shallow sea. The rocks affected by the impact include the pre-devonian crystalline basement (granite) exposed at the center of the 6,5-km wide central uplifted core of the astrobleme and sedimentary units from the Paleozoic Paraná Basin (Furnas, Ponta Grossa, Aquidauana and Estrada Nova formations), disposed in rings around the central uplift. Impact metamorphic features include shatter cones in sandstones from the Furnas Formation, several types of impact breccias, planar features in quartz, mica and feldspar from granites and from breccias, severe deformation and hematite impact bombs.

INTRODUÇÃO

A colisão de corpos celestes é atualmente considerada um fenômeno geológico comum em todo o sistema solar e reconhecido como um processo dominante nas fases iniciais da história geológica de muitos corpos planetários, incluindo a Terra (Grieve, 1987). O inventário mais recente de crateras da Terra, elaborado por Grieve *et al.,* (1995), lista cerca de 150 crateras de impacto (ou astroblemas) e campos de crateras conhecidos, sendo que entre 3 a 5 novas crateras são descobertas a cada ano. Este autor destaca que esta é apenas uma amostragem restrita e tendenciosa de um número provavelmente bem mais elevado de crateras existentes na Terra. A maioria delas tem idades de formação inferiores a 200 Ma e são geralmente localizadas em áreas cratônicas estáveis na América do Norte, no norte da Europa e oeste da Rússia, áreas que têm sido objeto de pesquisas específicas em busca de novas estruturas de impacto.

Em corpos planetários destituídos de atmosfera, ou que possuem atmosferas rarefeitas, e também naqueles que retiveram porções de suas crostas primordiais, como por exemplo a Lua, crateras de impacto constituem o aspecto dominante da morfologia superficial, sendo responsáveis pela maioria das feições topográficas e estratigráficas. Ao contrário desses corpos, a superfície da Terra apresenta comparativamente poucas crateras de impacto, devido à sua dinâmica geológica superficial bastante ativa, que contribuiu para remover, mascarar ou modificar o registro de formação de crateras terrestres ao longo do tempo geológico.

Apenas onze crateras de impacto são conhecidas em toda a América do Sul, sendo oito delas localizadas no Brasil: Domo de Araguainha (GO-MT), Serra da Cangalha (TO), Vargeão (SC), São Miguel do Tapuio (PI), Colônia (SP), Cerro Jarau (RS) e Piratininga (SP) (Crósta, 1987; Hachiro *et al.,* 1996). Outras duas crateras estão localizadas na Argentina (Campo del Cielo e Rio Cuarto) e uma terceira no Chile (Monturaqui). De todas as crateras de impacto na América do Sul, o Domo de Araguainha é a de maior dimensão, possivelmente a mais antiga e a que foi submetida a estudos geológicos de detalhe.

O Domo de Araguainha cobre uma área aproximada de 1.300 km^2, exibindo um diâmetro de 40 km. Este astroblema se formou sobre rochas sedimentares da Bacia do Paraná e de seu embasamento. A primeira referência à existência de uma estrutura dômica em Araguainha foi feita por Northfleet *et al.,* (1969). Esses autores interpretaram a estrutura como resultante de uma intrusão sienítica de idade Cretácea, que teria soerguido e deformado os sedimentos fanerozóicos na forma de um domo.

Em vista desta proposição, e considerando o potencial econômico relacionado ao magmatismo alcalino representado pela Formação Iporá (Cretáceo) em outras regiões do Estado de Goiás, Silveira Fº & Ribeiro (1971) conduziram trabalhos de reconhecimento geológico no Domo de Araguainha. Estes autores descreveram a estrutura como do tipo criptovulcânico, tendo ao centro um bloco granítico pertencente ao embasamento cristalino da Bacia do Paraná. Ainda de acordo com esses autores, a porção central do Domo encontrava-se circundada por rochas vulcânicas (lavas, brechas e tufos) de composição traquítica e por sedimentos Paleozóicos deformados tectonicamente.

Dietz & French (1973) e Dietz *et al.,* (1973) propuseram uma nova hipótese para a formação do Domo de Araguainha, relacionando-o ao evento de impacto de um corpo celeste de grandes dimensões contra a superfície da Terra. Essa proposição foi baseada no reconhecimento de feições de metamorfismo de choque em amostras coletadas no centro do Domo, tais como shatter cones e feições planares (lamelas de choque) em grãos de quartzo, com orientações cristalográficas correspondentes aos planos {1013}, {1012}, {1122}e {1121}, bem como na ocorrência de brechas de impacto ao redor de seu núcleo.

Crósta *et al.,* (1981) e Crósta (1982) apresentaram os resultados de mapeamento geológico, as características geomorfológicas e estruturais, bem como a análise petrográfica de amostras do embasamento granítico, das brechas de impacto e da Formação Furnas, todas elas exibindo evidências de metamorfismo de choque. Esses resultados reforçaram a origem da estrutura por impacto de um corpo celeste. Dentre as evidências desse fenômeno por eles reconhecidas estão a ocorrência de *shatter cones* em arenitos da Formação Furnas em duas localidades diferentes, lamelas de choque em quartzo, feldspato e mica, mudanças do estado cristalino para o estado amorfo em minerais com ausência de fusão, com a fase vítrea retendo as características morfológicas e texturais da fase cristalina, e *kink bands* em diversos minerais. Crósta (1982) apresentou também o resultado da datação isotópica do embasamento granítico submetido ao metamorfismo de choque aflorante no centro da estrutura, através do método K-Ar. O autor

obteve uma idade de 283,6±17,2 Ma para o K-feldspato, ressalvando que esta idade deveria ser interpretada como uma idade mista entre a formação do granito (Pré-Devoniano) e o evento de impacto, uma vez que o estágio de choque da amostra granítica analisada não era avançado o suficiente para que tivesse ocorrido a total desgaseificação do Ar preexistente. Já para a porção máfica da mesma amostra granítica, a idade obtida foi de 362,6±13,2 Ma, que representa também uma idade anomalamente jovem para o embasamento granítico da Bacia do Paraná.

Theilen-Willige (1981), em estudos geológicos do Domo de Araguainha, destacou que as evidências geomorfológicas, petrográficas e geofísicas encontradas suportavam a origem da estrutura por impacto de meteorito. Dentre essas evidências estavam o formato circular da estrutura, a morfologia relacionável a outras crateras de impacto conhecidas, incluindo um núcleo central soerguido, sucessão de colinas, escarpas e vales dispostas de forma anelar, feições de metamorfismo de choque, presença de suevito e de brechas de impacto, ocorrência de *shatter cones* e de uma anomalia magnética negativa no centro da estrutura.

Deutsch *et al.,* (1992), a partir da datação isotópica de duas amostras do Domo de Araguainha, estimaram um limite superior para o evento de impacto em 243±19 Ma, baseados em uma idade modelo Rb-Sr para produtos de alteração da cordierita de uma amostra de material fundido pelo impacto (matriz cristalina de granulação fina com quartzo, albita, K-feldspato, biotita, titano-magnetita, ilmenita, hematita e barita). Para uma amostra do embasamento granítico proveniente do núcleo central, parcialmente afetada pelo choque, os autores obtiveram uma isócrona Rb-Sr com idade de 449± 9 Ma. Esses resultados situaram o evento de impacto próximo ao limite Permiano-Triássico.

Engelhardt *et al*., (1992) apresentaram um estudo petrográfico e geoquímico detalhado da parte interna do núcleo central com 6,5 a 8 km de diâmetro, enfocando o embasamento granítico e as brechas. Eles apresentaram um mapa geológico da porção interna do núcleo central, mostrando a distribuição de três tipos de brechas: brecha de impacto com a matriz fundida, brechas polimíticas de impacto e brechas monomíticas de impacto de arenitos. Os autores também identificaram a ocorrência de diques de cor avermelhada cortando o granito, com espessuras entre 10 e 100 cm e dezenas de metros de comprimento, compostos por misturas cataclásticas de material granítico com feições de choque, material granítico sem feições de choque e materiais graníticos fundidos. Esses diques foram intrudidos no granito em condições de *stress* extensional, provavelmente durante o processo de soerguimento do assoalho granítico da cratera transitória, na fase de modificação do impacto. Os autores também analisaram a idade do evento de impacto, utilizando datação pelo método $^{40}Ar/^{39}Ar$ em amostras de material fundido pelo impacto da unidade inferior das brechas polimíticas, que revelaram idades de 247±5,5 e 245,8±5,5 Ma, para duas diferentes frações granulométricas da mesma amostra. Essas idades confirmam a ocorrência do evento de impacto próximo ao limite Permiano-Triássico.

Hammerschmidt & Engelhardt (1995) apresentaram os resultados de uma segunda datação do impacto pelo método $^{40}Ar/^{39}Ar$. Duas frações granulométricas de uma amostra de material fundido forneceram idades-platô de 245,5± 3,5 Ma e 243,3±3,0 Ma, respectivamente, confirmando que o evento de impacto de Araguainha ocorreu próximo ao limite Permiano-Triássico. A idade de desgaseificação total de biotitas do granito do núcleo da estrutura forneceu valores variando entre 326 a 481 Ma, sendo essa variação explicada pelos autores como decorrente da perda de Ar. Eles interpretaram a idade mais antiga obtida para a biotita como uma evidência de que o granito, durante o processo de ascensão, passou pela isoterma de 300º C antes de 481 Ma, o que lhe confere portanto uma idade pré-devoniana.

Masero *et al.,* (1994) e Fischer & Masero (1994) realizaram um levantamento magnetotelúrico cortando o Domo de Araguainha, com o objetivo de determinar a profundidade do embasamento cristalino sob a estrutura e também de estimar a altura do soerguimento de seu núcleo central. Eles concluíram que o embasamento forma um anel simétrico bem definido a uma profundidade de 1.000 metros, entre os raios de 9 e 20 km a partir do centro, decaindo externamente após o raio de 20 km. No interior desse anel e em direção ao centro, o topo do granito se eleva até aflorar a cerca de 1,5 a 2 km do centro. Masero *et al.,* (1997), através de modelagem 2-D e 3-D dos dados magnetotelúricos, descobriram um corpo de formato discóide no interior do granito a profundidades entre 3 e 7 km, caracterizados por valores de resistividade abaixo do valor bruto da crosta superior. Eles relacionam tal anomalia a processos de falhamento e brechação induzidos pelo impacto.

Hippert & Lana (1988) estudaram bombas de impacto que ocorrem em associação com as brechas polimíticas de impacto no núcleo central do Domo de Araguainha. As bombas contêm partículas de quartzo com feições de metamorfismo de choque, capturadas durante seu resfriamento em trajetória balística, e exibem um enriquecimento em elementos do grupo da platina (Rh-4x, Pd-5x, Pt-30x) em relação às rochas da região.

LOCALIZAÇÃO

O centro do Domo de Araguainha está localizado nas coordenadas 16º 47´S e 52º 59´ W, entre as localidades de Araguainha e Ponte Branca, no Estado do Mato Grosso (Figura 1). O Rio Araguaia corta a estrutura ao meio, separando-a em duas partes, localizadas respectivamente nos Estados de Mato Grosso e Goiás.

O Domo pode ser facilmente acessado por estrada, a partir de Goiânia ou de Cuiabá, utilizando-se a BR-364. A localidade de Ponte Branca, na borda NE da estrutura, encontra-se a 100 km de distância da rodovia BR-364, sendo acessível através de uma estrada não-pavimentada que se inicia nesta rodovia e segue até Barra do Garças (MT). Outra estrada não-pavimentada, a MT-306, liga as localidades de Ponte Branca e Araguainha, atravessando o núcleo central do Domo, que se situa entre essas duas localidades, mais próximo a Araguainha. Alguns dos melhores afloramentos das unidades geológicas que ocorrem no núcleo soerguido (arenitos Furnas e embasamento granítico afetados por choque, brechas de impacto e shatter cones) são encontrados em cortes nessa estrada, ou próximos a ela (Figuras 3 e 4).

Figura 1. Localização do Domo de Araguainha
Figure 1. *Location of the Domo de Araguainha*

DESCRIÇÃO

Morfologia

O Domo de Araguainha forma uma notável estrutura anelar, consistindo de um núcleo central soerguido, depressões e vales anelares, arcos de colinas isoladas e terraços escarpados. A Figura 2 mostra uma imagem Landsat MSS na banda 7, trazendo uma vista geral do astroblema e evidenciando seu aspecto circular.

Uma pequena bacia de formato elíptico constitui o centro do núcleo soerguido, correspondendo em sua maior parte à área de exposição do embasamento granítico. Um anel interno de elevações, formado principalmente pelo granito deformado pelo choque e por brechas de impacto sobrejacentes (Figura 5), circunda essa bacia, que é drenada pelo Córrego Seco. Este anel é por sua vez circundado por outro anel de montanhas e picos, tendo entre 6,5 e 8 km de diâmetro, formado por arenitos devonianos da Fm. Furnas, cujas camadas mergulham em alto angulo, chegando a 90º em alguns pontos. Na porção norte do núcleo central, os blocos de arenito Furnas encontram-se localmente metamorfizados por choque em quartzitos, alcançando até 150 m de altura em relação às áreas circunvizinhas.

O núcleo central é circundado por uma depressão anelar, com um piso ligeiramente ondulado e algumas poucas colinas isoladas, correspondendo às áreas de exposição da Fm. Ponta Grossa (Devoniano) e da Fm. Aquidauana (Carbonífero). De acordo com a descrição geomorfológica do Domo feita por Theilen-Willige (1981), o aspecto mais conspícuo do astroblema de Araguainha é a existência de múltiplos anéis concêntricos formados por cristas, colinas, faixas deprimidas e vales. As cristas anelares foram cortadas por sistemas de drenagem. Crósta (1982) mostrou que essas feições morfológicas são controladas por sistemas de falhas anelares e radiais, típicas de estruturas de impacto. A depressão anelar principal é cortada pelo Rio Araguaia, que nela instalou o seu vale.

A borda externa do Domo de Araguainha é constituída por cristas, representando os remanescentes de grabens semi-circulares, formados por falhas anelares de colapso que mergulham em direção ao centro da estrutura. Estes grabens contêm sedimentos permianos do Grupo Passa Dois/Formação Estrada Nova, altamente deformados.

Em termos gerais, o Domo de Araguainha é uma cratera de impacto profundamente erodida, ou um astroblema. A profundidade de escavação induzida pelo impacto foi estimada por Engelhardt *et al.,* (1982) em 2.400 m, que representam 1/10 do diâmetro da cratera inicialmente formada (cratera transitória, formada imediatamente após o impacto), estimada por eles em 24 km. Este diâmetro da cratera transitória representa, por sua vez, 60% do diâmetro final da cratera (40 km).

Figura 2. Domo de Araguainha (GO/MT) numa composição colorida das bandas 4, 5 e 3 (infravermelha e falsa-cor) do satélite Landsat, sensorThematic Mapper. A imagem cobre uma área de 40 por 40 km.
Figure 2*. Araguainha Dome (States of Goiás and Mato Grosso) in a colour composition (channels 4, 5 e 3 - infrared and false colour) of Landsat satelite (Thematic Mapper) . The image covers an area of 40 x 40 km.*

Figura 3. Vista externa do núcleo soerguido do Domo de Araguainha. As camadas de arenitos devonianos da Fm. Furnas, com mergulhos quase verticais, formam as montanhas com até 150 m. de altura, que se destacam no relevo.
Figure 3*. External view of the central uplift showing its morphology. Folded and steeply inclined sandstones of the Devonian Furnas Formation form the hills, reaching up to 150 meters in height.*

Geologia

O mapa geológico apresentado na Figura 4 mostra a distribuição das principais unidades geológicas que ocorrem na área do Domo de Araguainha. A geologia do núcleo soerguido é apresentada em maior detalhe na Figura 5. A descrição que se segue é baseada principalmente nos trabalhos de Crósta (1981) e Engelhardt *et al.,* (1982), concentrando-se nas feições de metamorfismo de choque. Essas feições ocorrem no núcleo soerguido, abrangendo litologias do embasamento granítico, da Fm. Furnas, bem como as brechas formadas pelo próprio impacto.

Figura 5. Mapa geológico da porção interna do núcleo soerguido (Engelhardt *et al.,* 1992).
Figure 5. *Geologic map of the inner portion of the central uplift (after Engelhardt et al., 1992)*

Embasamento granítico

Os afloramentos do embasamento granítico na porção interna do núcleo soerguido são constituídos por um granito alcalino. Embora algumas das características originais dessa rocha possam ainda ser observadas, todos os afloramentos exibem feições de metamorfismo de choque de algum tipo. A textura do granito varia de hipidiomórfica a porfirítica, com predominância de granitos porfiríticos com fenocristais de K-feldspato com até 5 cm de comprimento. Os minerais constituintes principais são quartzo, K-feldspato, albita, biotita e muscovita, ocorrendo como acessórios zircão, turmalina e calcita.

As rochas do embasamento granítico, assim como as brechas, exibem a maioria das feições de

Figura 4.- Mapa Geológico do Domo de Araguainha (Crósta, 1982)
Figure 4*.- Geologic Map of Domo de Araguainha - Brazil (Crósta, 1982)*

deformação induzidas por impacto no Domo de Araguainha. O tipo mais comum é o desenvolvimento de estruturas planares de deformação (lamelas de choque) em quartzo (Figura 6a). Até quatro conjuntos diferentes de feições planares foram observados por Engelhardt *et al.,* (1992) em um único grão de quartzo do embasamento granítico. Crósta (1992) descreveu a ocorrência dessas feições de choque também em grãos de feldspato e mica (Figura 6b). A presença da feição com orientação cristalográfica correspondente ao plano {1012}indica que o granito que hoje aflora no núcleo soerguido de Araguainha foi submetido a pressões de pico que alcançaram entre 20 e 25 GPa.

Engelhardt *et al.,* (1992) descreveram a ocorrência de diques de cor avermelhada, com espessuras entre 10 e 100 cm, e de veios de brecha cortando o granito. Os diques são compostos de fragmentos angulares de minerais exibindo textura fluidal. Fragmentos de quartzo no interior desses diques mostram feições planares de deformação ou encontram-se recristalizados, formando mosaicos de cristais entrelaçados. Indicações incipientes de fusão são observáveis em grãos de quartzo e feldspato e a ocorrência de vidro é bastante comum nesses diques. Os veios de brecha atingem alguns centímetros de espessura e são compostos por fragmentos angulares de granito e minerais formadores de granito. Esses diques e veios são interpretados pelos autores como misturas de material granítico original, submetido a choque e fundido, que foi intrudido no granito em condições de *stress* extensional. Vários tipos de feições de deformação no granito são descritos por Crósta *et al.,* (1981) e Engelhardt *et al.,* (1992), incluindo deformação rúptil e dúctil em grãos minerais (deformação intragranular) e movimento de grãos minerais entre si (deformação intergranular). Esses autores descrevem também feições do tipo extinção ondulante em K-feldspato, *kink-bands* em micas e plagioclásio, desintegração de grãos de quartzo ao longo de fraturas de *stress*, transformação seletiva de minerais (principalmente feldspato) para a fase amorfa (vítrea) com ausência de fusão, oxidação geral de minerais portadores de Fe (principalmente biotita), entre outros.

Brechas de impacto

As brechas de impacto ocorrem no núcleo central do Domo de Araguainha cobrindo e/ou circundando o embasamento granítico. Pelo menos três tipos diferentes de brechas foram descritos por Crósta (1982) e posteriormente mapeados por Engelhardt *et al.,* (19912): brechas de impacto com matriz fundida (IBM), brechas polimíticas e brechas monomíticas de arenitos.

As brechas IBM cobrem o embasamento granítico, mostrando cores que variam do cinza claro ao cinza escuro, com inclusões de grãos de quartzo e feldspato com formatos irregulares a retangulares, caracterizadas por texturas fluidais (Figura 7a). Resultados de análises químicas apresentados por Engelhardt *et al.,* (1992) mostram que as brechas do tipo IBM e o granito são idênticos em termos de elementos maiores e elementos-traço.

As brechas polimíticas em sua maior parte circundam o embasamento granítico em suas porções norte e noroeste. Elas são bem expostas em cortes ao longo da estrada MT-306, entre Araguainha e Ponte Branca, mostrando-se como uma massa não-estratificada de constituintes com vários formatos, variando entre irregular e angular (Figura 7b). Estes fragmentos são de granito e de rochas sedimentares das várias unidades estratigráficas que ocorrem na região do Domo (principalmente formações Furnas, Ponta Grossa e Aquidauana) e possuem dimensões variando entre poucos metros até centímetros. A textura fluidal indica movimentos turbulentos de fluxo, assim como o formato distorcido de alguns componentes mostra que os mesmos foram deformados de forma plástica.

Brechas monomíticas de arenitos foram encontradas nas elevações que bordejam as porções sul e sudeste da bacia de drenagem do Córrego Seco. Sua área de ocorrência é relativamente desprovida de afloramentos e geralmente coberta por vegetação de cerrado, sendo que as poucas amostras descritas por Engelhardt *et al.,* (1992) são representadas por arenitos quartzosos com grãos angulosos, termicamente alterados.

Shatter Cones

Shatter cones, juntamente com as feições planares de deformação em grãos de quartzo, encontram-se entre as evidências melhor estabelecidas e aceitas da ocorrência de eventos de impacto de corpos celestes, uma vez que tais fenômenos são encontradas exclusivamente em associação com crateras de impacto em vários locais do mundo. A primeira menção da ocorrência de *shatter cones* no Domo de Araguainha foi feita por Dietz *et al.,* (1973) e detalhada por Crósta *et al.,* (1981) e Theilen-Willige (1981).

Figura 6. Feições de deformação planar (lamelas de choque) em grãos de quartzo **(a)** e muscovita **(b)** provenientes de amostras do granito submetido a choque. Dois conjuntos de feições planares podem ser observados para cada mineral

Figure 6. *Planar deformation features (shock lamellae) in quartz* ***(a)*** *and muscovite* ***(b)****, from the shocked granite. Two sets of deformation features can be seen in each mineral.*

Figura 7. Aspectos macroscópicos das brechas de impacto. **(a)** Brecha de impacto com matriz fundida; **(b)** brecha polimítica com fragmentos angulares de granito, arenito e outros componentes.

Figure 7*. Macroscopic aspects of impact breccias.* ***(a)*** *Impact breccia with melt matrix;* ***(b)*** *Polymict breccia with angular fragments of granite, sandstone and other components.*

Os *shatter cones* formaram-se nos arenitos da Fm. Furnas que circundam o embasamento granítico e as brechas de impacto, nas porções oeste e Noroeste do núcleo soerguido do Domo de Araguainha. Eles são constituídos por agregados de estruturas cônicas (Figura 8), com cada cone individual alcançando até 10 centímetros em comprimento. Os arenitos de cor cinza exibem feições de recristalização e cataclase de grãos de quartzo e mica, induzidas por choque. Shatter cones foram ainda descritos por Engelhardt *et al.,* (1982) em fragmentos de arenitos encontrados no interior das brechas de impacto.

Bombas Hematíticas

Agregados de hematita foram descritos em associação com brechas de impacto no Domo de Araguainha por Crósta *et al.,* (1981) e por Engelhardt *et al.,* (1992). Análises por microscopia ótica e microscopia eletrônica de varredura (SEM) realizadas por Hippert e Lana (1998) revelaram que esses agregados eram bombas de impacto. Estas bombas mostram uma geometria externa assimétrica, com lados convexos e côncavos, que também correspondem à sua estrutura interna, constituída por hematita porosa no lado convexo e hematita maciça no lado côncavo (Figura 9a). Ambos os tipos de hematita são por sua vez compostos por um agregado de unidades individuais com uma geometria cônica e exibindo uma estrutura morfológica em formato de pena quando vista em seções longitudinais (Figura 9b). De acordo com os autores, estas microestruturas refletem um processo de resfriamento bem ventilado, que ocorreu durante sua trajetória balística pós-impacto.

Figura 8. *Shatter cones* em arenitos da Fm. Furnas.

Figure 8. *Shatter cones in sandstone of the Devonian Furnas Formation.*

Figura 9. Bombas hematíticas. **(a)** Transição entre hematita dos tipos maciça (ma) e porosa (po), associados respectivamente às porções dianteira e traseira das bombas. Estrutura em formato de pena **(F)** que ocorre no domínio do tipo maciço; **(b)** Seção transversal mostrando um detalhe da estrutura em formato de pena. A seta indica ablação atmosférica durante a trajetória balística da bomba; **(c)** morfologia da porção traseira da bomba (Hippert e Lana, 1998).

Figure 9*. Hematite bombs.* ***(a)*** *Transition between massive (ma) and porous (po) hematite associated with the front and the rear of the bombs, respectively. Feather-like structures* ***(F)*** *appears in the massive domain;* ***(b)*** *Transversal section, showing a detail of the feather-like structures. The arrow indicates the atmospheric ablation during the ballistic trajectory of the bomb;* ***(c)*** *morphology of the rear portion of the bomb (from Hippert and Lana, 1998)*

Fragmentos de quartzo exibindo feições planares de deformação ocorrem no domínio poroso, representando partículas sólidas que foram ejetadas e posteriormente capturadas pelas bombas durante seu resfriamento. Hippert e Lana (1998) realizaram também análise por ativação neutrônica das bombas hematíticas para detecção de elementos do grupo da platina. Foram encontrados enriquecimentos em Rh (4x); Ru, Ir e Pd (5x); e Pt (30x) em relação aos níveis usuais das unidades sedimentares da Bacia do Paraná. Os autores relacionaram esses enriquecimentos à presença de componentes derivados do corpo impactante nas bombas hematíticas.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O Domo de Araguainha é um exemplo bem preservado de um astroblema complexo, repleto de evidências macroscópicas e microscópicas de metamorfismo de choque. Como tal, esta estrutura é de importância única para o Brasil e para a América do Sul, representando um sítio de grande valor científico e cultural para o estudo permanente de eventos de impacto. Devido à sua idade, próxima do limite Permiano-Triássico, período em que ocorreu um dos maiores eventos de extinção de vida em massa da história da Terra, este sítio pode ainda assumir importância crítica no estudo dos eventos de extinção.

Assim como a maioria dos sítios de interesse geológico, a população que habita os domínios do Domo pouco sabe sobre sua origem e sobre os motivos pelos quais esta importante estrutura deve ser preservada. Um primeiro passo para a proteção deste sítio passa, portanto, pela conscientização da

população local para o seu valor enquanto patrimônio científico e cultural, bem como para a necessidade e as formas de preservação. Isto poderia ser alcançado através de um programa de educação e difusão, direcionado para os alunos das escolas locais e para os adultos que vivem nas localidades de Araguainha e Ponte Branca.

A grande maioria dos afloramentos que mostra evidências de metamorfismo de choque está localizada ao longo da estrada MT-306, ou bem próxima a ela. Estes afloramentos necessitam ser protegidos, uma vez que a maioria deles apresenta efeitos de intemperismo, o que torna as rochas bastante frágeis. Este é o caso particularmente dos *shatter cones* em arenitos da Fm. Furnas e das brechas de impacto. Serviços de manutenção e terraplanagem já danificaram vários exemplos bem expostos das brechas de impacto em cortes desta estrada, originalmente observados pelo autor por ocasião de sua primeira visita ao Domo, em 1978.

Um programa direcionado à preservação deste patrimônio exposto nos afloramentos do núcleo soerguido do Domo de Araguainha, combinado com um programa de educação e conscientização da população local, são portanto fortemente recomendados como medidas de proteção deste sítio.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Crósta, A. P. 1982. *Mapeamento geológico do Domo de Araguainha utilizando técnicas de sensoriamento remoto.* Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos. Dissertação de Mestrado 90 p.

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

Crósta, A. P., Gaspar; J. C.; Candia, M. A. F 1981. Feições de metamorfismo de impacto no Domo de Araguainha. *Revista Brasileira de Geociências,* **11:** 139-146.

Deutsch, A.; Buhl, D.; Langenhorst, F. 1992. On the significance of crater ages: new ages for Dellen (Sweden) and Araguainha (Brazil). *Tectonophysics*, **216**:205-218.

Dietz, R. S.; French, B. M. 1973. Two probable Astroblemes in Brazil. *Nature*, **244**:561-562.

Dietz, R. S.; French, B. M.; Oliveira, M. A. M. 1973. Araguainha Dome (Goiás) and Serra da Cangalha (Mato Grosso): probable astroblemes? In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, *Resumo das Comunicações*, **1**:102.

Engelhardt, W. v.; Matthäi, S. K.; Walzebuck, J. 1992. Araguainha impact crater, Brazil. 1. The interior part of the uplift. *Meteoritics*, **27**:442-457.

Fischer, G.; Masero, W. 1994. Rotational properties of the magnetotelluric impendance tensor the example of the Araguainha impact crater, Brazil. *Geophysical Journal International*, **119**:548-560.

Grieve, R. A. F. 1987 Terrestrial impact structures. *Episodes,* **10**:86.

Grieve, R. A. F.; Rupert, J.; Smith, J.; Therriault, A. 1995. The record of terrestrial impact cratering. GSA *Today,* **5**:189-196.

Hachiro, J.; Coutinho, J. M. V.; Coimbra, A. M.; Fernandes, L. A. 1996. Fossil tracks of a falling star in the Cretaceous of the Paraná Basin (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Resumo das Comunicações, **68**:618-619.

Hammerschmidt, K.; Engelhardt, W. 1995. 40Ar/39Ar dating of the Araguainha impact structure, Mato Grosso, Brazil. *Meteoritics*, **30**:227-233.

Hippert, J.; Lana, C. 1998. Aerial crystallization of hematite in impact bombs from the Araguainha astrobleme, Mato Grosso, central Brazil. *Meteoritics & Planetary Science*, **33**:1303-1309.

Masero, W.; Schenegg, P. A.; Fontes, S. L. 1994. A magnetotelluric investigation of the Araguainha impact structure in Mato Grosso-Goiás, central Brazil. *Geophysical Journal International*, **116**:366-376.

Masero, W.; Fischer, G.; Schnegg, P. A. 1997. Electrical condutivity and crustal deformation from magnetotelluric results in the region of the Araguainha impact, Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* **101**:271-289.

Northfleet, A. A.; Medeiros, R.A.; Muhlmann, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobrás*, **12**:291-346.

Silveira Filho, N. C.; Ribeiro, C. L. 1971. Informações geológicas preliminares sobre a estrutura vulcânica de Araguainha, Mato Grosso. DNPM/Distrito Centro-Leste (*relatório interno*).

Theilen-Willige, B. 1981. The Araguainha impact structure, Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**:91-97.

[1] Instituto de Geociências - Universidade Estadual de Campinas - Caixa Postal 6152 - 13.081-970 Campinas-SP
alvaro@ige.unicamp.br

Poligonal da área de proteção do geossítio Domo de Araguainha/Ponte Branca

Sítio 001
Alvaro Penteado Crósta
alvaro@ige.unicamp.br

0 0.5 1 Miles
0 1 2 3 Km
Map Scale 1:60,000

Projeção: UTM
Datum: WGS-84
Imagem de fundo: Landsat ETM/Banda pancromática

Vértices da poligonal da área de proteção do Domo de Araguainha/Ponte Branca (sítio 001)

1. 16º 47´ 51,9” S / 52º 59´ 5,5” W
2. 16º 48´ 37,6” S / 52º 57´ 3,3” W
3. 16º 49´ 15,0” S / 52º 56´ 31,4” W
4. 16º 49´ 44,3” S / 52º 56´ 26,4” W
5. 16º 51´ 40,8” S / 52º 56´ 48,8” W
6. 16º 52´ 9,3” S / 52º 57´ 23,7” W
7. 16º 52´ 12,3” S / 52º 58´ 34,1” W
8. 16º 52´ 4,1” S / 52º 59´ 10,6” W
9. 16º 50´ 48,0” S / 53º 0´ 47,0” W
10. 16º 50´ 13,2” S / 53º 0´ 59,2” W
11. 16º 49´ 7,3” S / 53º 0´ 58,9” W
12. 16º 48´ 38,3 S / 53º 0´ 45,2” W
13. 16º 48´ 21,4” S / 53º 0´ 18,5” W

Anexo: arquivo ZIP contendo shapefile + arquivos associados da poligonal acima

Responsável: Alvaro Penteado Crósta – alvaro@ige.unicamp.br