

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Janaina Carla dos Santos

O QUATERNÁRIO DO PARQUE NACIONAL SERRA DA CAPIVARA  
E ENTORNO, PIAUÍ, BRASIL: MORFOESTRATIGRAFIA,  
SEDIMENTOLOGIA, GEOCRONOLOGIA E PALEOAMBIENTES

Tese de Doutorado  
2007



JANAINA CARLA DOS SANTOS

Geógrafa, Universidade Federal do Piauí, 1998.

Mestre, Universidade Federal de Santa Catarina, 2001.

**O QUATERNÁRIO DO PARQUE NACIONAL SERRA DA CAPIVARA E ENTORNO, PIAUÍ, BRASIL:  
MORFOESTRATIGRAFIA, SEDIMENTOLOGIA, GEOCRONOLOGIA E PALEOAMBIENTES**

Tese de doutorado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pela Profa. Dra. Alcina Magnólia Franca Barreto e co-orientada pelo Prof. Emérito Kenitiro Suguio em preenchimento parcial dos requisitos para a obtenção do grau acadêmico de Doutor em Geociências, área de concentração em Geologia Sedimentar e Ambiental, defendida e aprovada com distinção em 27/09/2007.

RECIFE, PE

2007

**S237q**

**Santos, Janaina Carla dos.**

O Quaternário do Parque Nacional Serra da Capivara, Piauí, Brasil: morfoestratigrafia, sedimentologia, geocronologia e paleoambientes / Janaina Carla dos Santos. - Recife: O Autor, 2007.

171 folhas, il: figs., tabs., gráfs.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2007.

Inclui Bibliografia e Anexos.

1. Geociências. 2.Morfoestratigrafia. 3.Sedimentologia.  
4.Geocronologia. 5.Quaternário – Serra da Capivara (PI). I. Título.

**UFPE**

**551**

**CDD (22. ed.)**

**BCTG/2008-091**

O QUATERNÁRIO DO PARQUE NACIONAL SERRA DA CAPIVARA E ENTORNO, PIAUÍ, BRASIL:  
MORFOESTRATIGRAFIA, SEDIMENTOLOGIA, GEOCRONOLOGIA E PALEOAMBIENTES

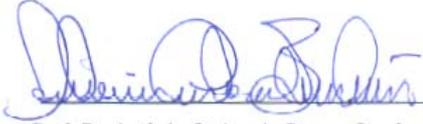
JANAINA CARLA DOS SANTOS

Aprovada com distinção:

 27/09/07  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dra. Alcina Magnólia Franca Barreto (Orientadora) data

 27/9/07  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Kenitiro Suguio (Co-orientador) data

 27/09/2007  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dra. Gisele Daltrini Felice data

 27/09/2007  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa data

 27/09/2007  
\_\_\_\_\_  
Prof. Dra. Lúcia Maria Mafra Valença data

RECIFE, PE  
2007

"Um passo à frente  
E você não está mais no mesmo lugar."

Chico Science.

À minhas avós, Maria e Joana.  
À memória de Marcílio Flávio Rangel de Farias, Paz & Bem.  
À memória dos meus avôs, Teodorico e Afonso.  
À memória do tio Luiz.

## AGRADECIMENTOS

A Alcina Magnólia Franca Barreto, querida-professora-doutora-orientadora. Essa pesquisa não teria alcançado seus objetivos, sem a sua orientação pautada pela ética, pelo seu amplo e sólido conhecimento sobre o quaternário continental nordestino, e sem o seu entusiasmo e encorajamento. Muito obrigada!

Ao Professor Emérito Kenitiro Suguio por compartilhar seu vasto conhecimento e vasta experiência geológica, por ser exemplo de retidão e dedicação a pesquisa, além de ter submetido e coordenado esse trabalho junto à FAPESP.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFPE, pelo suporte institucional e logístico.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, CNPq, pela bolsa de estudos e taxa de bancada (Processo 140316/2004-3). Fui bolsista do CNPq de Iniciação Científica, Mestrado e Doutorado, gostaria de ressaltar o papel fundamental dessa agência no fomento da pesquisa científica nesse país.

A Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo, FAPESP, pelo financiamento através do auxílio à pesquisa concedido ao Professor Emérito Kenitiro Suguio (Processo 2003/13229-4).

Ao Mário Ribeiro Filho, meu companheiro de trabalho de campo, presente quando o sol estava escaldante, quando os pneus furaram, quando foi preciso dar muita martelada no tubo, quando foi preciso afundar na lama, quando foi preciso achar espaço na carroceria lotada para mais uma amostra, quando foi preciso saber dos nomes de pássaros e árvores, e acima de tudo pelo respeito ao lugar, à pesquisa, e as pessoas.

A Alethéa Sallun por todo o auxílio prestado em relação à parte burocrática do financiamento da FAPESP. E por importantes informações sobre depósitos sedimentares e datações.

Ao Dr. Paulo Eduardo De Oliveira que afundou na lama comigo em busca do testemunho palinológico e orientou a Patrícia Ferreira no grande trabalho de análise palinológica do testemunho da Lagoa Grande, Brejo do Piauí.

Ao Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa, por todas as consultas geomorfológicas que ele me concedeu, brilhantes e alentadoras.

A Dra. Anne-Marie Pessis, Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa, Dr. Gelson Fambrini, Dr. Hilário Bezerra e Dra. Lúcia Maria Mafra Valença, que trouxeram importantes contribuições na ocasião do Exame de Qualificação.

A Dra. Sonia Tatumi, MSc. Silvio Brito e MSc. Márcio Yee, do Laboratório de Vidro e Datação da FATEC-SP, por fornecerem as datações por TL e LOE e pela dosimetria da radiação cósmica ambiental, na Serra da Capivara. Esse trabalho contou com a força do Renato Ramalho.

Ao Dr. José Júlio Vilar Rodrigues e Anacleto da Fonseca Júnior, do Laboratório de Física dos Solos, da Universidade Federal Rural de Pernambuco, onde foram processadas as amostras recolhidas para a análise sedimentológica.

Ao Jorge França, Marcelo Afonso, Espedito Júnior Mendes de Araújo e a Maria de Fátima Barbosa, do IBAMA-PI, pela infra-estrutura concedida principalmente no último trabalho de campo.

A Dra. Niède Guidon da Fundação Museu do Homem Americano pelo suporte logístico.

Ao Dr. Joël Pellerin, Dra. Conceição Lage, Ms. Sônia Campelo, Dr. Francisco de Assis Veloso Filho e Dr. José Machado Moita Neto, meus orientadores.

Ao Chico Vila-Nova, Renato Teles, Tiago de Paula, Francis Miller da Silva, especialistas em coisas complicadas que rodam em computadores.

A César Filgueiras, Demétrio Mutzenberg, Flávia Oliveira e Paulo Rodrigo Simões, os melhores especialistas do Universo em processar mapas, imagens de satélite e modelagens de terreno.

A Carlos Evandro Martins Eulálio, pela correção da língua portuguesa, e a Arthur Galindo, pela correção do abstract. Se ainda houver alguma falha, creditem a mim.

A minha família, Erasmo, Natividade, Dinamene e Jessica, pelo exemplo de que somente o trabalho, a dedicação e a honestidade levam ao bem.

A Carla Chagas-Spinelli por "ah, muitas coisas", muitas, infinitas e incontáveis coisas. A Vânia Sanches de todas as horas e todos os tempos. A Gisele Felice, minha amiga de fé. A Lika La Salvia, por saber o que é a Serra da Capivara. A Maria Parks, *my sweetie*. A Renata Azambuja e Danielle Gomes, pelas conversas geomorfológicas e torcida mútua. Ao Marcello Borges de poucas e esclarecedoras palavras.

Ao Alex Ferreira, Carla Chagas-Spinelli, David Holanda, Lika La Salvia, Ernesto Valdez, Flávia Oliveira, Hersília Cadengue, José Nunes, Maria Parks, Mariomar Almeida, Renata Azambuja, Stella Teles e Vânia Sanches, a convivência, o cinema, o café, o almoço, a cachaça e o maracatu.

Ao Anilton, Hersília e Mariana Cadengue, por estender a mão, o braço... E a casa.

A família Spinelli, Alexandre, Zuzi, Neilan, Mônica, Roberta, Marcelo, Petrus, Igor, Lene e Ricardo, pelo prazer da convivência em Suape, em Aldeia ou subindo e descendo as ladeiras no carnaval de Olinda.

Ao David Holanda, Fabiana Marinho, Geraldo Moura, José Augusto Almeida, Marcia Silva, Ricardo Nascimento e Rosemberg Alves, meus paleontólogos prediletos.

Ao Marcílio Flávio Rangel de Farias, "O Divino", "O Menghelli" para todos nós que crescemos nos corredores do Instituto Dom Barreto. Ele acompanhou toda a minha vida nordestina até que em 2006, São Francisco de Assis veio buscá-lo. Permanece em todos nós da comunidade dombarretana, a lembrança do missionário que ele foi, exemplo de valorização do conhecimento e do amor ao próximo.

Ao Massimo Mannu pela dedicação a ciência. Outra tese de doutoramento seria defendida esse ano tendo a Serra da Capivara como área de estudo, o tema era etologia de primatas, mas Deus tinha outros planos para o Massimo. Massimo Mannu foi a figura mais apaixonada pela pesquisa e principalmente pelos macacos-prego que eu conheci nesta vida.

## RESUMO

O Parque Nacional Serra da Capivara é, internacionalmente, conhecido por conter a maior concentração de pinturas rupestres e sítios arqueológicos do continente americano. Vestígios de ocupação humana distribuem-se por mais de 1000 sítios, muitas vezes, localizados em sedimentos quaternários, com poucas pesquisas realizadas até o momento. Este trabalho tem como objetivo o estudo morfoestratigráfico, sedimentológico e geocronológico dos depósitos sedimentares do Parque Nacional e dos municípios vizinhos de Brejo do Piauí, João Costa, Coronel José Dias e São Raimundo Nonato, sudeste do Piauí, para a compreensão de eventos paleoambientais e paleoclimáticos da região durante o Quaternário. A área estudada situa-se na fronteira dos domínios geológicos da Bacia Sedimentar do Parnaíba, e da Província Estrutural da Borborema (Faixa Riacho do Pontal). Elaborou-se mapa morfoestrutural do Parque Nacional, na escala de 1:60.000, sendo identificadas três unidades, denominadas de Vale da Serra Branca, Reverso da *cuesta* e Patamares Estruturais. No Vale da Serra Branca, o topo atinge 520 m de altitude e o vale 400 m, suas encostas apresentam geralmente na porção mediana, leques coluviais, constituídos por areias finas com intercalações de depósitos de fluxo de detritos e de queda de blocos do Grupo Serra Grande. O Reverso da *cuesta* tem por substrato as formações Itaim e Pimenteira, com morfologia plana e altitudes variando entre 520m e 600m, é freqüentemente recoberto por areias elúvio-coluviais holocênicas, datadas por luminescência opticamente estimulada. Os Patamares Estruturais têm como substrato as formações Itaim e Pimenteira e o Grupo Serra Grande, apresentam quatro desnivelamentos na sua porção sul, têm como sedimentação quaternária colúvios que capeiam o terço inferior da encosta, formados por fluxos arenosos ou cascalhosos. Ao sul do Parque, recobrimdo a baixa encosta dos serrotes, ou os lapiás e as cavernas em mármore da Faixa Riacho do Pontal, encontram-se depósitos quaternários coluviais, lamosos ou cascalhos. Também na Faixa Riacho do Pontal estão presentes os depósitos aluviais do rio Piauí e afluentes constituídos por areias e cascalhos, sendo o mais antigo, argiloso com idade de  $436.000 \pm 51.500$  mil anos. Representam barras arenosas e cascalhosas, e planícies de inundação do rio localizadas no município de São Raimundo Nonato. A sedimentação quaternária mais importante na área de estudo é formada por leques coluviais e depósitos aluviais de rios entrelaçados, sugestivos de clima semi-árido. Baseando-se em 17 datações, foi possível inferir quatro eventos de colúviação, provavelmente associados a condições de clima semi-árido e com chuvas torrenciais: o evento um, mais antigo, entre  $135.000 \pm 16.400$  e  $117.000 \pm 14.500$  anos; o segundo, entre  $84.700 \pm 13.400$  e  $76.200 \pm 9.350$  anos; o terceiro, entre  $36.100 \pm 4.900$  e  $21.770 \pm 3.610$  e, o último evento, entre  $15.800 \pm 1.900$  e  $11.150 \pm 1.730$ . Baseando-se em 14 datações de aluviões, sugere-se pelo menos três eventos fluviais: o mais antigo, entre  $133.000 \pm 16.500$  e  $92.050 \pm 11.200$  anos; o segundo, entre  $54.000 \pm 6.300$  e  $22.250 \pm 3.590$  anos e o último, entre  $15.600 \pm 1.900$  e  $7.600 \pm 940$  anos. Quase todos os eventos de colúviação coincidem temporalmente com os aluviais. O registro sedimentar de mudanças ambientais a partir do Holoceno médio vem de testemunho coletado na Lagoa Grande no Brejo do Piauí onde análise palinológica, mostrou que várias oscilações nas concentrações de árvores e arbustos, vêm ocorrendo desde 5.130 anos AP e sugere que a caatinga passou desde o Holoceno Médio até o Presente por momentos mais úmidos e mais secos que o clima atual.

Palavras-Chave: Morfoestratigrafia, Sedimentologia, Geocronologia, Quaternário, Serra da Capivara, Piauí.

## ABSTRACT

The *Serra da Capivara* National Park is internationally recognized because it houses the most important concentration of rock paintings and archeological sites in the American continent. Vestiges of human occupation are distributed in 1.000 archeological sites many times located in Quaternary sediments, with few researches realized until the moment. The objective of this dissertation is to present a morphostratigraphical, sedimentological and geochronological studies of the sedimentary deposits found in the National Park and of the neighboring municipalities (*Brejo do Piauí, João Costa, Coronel José Dias* and *São Raimundo Nonato*) in the southeastern region of the state of *Piauí* (Brazil). The studies should aid on the understanding of the paleoenvironment and paleoclimate events which took place in this region during the Quaternary. The subject area is located in the border of the geological domains of the *Parnaíba* Sedimentary Basin and of the *Borborema* Province (*Riacho do Pontal* belt). A 1:60,000 morphostructural map of the National Park was developed where three (03) units were identified and named *Vale da Serra Branca, Reverso da cuesta* and *Patamares Estruturais*. In the *Vale da Serra Branca*, the summit is 520m high and the valley is 400m, colluvial fans are generally found half way its extension and they are made of fine sands with intercalations of debris flows and fallen rock of the *Serra Grande* Group. The *Reverso da cuesta* has as a stratum the *Itaim* and *Pimenteira* geological formations, which has a flat morphology and heights varying from 520m to 600m. It is regularly covered by eluvial-colluvial holocene sands dated by luminescence. The *Patamares Estruturais* has as stratum the *Itaim* and *Pimenteira* geological formations and the *Serra Grande* Group, they show four levels in their south portion, they have quaternary sedimentation made by colluvial material which recover the last one third of the slope, made by sandy and gravelly. To the south part of the park, recovering the lower slope area of the *serrotes*, or the lapies and the caves of the *Riacho do Pontal* belt, it is possible to find quaternary colluvial deposits which are sandy, gravelly or muddy. In the same area of the *Riacho do Pontal* belt there are alluvial deposits of the *Piauí* river and its tributaries made by sands and gravels. The oldest of these, are a clayish deposit dating from  $436.000 \pm 51.500$  thousand years. They are sandy and gravelly bars and floodplains of the river in the territory belonging to *São Raimundo Nonato* municipality. The most important quaternary sedimentation in the studied area is formed by colluvial fans and braided rivers alluvial deposits, what suggest a semi-arid climate. Taking into account seventeen (17) datings, it was possible to infer four (04) colluvial events, most likely associated to semi-arid climatic conditions and to torrential rains: event number one, the oldest, between  $135.000 \pm 16.400$  and  $117.000 \pm 14.500$  years; event number two, between  $84.000 \pm 13.400$  and  $76.200 \pm 9.350$  years; event number three between  $36.000 \pm 4.900$  and  $21.770 \pm 3.610$ , and the last event between  $15.800 \pm 1.900$  and  $11.500 \pm 1.730$  years. Considering fourteen (14) alluvial datings is possible to suggest at least three (03) fluvial events: the oldest event between  $133.000 \pm 16.500$  and  $92.050 \pm 11.200$  years; the second event between  $54.000 \pm 6.300$  and  $22.250 \pm 3.590$  years and the last event between  $15.600 \pm 1.900$  and  $7.600 \pm 940$  years. Almost all colluviations process events coincide chronologically with the alluviations. The sedimentary record of environmental changes from the Middle Holocene comes from a core from the lake *Lagoa Grande* in the *Brejo do Piauí* area where palynologic analyses demonstrated that several oscillations in tree and bush concentrations have been occurring since 5,130 years b.p. and such suggests that the *Caatinga* experienced since the Middle Holocene until the Present by moments wetter and drier than the current climate.

Key-words: Morphostratigraphy, Sedimentology, Geochronology, Quaternary, *Serra da Capivara, Piauí*.

## ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	vi
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
LISTA DE FIGURAS	3
LISTA DE TABELAS	7
LISTA DE ESTAMPAS	7
LISTA DE MAPA	7
Capítulo 1. INTRODUÇÃO.....	08
1.1 Objetivo geral.....	09
1.2 Objetivo específico.....	09
Capítulo 2. ÁREA DE ESTUDO.....	10
2.1 Aspectos arqueológicos e paleontológicos.....	12
2.2 Aspectos físicos.....	14
2.2.1 Clima.....	14
2.2.2 Hidrografia.....	15
2.2.3 Vegetação.....	19
2.2.4 Geologia.....	21
2.2.4.1 Província Estrutural da Borborema.....	21
2.2.4.2 Bacia do Parnaíba.....	23
2.2.5 Geomorfologia.....	29
Capítulo 3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	31
3.1 Trabalhos de gabinete.....	31
3.1.1 Elaboração do mapa morfoestrutural.....	32
3.2 Trabalhos de campo.....	32
3.2.1 Coleta de amostras.....	34
3.3 Trabalhos de laboratório.....	36
3.3.1 Análises granulométricas.....	36
3.3.1.1 Obtenção de dados numéricos.....	36
3.3.1.2 Obtenção de parâmetros estatísticos.....	36
3.3.2 Análises geocronológicas.....	38
3.3.2.1 Datação por Termoluminescência (TL) e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).....	38
3.3.2.2 Procedimento em laboratório.....	39
3.3.2.3 Dosimetria da radiação cósmica por espectroscopia-gama.....	40
3.3.2.4 Datação por Radiocarbono.....	43
3.3.3 Análises Palinológicas.....	44
Capítulo 4. BASE CONCEITUAL.....	47
4.1 Elúvio.....	47
4.2 Colúvio.....	48
4.2.1 Processos de formação de depósitos coluviais.....	48
4.3 Alguns estudos paleoambientais do Quaternário Continental do Nordeste do Brasil.....	50
Capítulo 5. MAPEAMENTO MORFOESTRUTURAL DO PARQUE NACIONAL SERRA DA CAPIVARA.....	56
5.1 Vale da Serra Branca.....	61

5.2 Reverso da <i>cuesta</i> .....	63
5.3 Patamares Estruturais.....	63
5.3.1 Patamares Estruturais Sul do Parque.....	63
5.3.1 Patamares Estruturais Nordeste do Parque.....	66
Capítulo 6. SEDIMENTAÇÃO PLEISTOCÊNICA E HOLOCÊNICA NO PARQUE NACIONAL SERRA DA CAPIVARA E ENTORNO.....	68
6.1 Depósitos elúvio-coluviais.....	70
6.1.1 Características granulométricas dos depósitos elúvio-coluviais .....	72
6.1.2 Dados geocronológicos dos depósitos elúvio-coluviais.....	73
6.1.3 Integração dos dados.....	75
6.2 Depósitos coluviais.....	76
6.2.1 Colúvios da Serra Branca.....	77
6.2.2 Colúvios dos Patamares Estruturais.....	83
6.2.3 Colúvios do Pedimento.....	88
6.2.4 Características granulométricas dos depósitos coluviais.....	95
6.2.5 Dados geocronológicos dos depósitos coluviais.....	99
6.2.6 Integração dos dados.....	102
6.3 Depósitos aluviais.....	105
6.3.1 Descrição dos afloramentos aluviais.....	107
6.3.2 Características granulométricas dos depósitos aluviais.....	124
6.3.3 Dados geocronológicos.....	125
6.3.4 Integração dos dados.....	128
6.3.3 Datações por radiocarbono.....	129
Capítulo 7. PALINOLOGIA, PALEOVEGETAÇÃO E PALEOCLIMAS HOLOCÊNICOS NA LAGOA GRANDE, BREJO DO PIAUÍ.....	130
7.1 Datação por radiocarbono (AMS).....	134
7.2 Resultados qualitativos - descrição dos palinomorfos.....	134
7.3 Resultados quantitativos - apresentação dos palinodiagramas.....	145
7.3.1 Palinodiagramas de Porcentagem.....	145
7.3.3 Palinodiagramas de Concentração.....	151
7.4 Discussão dos Resultados.....	152
7.4.1 Palinodiagramas de Porcentagem.....	152
7.4.2 Palinodiagramas de Concentração.....	152
7.5 Discussão.....	153
7.6 Conclusões.....	154
Capítulo 8. CONCLUSÕES.....	155
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	159
ANEXO 1.....	168
ANEXO 2.....	170
ANEXO 3.....	171

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Localização do Parque Nacional Serra da Capivara e dos municípios integrantes da área de estudo.	11
Figura 2	Vestígios arqueológicos encontrados na Serra da Capivara: a) Peça lítica retirada da escavação do Sítio do Meio; b) Estrutura de fogueira, área de combustão delimitada por seixos e blocos de arenito, carvões e o material lítico associado; c) painel de pinturas de Tradição Nordeste de caráter de narrativo, com presença de movimento, o tamanho diminuto e a delicadeza dos desenhos, Toca do Baixão da Vaca; d) Pintura de Tradição Agreste, bonecão típico desta tradição, que não apresenta caráter narrativo, seus desenhos não tem a mesma delicadeza sendo grandes e mal acabados, Toca da Bastiana. Fonte: As imagens a e b foram retiradas de Pinheiro de Melo, (2004).....	13
Figura 3	Precipitações de 1911 a 1982. Fonte: IBAMA, 1991.....	15
Figura 4	Mapa trazendo a bacia hidrográfica do Rio Parnaíba. A sub-bacia Piauí-Canindé onde se localiza a área de estudo está delimitada pela linha tracejada mais espessa e a área de estudo está delimitada pelo quadrado. Apresenta também a divisão de climas regionais e seus respectivos valores pluviométricos. Fonte: Modificado de Rivas (1996).....	17
Figura 5	Rede hidrográfica do Parque Nacional Serra da Capivara.....	18
Figura 6	Distribuição da vegetação no Parque Nacional Serra da Capivara. Fonte: Emperaire, 1989.....	20
Figura 7	Parte de mapa geológico contendo a Faixa Riacho do Pontal e a Bacia do Parnaíba. Fonte: CPRM, 2007.....	22
Figura 8	Mapa geológico do Parque Nacional Serra da Capivara e entorno. Fonte: LAGESE, 2002.....	24
Figura 9	Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba, no destaque, as rochas que afloram na área de estudo. Fonte: Góes e Feijó (1994).....	25
Figura 10	Mapa geomorfológico do Parque Nacional Serra da Capivara. Fonte: Pellerin (1984 a).....	28
Figura 11	Aspectos geomorfológicos da área de estudo, onde se destacam os planaltos areníticos (a), <i>cuestas</i> (b) e pedimentos (c) conforme indicados por setas.....	30
Figura 12	Sistema de tripé e roldanas montado para a coleta do testemunho palinológico, na planície flúvio-lacustre da Lagoa Grande.....	35
Figura 13	Exemplos dos dados obtidos para colúvios do Parque Nacional Serra da Capivara: (a) Curvas de emissão de TL de grãos de quartzo em amostra natural submetida a doses diferentes; (b) Curva de calibração de grãos de quartzo pelo método da regeneração total, à temperatura em torno de 375°C.	40
Figura 14	Fatores F, J e H em função da latitude geomagnética (Prescott & Stephan, 1982.).....	41
Figura 15	Medição de dosimetria de radiação cósmica na barragem Petrônio Portela, no município de São Raimundo Nonato.....	42
Figura 16	Localização geográfica das áreas no nordeste brasileiro que possuem estudos paleoambientais, unidades quaternárias obtidas em Bizzi <i>et al.</i> (2001).....	52
Figura 17	Localização esquemática das unidades morfoestruturais do Parque Nacional Serra da Capivara, os perfis topográficos AB e CD, que compõem a figura 18 estão localizados nessa figura.....	58
Figura 18	Perfis topográficos do Parque Nacional Serra da Capivara, sua localização no Parque Nacional pode ser vista na figura 17.....	59
Figura 19	Representação sem escala (utilizando dados SRTM/Embrapa) das três unidades morfoestruturais do Parque Nacional Serra da Capivara: onde se vê o vale esculpido na Serra Branca, o Reverso da <i>cuesta</i> , superfície plana dominando as porções de maior altitude, e a superfície escalonada dos Patamares Estruturais Sul e Nordeste. Fonte: Miranda, 2005.....	60
Figura 20	Rampas de colúvio na Serra Branca, onde pode-se notar a vegetação de caatinga.....	61

Figura 21	Unidade Morfoestrutural Vale da Serra Branca, em A e B margem esquerda do vale, C e D, margem direita.....	62
Figura 22	O Reverso da cuesta, (indicado pela seta) representado por uma superfície plana e recoberta por sedimentos elúvio-colúviais.....	63
Figura 23	<i>Front</i> da <i>cuesta</i> na área do Parque Nacional Serra da Capivara, onde se observam os paredões completamente desnudados à esquerda, no centro cornija e logo abaixo as rampas de colúvio.....	64
Figura 24	Unidade Morfoestrutural Patamares Estruturais Sul, para mostrar a existência de desnivelamentos na paisagem, notar aclive (A) e declive (B) na estrada do Gancho, em C, vista do patamar 4, na borda da cuesta, notar vale estreito no centro da fotografia.....	65
Figura 25	Notar desnivelamento na estrada do Gongo, extremidade noroeste da Serra da Capivara, devido a presença de patamares estruturais.....	66
Figura 26	Localização dos pontos de observação e dos afloramentos estudados e /ou amostrados em campo.....	69
Figura 27	Estrada que contorna a chapada do Parque Nacional Serra da Capivara, e que cruza quase todo o parque no sentido leste-oeste, passando pelo Zabelê, para a localização ver a figura 1. Notar os sedimentos elúvio-colúviais, areia avermelhada e notar também a configuração plana do terreno.....	70
Figura 28	Estação de coleta SC-90 (UTM 0776762; 9043290), depósito arenoso. Notar o tubo de coleta para datação por luminescência.....	71
Figura 29	Diagrama de Shepard para amostras elúvio-colúviais.....	72
Figura 30	Distribuição da frequência acumulada da fração areia nas amostras provenientes dos afloramentos da unidade elúvio-colúvial.....	72
Figura 31	Idade LOE versus número de amostras dos depósitos elúvio-colúviais.....	74
Figura 32	Estação de coleta SC-01 (Toca do Vento) que está localizada na unidade morfoestrutural Vale da Serra Branca. Depósito arenoso de 5m de espessura, onde ocorrem duas concentrações de fragmentos de arenito, seixos de quartzo, e fragmentos de carvão esparsos ou concentrados em fogueiras.....	78
Figura 33	Seção colunar do afloramento SC-86 (Toca da Gamela) que está localizada na unidade morfoestrutural Vale da Serra Branca, que exhibe depósito arenoso, cuja base é formada camada de fragmentos de arenito, seixos e blocos angulosos a subangulosos de arenitos e também seixos arredondados de quartzo.....	79
Figura 34	Estação de coleta SC-87 (Toca do Pica-pau) que está localizada na unidade morfoestrutural Vale da Serra Branca, que apresenta depósito colúvial arenoso com três níveis de fragmentos de arenito e fragmentos de carvão.....	80
Figura 35	Estação de coleta SC-88 (Toca do Inharé) que está localizada na unidade morfoestrutural Vale da Serra Branca, que apresenta depósito colúvial arenoso com um nível de fragmentos de arenito e dois níveis descontínuos de fragmentos de carvão.....	81
Figura 36	Seção colunar da estação de coleta SC-21 (próxima a Toca do Morcego) com depósito maciço de silte com grânulos e seixos de quartzo e fragmentos de carvão dispersos por todo o depósito; notar na fotografia tubo de coleta para datação.....	82
Figura 37	Modelagem do terreno do Sítio do Meio, elaborada a partir das bandas 3a e 3b do satélite ASTER, escala horizontal 1.20.000, a seta mais clara indica a posição do afloramento, as mais escuras indicam a direção do fluxo. Fonte: ASTER, 2006.....	84
Figura 38	Seção colunar do Sítio do Meio, que apresenta seqüência de arenitos paleozóicos, cascalhos, matacões, calhaus e blocos de arenito e cascalhos. A fotografia mostra o contato entre a primeira camada de cascalhos e a camada de queda de blocos.....	84
Figura 39	Calhaus e matacões rochosos desprendidos do teto, Sítio do Meio.....	85
Figura 40	Estação de coleta SC-50 (Toca da Cerca do Elias) com depósito com a camada basal formada por cascalho e blocos de arenito do Grupo Serra Grande, e acima camada composta por areia.....	86
Figura 41	Modelagem do terreno da área do afloramento da Toca do Perna I, elaborada a partir das bandas 3a e 3b, escala horizontal 1.20.000, a seta cinza clara indica a posição do depósito, a seta cinza escura indica a direção do fluxo de detritos e a seta preta indica a direção dos fluxos de água corrente. Fonte: ASTER, 2006.....	87

Figura 42	Estação de coleta SC-80 ( Toca do Perna I) onde a base é composta por areia muito fina, e sobreposta a ela, cascalheira sustentada por matriz, onde se nota estratificação plano-paralela incipiente acompanhando a topografia do terreno.....	88
Figura 43	Pedimento onde estão localizados os serrotes de mármore, Garrincho, Pilão, Sansão, Antônio relacionados aos afloramentos estudados. Fonte: ASTER 2006.....	89
Figura 44	Modelagem do terreno da área do afloramento da Toca do Gordo do Garrincho, elaborada a partir das bandas 3a e 3b do satélite ASTER, escala horizontal 1.20.000. Fonte: ASTER, 2006.....	90
Figura 45	Estação de coleta SC-57 (Toca do Gordo do Garrincho), onde se nota concentração de blocos e seixos de calcário na base e no topo da camada. Na fotografia o sedimento areno-argiloso avermelhado é resultante do intemperismo do mármore e do arenito.....	91
Figura 46	Seção colunar da estação de coleta SC-61 (Toca de Cima dos Pilão), que é uma caverna preenchida por pelo menos 6m de sedimentos. No topo há uma seqüência alternada de tufo calcário e de lama arenosa. A fotografia mostra o depósito arenoso (a), a camada de cascalheira (b) e o tufo calcário (c).....	92
Figura 47	Detalhe dos dois primeiros níveis de tufo calcário da Toca de Cima dos Pilão.....	93
Figura 48	Seção colunar da estação de coleta SC-65, Toca do Barrigudo. Notar na foto local de retirada da amostra para datação intermediária do pacote sedimentar.....	93
Figura 49	Seção colunar da estação de coleta SC-85, notar na fotografia, camada basal composta por calcrete, seguida de cascalheira recoberta por lama arenosa.....	94
Figura 50	Diagrama de Shepard para os colúvios cujas matrizes são as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba.....	95
Figura 51	Figura 25 - Diagrama de Shepard para os colúvios cujas matrizes são os mármores da Faixa Riacho do Pontal. ....	96
Figura 52	Distribuição da freqüência acumulada da fração areia nos depósitos coluviais da área da Bacia do Parnaíba. ....	96
Figura 53	Representação das amostras coluviais no diagrama de Sahu.....	98
Figura 54	Idades LOE versus número de amostras dos depósitos coluviais.....	99
Figura 55	Idades das deposições coluviais plotadas em curva de variação mundial dos isotópos de $^{18}O/^{16}O$ (Modelo de Ericson e Wollin, 1968).....	101
Figura 56	Alto vale do Rio Piauí, rio entrelaçado instalado na Faixa Riacho do Pontal, próximo ao limite da Bacia sedimentar do Parnaíba, os marcadores coloridos mostram a situações dos afloramentos estudados.....	105
Figura 57	Representação em perspectiva, sem escala (utilizando dados SRTM/Embrapa) da seqüência de leques aluviais localizados no sopé da Serra da Capivara, que se estendem até a calha do rio Piauí. Fonte: Miranda, 2005.....	106
Figura 58	Seção colunar da estação de coleta SC-17, depósito de cascalheira sustentada por matriz. A fotografia mostra detalhe do afloramento, com seixos de quartzo, arenito ferruginizado e concreções ferruginosas. ....	107
Figura 59	Modelagem da área do afloramento SC-53, elaborada a partir das bandas 3a e 3b do satélite ASTER, escala horizontal 1.20.000. Fonte: ASTER, 2006.....	108
Figura 60	Estação de coleta SC-53 depósito de planície de inundação do rio Piauí.....	109
Figura 61	Modelagem da área do afloramento SC-55, elaborada a partir das bandas 3a e 3b do satélite ASTER, escala horizontal 1.200.000. Fonte: ASTER, 2006.....	110
Figura 62	Seção colunar da estação de coleta SC-55, depósito composto por camada de cascalheira polimítica sobreposta a gnaisses da Faixa Riacho do Pontal.....	110
Figura 63	Estação de coleta SC-63, riacho do Olho d' Água da Cota, depósito aluvial, camada de cascalheira sobreposta por areia mal selecionada. ....	111
Figura 64	Seção colunar da estação de coleta SC-64, com indicações dos locais de amostragem para datação por luminescência e radiocarbono e granulometria, além do nível de ocupação arqueológica.....	112
Figura 65	Modelagem do terreno do afloramento SC-74, elaborada a partir das bandas 3a e 3b do satélite ASTER, escala horizontal 1.20.000. Fonte: ASTER, 2006.....	113
Figura 66	Seção colunar e fotografia da estação de coleta SC-74.....	114

Figura 67	Modelagem do terreno do afloramento SC-77, elaborada a partir das bandas 3a e 3b do satélite ASTER, escala horizontal 1.20.000. Fonte: ASTER, 2006.....	115
Figura 68	Estação de coleta SC-77 na cidade de São Raimundo Nonato, onde se vê seqüência aluvial de 5,5m de espessura de camadas alternadas de cascalho e areia.....	116
Figura 69	Modelagem do terreno do afloramento SC-78, elaborada a partir das bandas 3a e 3b do satélite ASTER, escala horizontal 1.20.000. Fonte: ASTER, 2006.....	117
Figura 70	Estação de coleta SC-78 com depósito aluvial formado por argila basal e cascalheira sustentada por matriz superposta.....	118
Figura 71	Modelagem da área que contem o afloramento SC-102, elaborada a partir das bandas 3a e 3b do satélite ASTER escala horizontal 1.20.000. Fonte: ASTER 2006.....	119
Figura 72	Estação de coleta SC-102.....	119
Figura 73	Detalhe da estação de coleta SC-103. Estrutura em pilar com 2m de altura por 30 cm de espessura; notar na fotografia os seixos verticalizados e a reduzida quantidade de matriz no centro da estrutura..	121
Figura 74	Detalhe da estação de coleta SC-103, que mostra estrutura em pilar com bolsões na base.....	122
Figura 75	Seção colunar da estação de coleta SC-103, cascalheira depositada diretamente sobre embasamento cristalino, notar na fotografia tubo de coleta para datação.....	123
Figura 76	Diagrama de Shepard para amostras aluviais.....	124
Figura 77	Diagrama de Sahu (1964) para as amostras aluviais, mostrando que a maioria caiu no campo de alta turbidez, ambiente semelhante aos depósitos elúvio-coluviais e coluviais, sugerindo que o retrabalhamento fluvial foi em geral muito incipiente.....	125
Figura 78	Idades TL e LOE versus quantidades de amostras dos depósitos aluviais.....	126
Figura 79	Idades das deposições aluviais (círculos pretos), e coluviais (círculos azuis) plotados em curva de variação mundial dos isótopos de $^{18}O/^{16}O$ (Modelo de Ericson e Wollin, 1968).....	128
Figura 80	Localização da Estação de Coleta SC-30 (utilizando dados de imagem SRTM da Embrapa) que corresponde a Lagoa Grande, Brejo do Piauí (Piauí). Fonte: Miranda, 2005.....	131
Figura 81	Lagoa Grande (estação de coleta SC-30), localizada no município de Brejo do Piauí (PI) onde ocorrem depósitos flúvio-lacustre constantemente alagado.....	132
Figura 82	Seção colunar da estação de coleta SC-30, Lagoa Grande, Brejo do Piauí, representando uma seqüência sedimentar fluvial na base até 1,20m e lacustre de 1,20m até o topo.....	132
Figura 83	a) topo; b) porção intermediária e c) base do testemunho utilizado para o estudo palinológico. A seta vermelha indica a porção turfosa de onde foram retiradas amostras para a análise palinológica. A seta azul mostra a porção arenosa e cascalhosa do testemunho.....	133
Figura 84	Palinodiagrama de concentração dos principais táxons polínicos encontrados em perfil estratigráfico no Brejo do Piauí (PI).....	146
Figura 85	Palinodiagrama de concentração dos principais táxons arbóreos e arbustivos encontrados no Brejo do Piauí (PI).....	147
Figura 86	Palinodiagrama de concentração dos principais táxons herbáceos encontrados no Brejo do Piauí (PI). 148	148
Figura 87	Palinodiagrama de concentração dos esporos de Pteridófitas e de algas encontrados no Brejo do Piauí (PI).....	149
Figura 88	Palinodiagrama de concentração da somatória das categorias por centímetro cúbico de sedimento.....	150

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Lista dos pontos de campo visitados, local de coleta dos testemunhos palinológicos.....	33
Tabela 2	Escala qualitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de seleção.....	37
Tabela 3	Escala qualitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau assimetria.....	37
Tabela 4	Escala qualitativa para classificar uma curva segundo os valores de curtose segundo Folk & Ward (1957).....	37
Tabela 5	Coordenadas geográficas dos locais de medida, tempos de medida e doses obtidas ( $DA_{r.c.}$ = dose anual proveniente de raios cósmicos, $DA_{solo}$ = dose anual proveniente do solo,* medidas efetuadas no solo, 1 Toca do Sítio do Meio e 2 Toca de Cima dos Pilão).....	42
Tabela 6	Lista dos pontos amostrados em depósitos elúvio-colúviais.....	71
Tabela 7	Datações por TL e LOE referentes aos depósitos elúvio-colúviais.....	74
Tabela 8	Lista dos pontos amostrados em depósitos colúviais.....	76
Tabela 9	Datações por TL e LOE das amostras dos depósitos colúviais.....	100
Tabela 10	Lista dos pontos de campo com depósitos aluviais amostrados.....	106
Tabela 11	Datações por TL e LOE referentes aos depósitos aluviais.....	127
Tabela 12	Datação por $^{14}C$ , apresentação das idades de 3 amostras coletadas.....	129
Tabela 13	Datações por radiocarbono de amostras dos testemunhos SC-30a e SC-30b.....	134

## LISTA DE ESTAMPAS

Estampa I	Algas, Desmidiaceae: <i>Cosmarium</i> sp. (1 a,b); Zygnemataceae: <i>Spirogya</i> sp (2 a,b); <i>Zygnema</i> sp (3 a,b). Escala 10 $\mu$ m.....	140
Estampa II	Esporos, Monolete psilado (1). <i>Blechnaceae</i> : <i>Blechnum</i> sp. (2); <i>Cyatheaceae</i> : <i>Cyathea</i> sp (3 a, b); <i>Pteridaceae</i> : <i>Pteris</i> sp 1. (4); <i>Pteris</i> sp. 2 (5); <i>Pteris</i> sp. 3 (6); <i>Shagnaceae</i> : <i>Sphagnum</i> sp (7). Escala 10 $\mu$ m.....	141
Estampa III	Pólen de angiosperma, <i>Arecaceae</i> (1); <i>Mauritia flexuosa</i> (2), <i>Poaceae</i> : tipo 1 (3) tipo 2 (4 a,b); <i>Cyperaceae</i> tipo 1 (5), tipo 2 (6), tipo 3(7); <i>Ponteriaceae</i> : <i>Eichornia</i> sp (8); <i>Amaranthaceae</i> : <i>Alternanthera</i> sp (9 a.b), <i>Pfaffia</i> sp (10); <i>Asteraceae</i> : <i>Baccharis</i> sp (11 a, b), Escala 10 $\mu$ m.....	142
Estampa IV	<i>Asteraceae</i> : <i>Vernonia</i> sp (1a,b); <i>Boraginaceae</i> : <i>Cordia</i> sp (2); <i>Rubiaceae</i> : <i>Psychotria</i> sp (3); <i>Diodia</i> sp/ <i>Richardia</i> sp.(4); <i>Borreria</i> sp (5 a, b, c); <i>Ericaceae</i> (6 a, b) <i>Mimosaceae</i> (7) Escala 10 $\mu$ m.....	143
Estampa V	<i>Celastraceae</i> : Tipo 1 (1); Tipo 2 (2); <i>Malvaceae</i> (3); <i>Onograceae</i> : <i>Ludwigia</i> sp. (4); <i>Polygonaceae</i> (4); <i>Polygonum</i> sp. (5); <i>Sapinaceae</i> (6 a, b) Escala 10 $\mu$ m).....	144

## LISTA DE MAPA

MAPA 1	Unidades Morfoestruturais do Parque Nacional Serra da Capivara.
--------	---

---

---

## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO

---

---

As paisagens tropicais se destacam por apresentarem, entre outras características marcantes, uma significativa cobertura do relevo, por materiais inconsolidados (regolito). O regolito é proveniente da alteração do substrato rochoso. Nas porções mais altas e planas do relevo, sua remobilização é mínima, sendo esses materiais classificados como elúvio. Caso existam encostas, o material eluvial pode ser remobilizado. O transporte desse material não é feito diretamente das altas para as baixas altitudes; essa realocação é feita ao longo do tempo e representa o registro da recorrência de processos, relacionados a fluxos gravitacionais que provocam instabilidade e a nova remobilização desse material. Isso possibilita a formação de sucessivas camadas superpostas de depósitos de encosta, promovendo o armazenamento do material dentro do sistema, ou mesmo o carreamento de parte deles, até as calhas de drenagem (Bigarella e Mousinho, 1965; Warke, 2007).

Essa dinâmica responsável pela produção de sedimento, e por sua posterior remobilização e deposição, está intimamente relacionada às intensas variações climáticas, ocorridas durante o Quaternário, correspondente aos últimos 2 milhões de anos da história geológica da Terra, e que provocaram profundas modificações nas paisagens da superfície terrestre. Como consequência, ocorreram mudanças contínuas nos processos de intemperismo e de pedogênese, nos regimes fluviais, nos níveis oceânicos, que resultaram em transformações mundiais na paisagem (Moura, 1996).

O estudo dessa dinâmica ambiental permite identificar e entender a seqüência evolutiva da paisagem e a extensão temporal dos dados obtidos nas análises dos sistemas físicos, em termos de processos, taxas, registros e respostas. Johnson (1982), citado por Moura, (1996), diz que é necessário associar os registros estratigráficos e geomorfológicos na interpretação evolutiva da paisagem.

Dados sedimentológicos, estratigráficos, morfoestratigráficos e geocronológicos são essenciais para esboçar a história e evolução da paisagem. Os registros sedimentares quais sejam os depósitos continentais ou oceânicos preservam informações a respeito da história de erosão e deposição (Moura, 1996). Segundo Suguio (1999), tais estudos devem ser realizados com o auxílio de várias disciplinas, como Geomorfologia, Pedologia, Climatologia, Geologia do Quaternário, Paleontologia, Palinologia, etc. Portanto, o estudo dos registros sedimentares dos últimos 2 milhões de anos é importante para o conhecimento dos ambientes atuais e da evolução recente do planeta.

O Parque Nacional Serra da Capivara e circunvizinhanças, no sudeste do estado do Piauí, apresenta a maior concentração, até hoje conhecida, de pinturas rupestres no continente americano. Vestígios de ocupação humana distribuem-se por mais de 1000 sítios arqueológicos. São encontrados abrigos com pinturas rupestres em paredões rochosos e com abundantes materiais líticos, fogueiras e alguns enterramentos, além de sítios a céu aberto, oficinas líticas e aldeias de grupos ceramistas. As pesquisas arqueológicas foram inicialmente centralizadas nas pinturas rupestres. Estudos sistemáticos dessas pinturas continuam sendo realizados para o estabelecimento de horizontes culturais, na tentativa de identificação dos grupos étnicos (Guidon *et al.* 1990). Os dados obtidos em 37 anos de pesquisas arqueológicas revelam sinais de presença humana desde 48.000 anos AP (antes do presente) (Guidon *et al.* 1994). Vinte e oito sítios arqueológicos pesquisados, ou em fase de pesquisa, fornecem dados cronológicos de diversos tipos de vestígios, cuja diacronia vai de 230 anos a 48.000 anos AP (Felice, 2000).

A paisagem do Parque Nacional Serra da Capivara e seu entorno apresentam depósitos sedimentares quaternários pouco estudados tanto sob a ótica da sua evolução geológica quanto das feições geomorfológicas. Inexistem trabalhos específicos que tenham como foco a morfoestratigrafia, a sedimentologia, e a geocronologia, indispensáveis para o conhecimento da evolução paleoambiental. A proposta desta pesquisa é de fornecer dados que contribuam para o entendimento da evolução dos ambientes de sedimentação e seus respectivos depósitos, subsidiando o início da discussão e indicando a necessidade da continuidade de pesquisas. A compreensão da evolução da paisagem contribui para a contextualização arqueológica do homem pré-histórico que habitou o sudeste do Piauí, desde pelo menos 48.000 anos.

### 1.1 Objetivo Geral:

Esta pesquisa teve por objetivo estudar os depósitos quaternários da área do Parque Nacional Serra da Capivara e seu entorno, para obtenção de dados morfoestratigráficos, sedimentológicos e geocronológicos, que levem ao estabelecimento da seqüência de eventos paleoambientais e paleoclimáticos.

### 1.2 Objetivos específicos

Constituem objetivos específicos desta pesquisa:

- Elaboração de mapa morfoestrutural para representação dos depósitos sedimentares;
- Caracterizações morfoestratigráfica e sedimentológica desses depósitos;
- Datação dos sedimentos por luminescência opticamente estimulada (LOE), termoluminescência (TL) e radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ), quando possível, na tentativa de estabelecer correspondência de idade e seqüência evolutiva dos eventos deposicionais;
- Realização de análise palinológica e datação de testemunhos coletados em depósito flúvio-lacustre, localizado na Lagoa Grande no município de Brejo do Piauí, para uma reconstituição paleovegetacional e paleoclimática da região, nos últimos milhares de anos.

---

---

## CAPÍTULO 2

### ÁREA DE ESTUDO

---

---

A legislação sobre conservação dos recursos naturais surge no Brasil com a Carta Régia de 1797. O Código Florestal de 1934 foi o primeiro instrumento legal. Segundo Wallauer (1998), nele estão “as normas de classificação de floresta, as regras de sua exploração quando de propriedade privada ou de domínio público, em forma intensiva ou limitada, a fiscalização, as infrações e as contravenções, os crimes florestais e as penalidades previstas”. Em 1937 foi estabelecida a primeira unidade de conservação no Brasil, o Parque Nacional de Itatiaia.

Mais recentemente, a Lei 9.985, de 18/7/2000, institui o Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza (SNUC), que estabelece os critérios e as normas para criação, implantação e gestão das unidades de conservação; dentre os diversos tipos de unidades de conservação está o Parque Nacional. A Lei estabelece que:

Art. 11: O Parque Nacional tem como objetivo básico a preservação de ecossistemas naturais de grande relevância ecológica e beleza cênica, possibilitando a realização de pesquisas científicas e o desenvolvimento de atividades de educação e interpretação ambiental, de recreação em contato com a natureza e de turismo ecológico.

Por preencher os requisitos estabelecidos pela lei, foi instituído o Parque Nacional Serra da Capivara, que se estende pelos municípios de Brejo do Piauí, João Costa, São Raimundo Nonato e Coronel José Dias, no sudeste do Estado do Piauí. Foi criado em 1979, por exibir paisagens de grande beleza cênica no bioma da caatinga e por apresentar vários sítios arqueológicos, advindo daí seus interesses científico e de potencial turístico. Foi considerado pela UNESCO (Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura) como Patrimônio Cultural da Humanidade. O parque abrange área de 129.953 hectares e perímetro de 214.235,37m (Fig. 1). Esta pesquisa compreende não só o Parque Nacional Serra da Capivara, mas abrange também os municípios que o compõem.

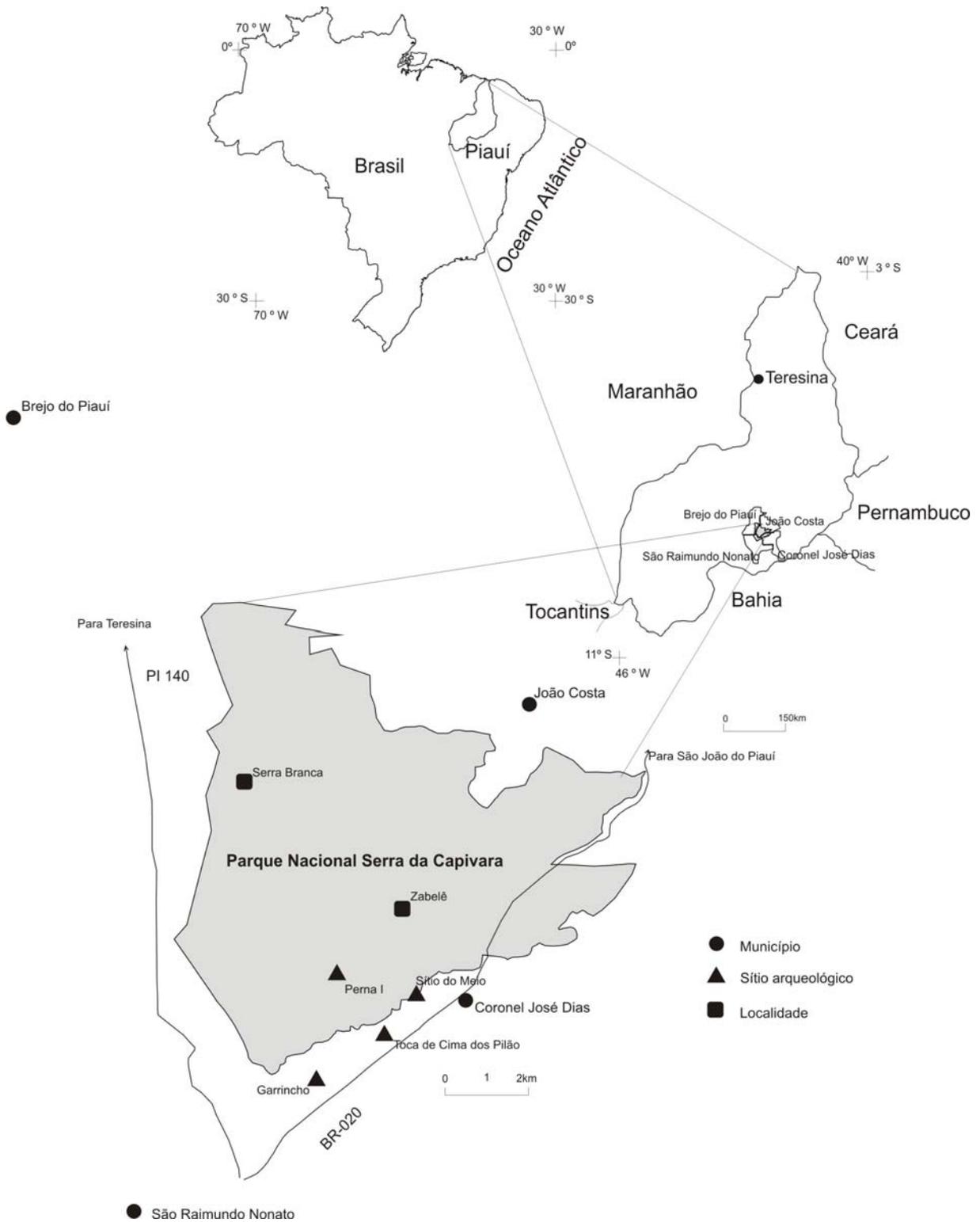


Figura 1 - Localização do Parque Nacional Serra da Capivara e dos municípios integrantes da área de estudo.

## 2.1 Aspectos Arqueológicos e Paleontológicos

As primeiras notícias a respeito do potencial arqueológico do sudeste do Piauí surgiram através de fotografias de pinturas encontradas nos paredões rochosos da Serra da Capivara que foram mostradas a Niède Guidon, quando ela ainda trabalhava no Museu Paulista da USP, em 1963. Porém, somente em 1970 a área foi visitada, e uma primeira prospecção permitiu a descoberta de oito sítios arqueológicos.

A pesquisa então foi iniciada e permanece até hoje, 37 anos depois. Ao longo desse tempo, mais de 1000 sítios arqueológicos já foram encontrados, revelando que o Parque Nacional Serra da Capivara e arredores apresentam a maior concentração de pinturas rupestres do continente americano. As pesquisas arqueológicas foram inicialmente centralizadas nas pinturas rupestres. Estudos sistemáticos dessas pinturas continuam sendo realizados para o estabelecimento de horizontes culturais e identificação de grupos étnicos (Guidon *et al.*, 1990).

A cultura material retirada dos sítios arqueológicos da Serra da Capivara é diversa e variada. São encontrados restos de carvão, fogueiras estruturadas, fogueiras com pigmentos, instrumentos líticos, sementes queimadas, gravuras, vestígios ósseos humanos associados a grupos ceramistas e a não-ceramistas, fragmentos de cerâmica e os registros gráficos, as chamadas pinturas rupestres (Fig. 2). Cada elemento e a sua posição no contexto da escavação são importantes para a tentativa de reconstrução do *modus vivendi* das populações pré-históricas que habitaram essa área.

Os vestígios arqueológicos são encontrados imersos em sedimentos holocênicos ou até mesmo pleistocênicos, também objetos de investigação desta pesquisa. Foram estudadas as seguintes trincheiras arqueológicas: Toca do Vento, Toca do Pica-pau, Toca da Gamela, Toca do Inharé, Toca do Elias, Toca do Perna I, Toca do Garrincho, Toca do Barrigudo, Toca de Cima dos Pilão e o Sítio do Meio. Serão descritos os sítios com dados disponíveis na literatura.

Estação de coleta SC-49 - Toca do Sítio do Meio - é um grande abrigo arenítico com suas paredes cobertas de pinturas rupestres da tradição Nordeste. As escavações foram iniciadas em 1978 e terminadas em 2000. A cronologia encontrada através de datação de radiocarbono vai de 8.960 anos AP até 20.280 anos AP. A indústria lítica é composta de numerosas lascas trabalhadas, vários tipos de raspadores, *choppers* e lesmas. Durante os anos de 1992 e 1993, as escavações forneceram duas descobertas de especial importância. A primeira descoberta, consta de dois fragmentos de cerâmica, cujo carvão diretamente associado foi datado de 8.960 anos AP. A segunda é uma lâmina de machado polido em granodiorito, e o carvão, em contato direto com o machado, apresentou a idade de 9.200 anos AP. A última ocupação registrada, durante as escavações de 1993 até atingir a base rochosa, foi de 20.280 anos AP. As escavações foram retomadas em 2000 nos setores 2, 3 e 4. No setor 3 foram encontradas várias estruturas de combustão formadas principalmente por blocos de arenito. Os carvões encontrados nessas fogueiras foram datados por  $^{14}\text{C}$  em  $8.805 \pm 50$  anos AP (Pinheiro de Melo, 2004).

Estação de coleta SC-57 -Toca do Garrincho - está localizada na vertente sul do Morro do Garrincho no município de São Raimundo Nonato. Uma escavação sistemática foi realizada dentro da caverna durante 1991 e

1992. Foram encontrados dois dentes humanos, associados aos fósseis de mamíferos pleistocênicos sob o manto estalagmítico, datado em  $12.170 \pm 40$  BP (Peyre, 1993).

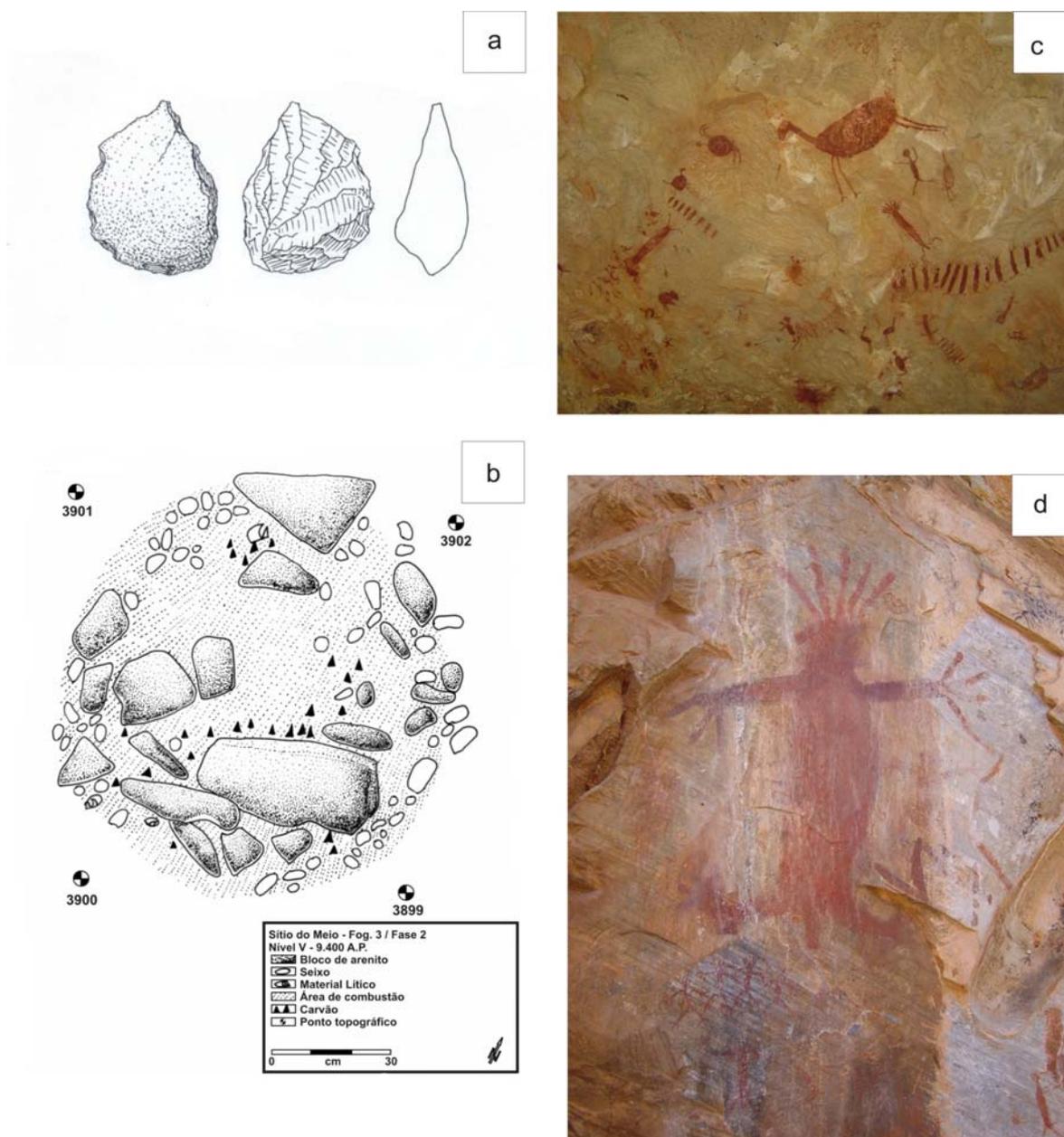


Figura 2 - Vestígios arqueológicos encontrados na Serra da Capivara: a) Peça lítica retirada da escavação do Sítio do Meio; b) Estrutura de fogueira, área de combustão delimitada por seixos e blocos de arenito, carvões e o material lítico associado; c) Painel de pinturas de Tradição Nordeste de caráter de narrativo, com presença de movimento, o tamanho diminuto e a delicadeza dos desenhos, Toca do Baixão da Vaca; d) Pintura de Tradição Agreste, bonecão típico desta tradição, que não apresenta caráter narrativo, seus desenhos não tem a mesma delicadeza sendo grandes e mal acabados, Toca da Bastiana. Fonte: As imagens a e b foram retiradas de Pinheiro de Melo, (2004).

As espécies da fauna encontradas foram: *Catonyx cuvieri*, *Scelidon* sp., *Eremotherium lundii*, *Dasyrodinae* div., *Pampatherium humboldti*, *Glyptodon clavipes*, *Arctodus* cf. *bonaerense*, *Felix yagouroundi*,

*Macrauchenia cf. patachonica*, *Toxodon sp.*, *Haplomastodon waringi*, *Hippidion bonaerensis*, *Tayassu pecari*, *Palaeolama sp.*, *Mazama sp.* e *Quelônio* indet. (Guérin *et al*, 1996). Novas escavações na parte externa do maciço foram conduzidas durante os anos de 2004 e 2005. As cinco trincheiras abertas revelam que a ocupação humana e a presença de ossos de megafauna encontrados articulados se deram, em camadas distintas (Felice, 2006).

Estação de coleta SC-61 - Toca de Cima dos Pilão - situa-se no Morro do Sansão, na localidade Sítio do Mocó, município de Coronel José Dias. As campanhas de escavação foram feitas entre 1986 e 1988. A caverna foi dividida em dois salões – La Rotonde e Salão da Teresinha. Nesse sítio foi encontrado material lítico em forma de lascas ou núcleos, cujas matérias primas são o sílex, a calcedônia e o quartzito. Encontraram-se estruturas de fogueira, vestígios de ossos humanos, muitos fragmentados. Junto a esses ossos foram encontrados também fragmentos de carvão datados por radiocarbono em  $2.260 \pm 60$  anos AP. A idade deste sítio alcança  $10.390 \pm 80$  anos AP (Luz, 1989). Foi retirada uma expressiva quantidade de fragmentos de ossos e ossos inteiros de megafauna. Distribuíram-se em sete níveis de concentração no Salão da Teresinha. Foram retirados ossos de *Catonyx*, *Equus*, *Tayassu*, *Dasybus*, *Palaeolama*, *Mazama*, *Smilodon*, *Pampatherium*, *Canideo*, *Mustelídeo* e *Arctodus*.

Estação de coleta SC-65 - Toca do Barrigudo - abrigo sob rocha, localizado no Serrote da Bastiana, foi parcialmente escavado por La Salvia (2006). A escavação ocorreu através de duas trincheiras, onde havia material lítico e cerâmico. Foram encontrados dois enterramentos. Os ossos do primeiro correspondem a um adulto por volta dos 40 anos, quanto ao segundo, aos de uma criança de 3 a 5 anos. No mesmo nível deste enterramento, descobriram-se fragmentos de ossos de *Tayassu pecari*, ossos dérmicos de *Catonix* e mão de preguiça, possivelmente de *Eremontherium* (La Salvia, 2006).

Estação de coleta SC-80 - Toca do Baixão do Perna I - abrigo com as paredes recobertas por pinturas rupestres de Tradição Nordeste e Agreste. Foi escavada entre os anos de 1980 e 1991. O pacote de sedimentos de 2,22m de espessura apresenta seis níveis distintos de ocupação humana. A cronologia por radiocarbono de fragmentos de carvão encontrados em contexto arqueológico varia de 3.800 a 10.530 anos AP. Os vestígios arqueológicos encontrados foram fogueiras e material lítico, tais como, lascas, raspadores, facas, lesmas, furadores, pontas, lâminas e lamelas, além de restos de lascamento como percutores, núcleos, lascas, uma única ponta de projétil feita de quartzo, fragmentos de carvão, e material corante (provavelmente utilizado para a confecção das pinturas rupestres). Esse sítio destaca-se dos demais por ter sido encontrado um painel de pinturas das tradições Nordeste e Agreste soterrado. Carvão retirado da base deste novo painel de pinturas foi datado em  $9.540 \pm 170$  anos AP (Pinheiro de Melo, 1992).

## 2.2 Aspectos Físicos

### 2.2.1 Clima

A classificação climática de Köppen permite estabelecer três tipos de clima no Piauí: os climas Aw', Aw e BShw. A área de estudo está localizada em região dominada pelo clima BShw, com clima semi-árido quente e chuvas de verão. A classificação de Thornthwaite e Mather (1955), citada por Emperaire (1980), que tem por

parâmetro os dados hídricos, identifica no Estado do Piauí duas tipologias climáticas: o clima subúmido seco e o clima semi-árido. A área de estudo corresponde ao tipo semi-árido.

Rivas (1996) classifica o clima na Bacia Hidrográfica do Parnaíba, usando parâmetros pluviométricos, sendo o valor de intervalo para as classes de 300mm. A partir desse critério estabelece que o clima na área da Serra da Capivara é semi-árido, com chuvas anuais inferiores a 700mm.

Segundo Emperaire (1980), a temperatura média anual é de 28 °C. O mês mais frio é junho, com temperatura média de 25 °C, máxima de 35 °C, e mínima de 10 °C. O começo do período de chuvas, de outubro a novembro, é a época mais quente do ano, cuja temperatura média é de 31 °C, com máxima em 45 °C e a média das mínimas em 22 °C.

A época chuvosa vai de outubro a abril, mas o regime caracteriza-se por apresentar irregularidade interanual, que oscila entre 250,5mm em 1932, ano de seca catastrófica e 1.269 mm em 1974 (Fig. 3). A média das precipitações é de 689mm, com desvio padrão de 200mm, mas esse dado considerado isoladamente não tem grande significado. A classe modal apresenta um retrato mais fiel da realidade e os dados pluviométricos da estação de São Raimundo Nonato indicam que a classe modal de precipitação situa-se entre 600 e 700mm por ano (Emperaire, 1980).

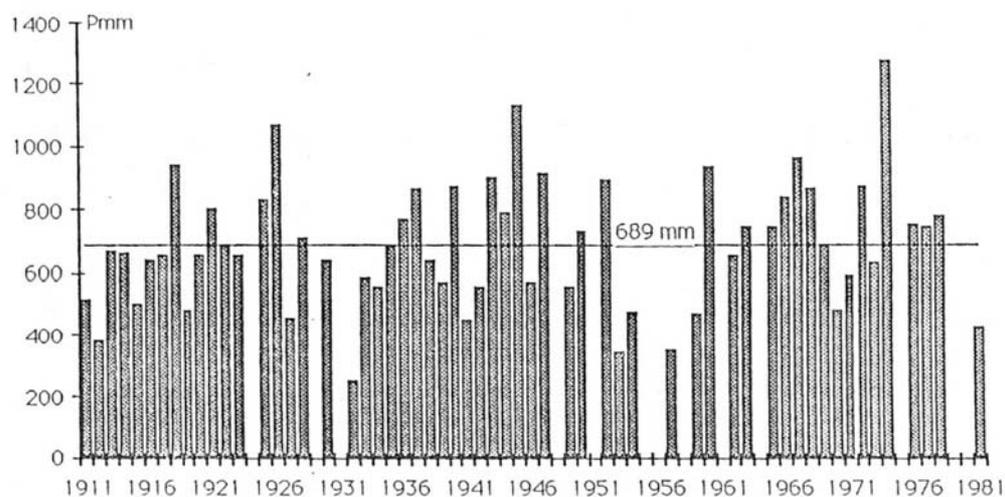


Figura 3 - Precipitações de 1911 a 1982. Fonte: IBAMA, 1991.

## 2.2.2 Hidrografia

O Parque Nacional Serra da Capivara e entorno estão situados na sub-bacia do rio Piauí-Canindé, que pertence à bacia do rio Parnaíba. A área drenada pela Bacia do rio Parnaíba ocupa 75% do Piauí, 19% do Maranhão e 6% do Ceará (Fig. 4). O rio Parnaíba nasce na divisa dos Estados do Tocantins, Maranhão, Piauí e Bahia, sendo perene em todo o seu curso de 1.344km. Os principais afluentes na margem direita são os rios

Longá, Poti, Canindé e Gurguéia; na esquerda, com expressiva contribuição hídrica está o rio Balsas (Rivas, 1996).

Entre as sub-bacias existentes, interessa a este trabalho a sub-bacia do rio Piauí-Canindé, com a área de 75.700 km<sup>2</sup> (Fig. 4). O sistema hidrográfico é pobre, merecendo destaque os rios Piauí, Canindé, Salinas e Itaim. Em geral os rios da bacia Canindé-Piauí apresentam regime de intermitência, decorrente da formação geológica e geomorfológica da bacia, visto que os cursos de água mais importantes nascem no embasamento cristalino, com fraca condição de retenção da água, acrescido do fato de a bacia localizar-se em região semi-árida, com precipitações baixíssimas e irregulares (Rivas, 1996).

O funcionamento dos rios que compõem a rede de drenagem no Parque Nacional e circunvizinhanças reflete o regime climático do tipo semi-árido, com irregularidade permanente dos cursos de água. Os cursos de águas, portanto, têm regime irregular. O rio Piauí, como os outros afluentes da margem direita do rio Parnaíba, tem regime torrencial com escoamento temporário. Na área do Parque nenhum rio importante é permanente (Pellerin, 1984 a).

A fisionomia da rede hidrográfica é muito diferente conforme o substrato rochoso (Fig. 5). Não só em razão da morfologia das vertentes (*canyons*, paredões verticais nos arenitos, opondo-se a vertentes arredondadas nos vales dos micaxistos e gnaisses). Na área da bacia sedimentar, no alto da chapada, a rede é larga, com grandes vales paralelos, condicionados pela estrutura geológica, no *front* da *cuesta*, onde foram escavados *canyons* (localmente chamados de Boqueirões) que são vales estreitos e profundos, com padrão dentritico. Ambos os padrões são condicionados pela estrutura sedimentar e pelas falhas e fraturas existentes na área. Na área da Faixa de Dobramentos Riacho do Pontal, onde afloram os micaxistos a rede se apresenta dentritica, cerrada e encaixada; onde afloram os gnaisses a rede, permanece dendrítica, mas os vales se tornam mais largos, apenas incisos na paisagem (Pellerin, 1984 a).

Dentro do Parque na área da Bacia Sedimentar, existem olhos d'água que, ao contrário dos riachos, são perenes. No topo ou no sopé dos afloramentos rochosos, ocorrem os chamados caldeirões, que são grandes ou pequenas depressões escavadas na rocha, por ação erosiva que servem de reservatório da água da chuva (Pellerin, 1984 a).

Na área da Faixa Riacho do Pontal, existem numerosas lagoas temporárias, que geram drenagens endorréicas, a partir da criação de níveis de base locais confinados, e algumas cavernas conservam água nas galerias inferiores (Pellerin, 1984 a).

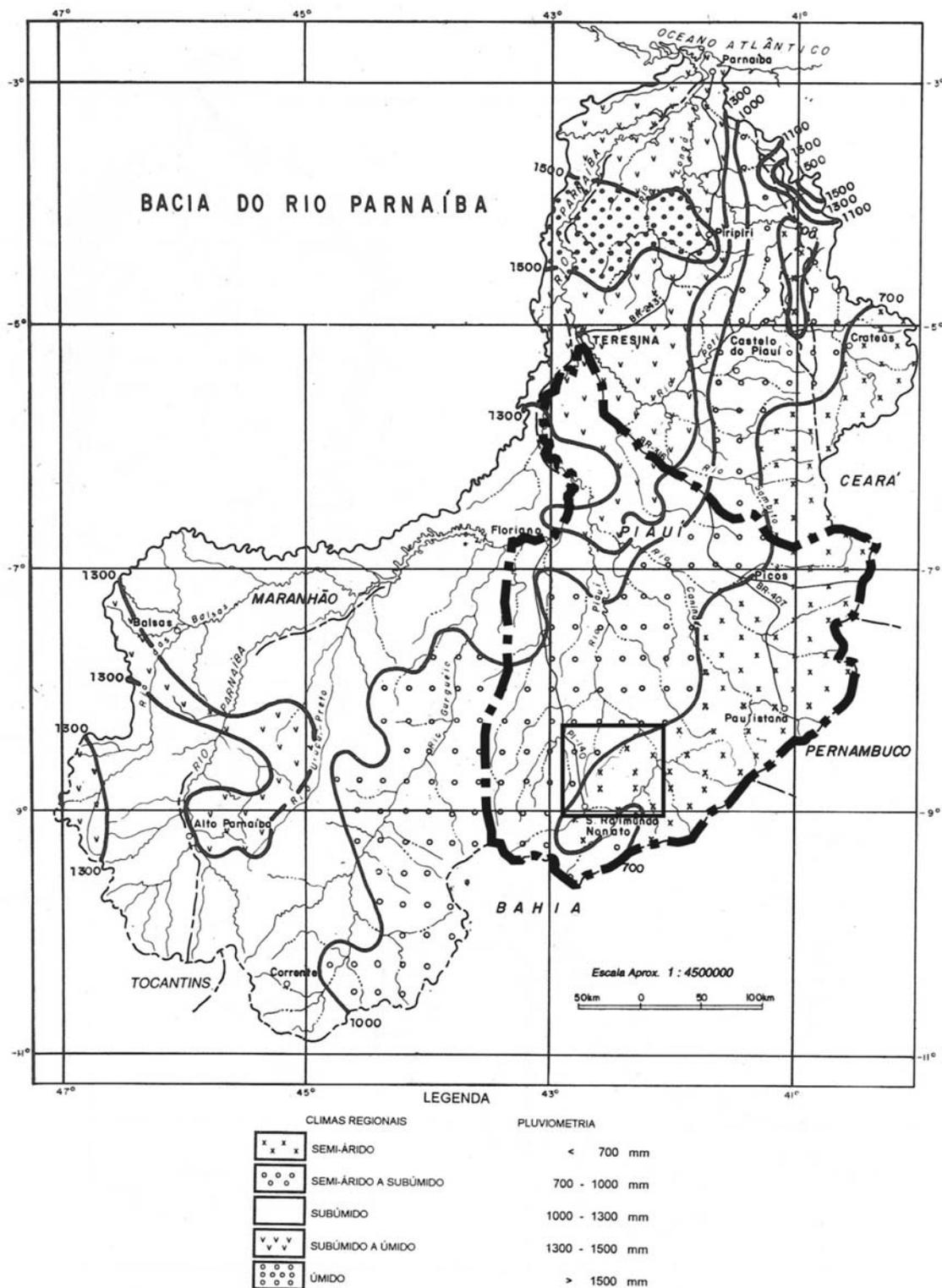


Figura 4 - Mapa da bacia hidrográfica do Rio Parnaíba. A sub-bacia Piauí-Canindé está delimitada pela linha tracejada mais espessa, o quadrado delimita a área de estudo. Apresenta também a divisão de climas regionais e seus respectivos valores pluviométricos. Fonte: Modificado de Rivas (1996)

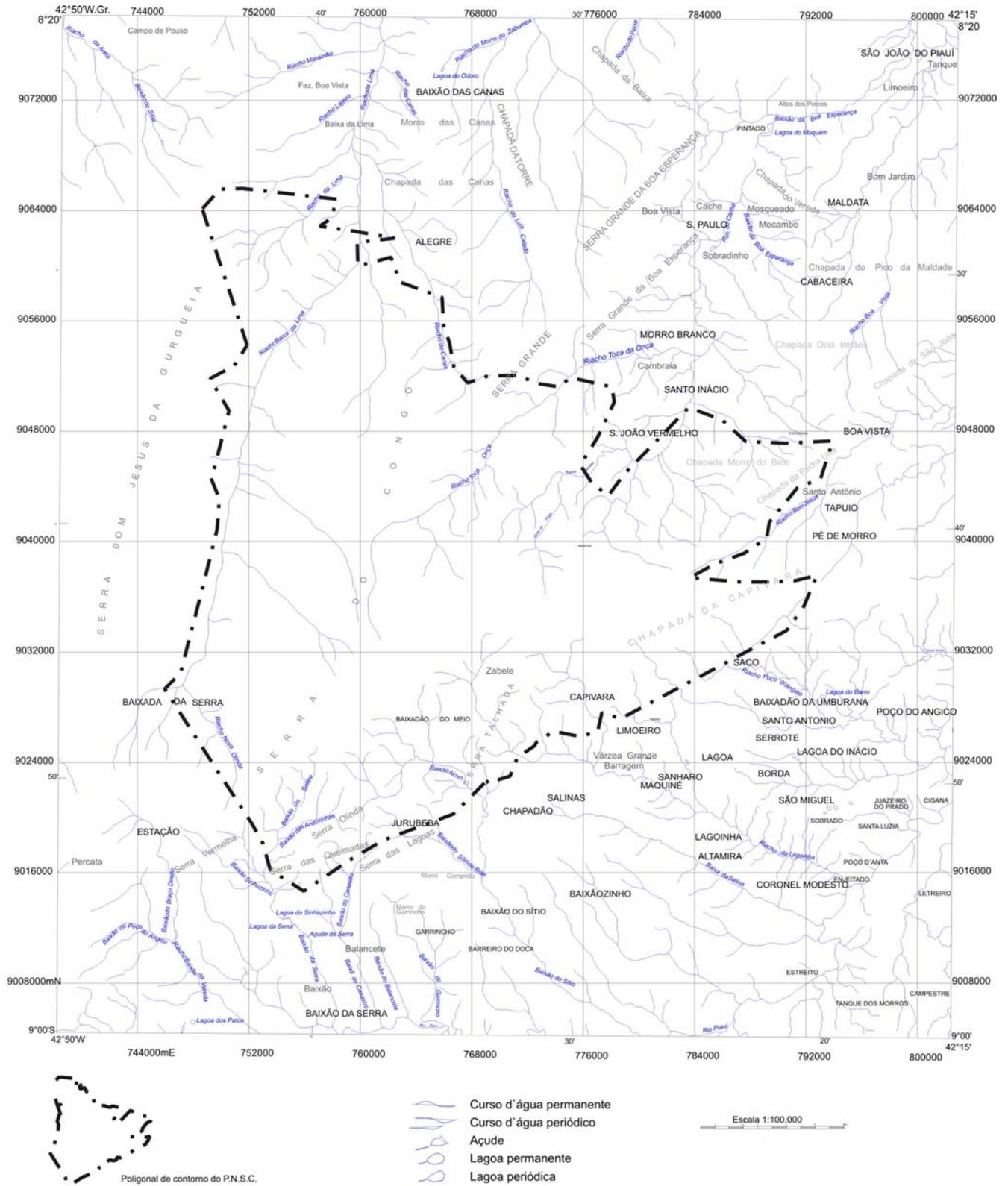


Figura 5 - Rede hidrográfica do Parque Nacional Serra da Capivara.

### 2.2.3. Vegetação

Na área do Parque Nacional Serra da Capivara, a cobertura vegetal é a caatinga, conjunto de formações vegetais típico do semi-árido nordestino. Sua principal característica é a de ser do tipo caducifólia. Outras características, como a presença de espécies espinhosas, de cipós, de Cactáceas e Bromeliáceas, e a existência de um tapete herbáceo anual, ocorrem em função do grau de aridez, do tipo de solo e da ação antrópica.

Emperaire (1980) estabeleceu as seguintes categorias de vegetação no Parque Nacional: caatinga arbustiva alta densa; formações arbóreas; caatinga arbórea média densa; caatinga arbustiva baixa e a caatinga arbustiva arbórea, cuja distribuição na área do Parque pode ser observada na figura 6.

A caatinga arbustiva alta densa é encontrada no reverso da cuesta. É uma formação extremamente densa, dificilmente penetrável, com numerosos arbustos de pequeno porte. Arbustos e árvores ramificadas a menos de 1,3m do solo são numerosos. Esse tipo de caatinga comporta quatro estratos principais: estrato herbáceo; estrato frutescente com espécies suculentas e perenes; estrato arbustivo baixo e alto composto por arbustos e trepadeiras; estrato arbóreo baixo que alcança altura máxima de 10m.

Dentre as 21 famílias encontradas a das Leguminosas apresenta uma diversidade específica elevada, sendo que as demais são representadas por uma ou duas espécies. As espécies apresentadas a seguir agrupam mais de 50% dos troncos e de indivíduos que constituem mais de 50% da área basal: *Pterodon abruptus* (Cangalheiro), *Campomanesia sp* (Guabioba), *Cenostigma gardnerianum* (Canela de velho), *Piptadenia obliqua* (Angico de bezerro), *Thiloua glaucocarpa* (Farinha seca).

As formações arbóreas são encontradas nas ravinas da frente da *cuesta* e nos vales internos das chapadas e são do tipo floresta-galeria, onde pode ocorrer também uma caatinga arbórea, na qual domina *Anadenathera macrocarpa* (Angico). Nas ravinas, existem dois tipos de florestas semi-decíduas, cujas estruturas são semelhantes, mas diferem profundamente na composição florística. Nas florestas semi-decíduas das ravinas pouco profundas, existe predomínio das Sapotáceas e na floresta semi-decídua das ravinas profundas há o predomínio das Lauráceas e Ocnáceas. A floresta semi-decídua das Sapotáceas comporta os seguintes estratos: estrato herbáceo e frutescente, estrato arbustivo baixo, estrato arbustivo alto, estrato arbóreo médio e estrato arbóreo alto. Foram levantadas oitenta espécies, das quais 54 arbóreas, onde há uma nítida dominância de *Pouteria furcata*, *Ocotea fasciculata* (Louro) e *Eugenia cf. pacnantha*, mas, se for considerada a área basal, as espécies dominantes são: *Parkia platycephala* (Visgueiro), *Tabebuia impetiginosa* (Pau d'arco roxo) e *Ocotea fasciculata* (Louro). A floresta semi-decídua das Lauráceas e Ocnáceas possui os seguintes estratos: estratos herbáceos e frutescente, estrato arbustivo baixo e estrato arbóreo médio e alto, cujas espécies dominantes são *Ocotea bracteosa* (Louro) e *Ouratea hilariana*.

A caatinga arbórea média densa está limitada a algumas ravinas do *front* da *cuesta*. É uma formação pouco densa. Ali, foram identificados os seguintes estratos: estrato herbáceo e frutescente; estrato arbustivo baixo; estrato arbóreo baixo; estrato arbóreo médio. Predominam as seguintes espécies *Anadenathera*

*macrocarpa* (Angico), *Caesalpinia bracteosa* (Catingueira), *Tebebuia impetiginosa* (Pau d'arco roxo), *Cróton sonderianus* (Marmeleiro) e *Neoglaziovia variegata* (Caroá).

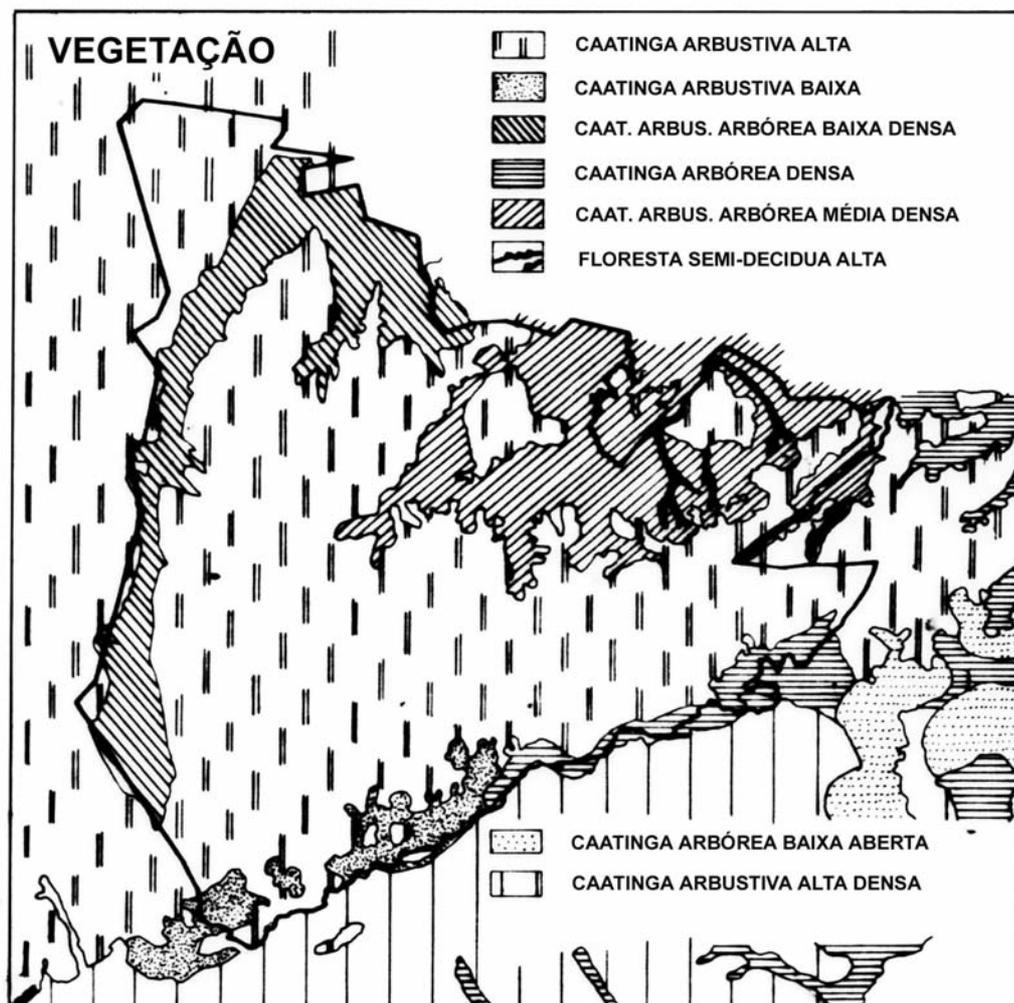


Figura 6 - Distribuição da vegetação no Parque Nacional Serra da Capivara. Fonte: Emperaire, 1989.

A caatinga arbustiva baixa é encontrada nas bordas das chapadas. Ao longo dos vales há interflúvios tabulares aplainados que alcançam até 100m de largura, e constituem suporte de algumas manchas de caatinga arbustiva baixa aberta, que crescem em bolsões de areia, formados pela desagregação dos arenitos. As espécies que compõem essa vegetação são entre outras: *Byrsonima coriifolia* (Murici), *Callisthene microphylla* (Folha miúda), *Copaifera coriacea* (Pau d'óleo), *Terminalia fagiifolia* (Carvoeiro), *Arrojadoa rhondanta* (Rabo de raposa), *Mandevilla tenuifolia* (Rainha do abismo), *Melocactus bahiensis* (Coroa de frade), *Piriqueta assuruensis* (Malva de vassoura) e *Vellozia plicata* (Perna d'ema).

A caatinga arbustiva arbórea dos vales varia conforme o substrato. Onde aflora a Formação Pimenteira, ocorre a caatinga arbustiva arbórea média e, onde aflora o Grupo Serra Grande, encontra-se uma caatinga arbórea baixa e densa.

Na área da Formação Pimenteira, verifica-se a presença de estrato herbáceo, com taxa de cobertura de 10 a 50%; estrato arbustivo baixo, com taxa de cobertura de 50 a 75%; estrato arbustivo alto, com 30 a 50% de cobertura. A importância do estrato médio varia entre 30 e 75%. Destacam-se as seguintes espécies: *Croton sonderianus* (Marmeleiro), *Caesapinia bracteosa* (Pau de rato), *Anadenanthera macrocarpa* (Angico), *Mimosa spp* (Jurema branca), *Tabebuia spongiosa* (Pau de casca).

Na área do Grupo Serra Grande, a caatinga arbórea baixa densa possui estrato frutescente, estrato arbustivo baixo, estrato arbustivo alto e estrato arbóreo baixo. Há o predomínio das seguintes espécies: *Piptadenia obliqua* (Angico de bezerro), *Cenostigma gardnerianum* (Canela de velho), *Manihot caerulescens* (Maniçoba) e *Bursera leptophloeos* (Imburama vermelha).

Emperaire (1980) identifica ainda a caatinga do tabuleiro estrutural (na chapada), onde ocorre um imbricamento entre avanços de caatinga arbustiva densa e as formações arbóreas de Angico.

#### 2.2.4 Geologia

A área de estudo situa-se na fronteira de dois domínios geológicos, a Província Estrutural da Borborema, representada pela Faixa de Dobramentos Riacho do Pontal, e o domínio sedimentar, representado pela Bacia do Parnaíba (Fig. 7).

##### 2.2.4.1 Província Estrutural da Borborema

O conceito da Província Borborema é aplicado à parte oriental da região nordeste da Plataforma Sul-americana. Foi definida como um complexo mosaico de regiões dobradas onde ocorreram efetivos e importantes eventos tectônicos, magmáticos e termais de idade Neoproterozóica, assinalados como o Ciclo Brasileiro (Almeida *et al.*1977).

A Faixa de Dobramentos Riacho do Pontal (Fig. 7) exibe um sistema de dobramentos dentro da Província Borborema que foi estruturada durante o Ciclo Brasileiro, com formato irregular, ao longo da área de 28.000 km<sup>2</sup> (Neves, 1975). Ela está localizada na divisa dos Estados do Piauí, Pernambuco e Bahia.

Segundo o mapeamento de Oliveira (1998), a área que circunda o Parque Nacional Serra da Capivara pode ser subdividida em cinco subzonas de cisalhamento. A área de estudo compreende a subzona de cisalhamento Barra do Bonito, que é composta por muscovita-quartzitos e quartzitos feldspáticos, micaxistos e quartzoxistos. Os xistos gradam lateralmente para micaxistos granadíferos, às vezes carbonáticos ou feldspáticos, provavelmente depositados em ambiente plataformar. Ocorrem também filitos, introduzidos por *stocks* de sienitos alcalinos. A nordeste de São Raimundo Nonato ocorrem mármores cinza-escuros laminados, em posição intermediária entre o embasamento e pacote de filitos esverdeados, de granulometria fina e estrutura xistosa. Intercalados aos filitos ocorrem microgranodioritos cisalhados concordantes com a foliação principal.

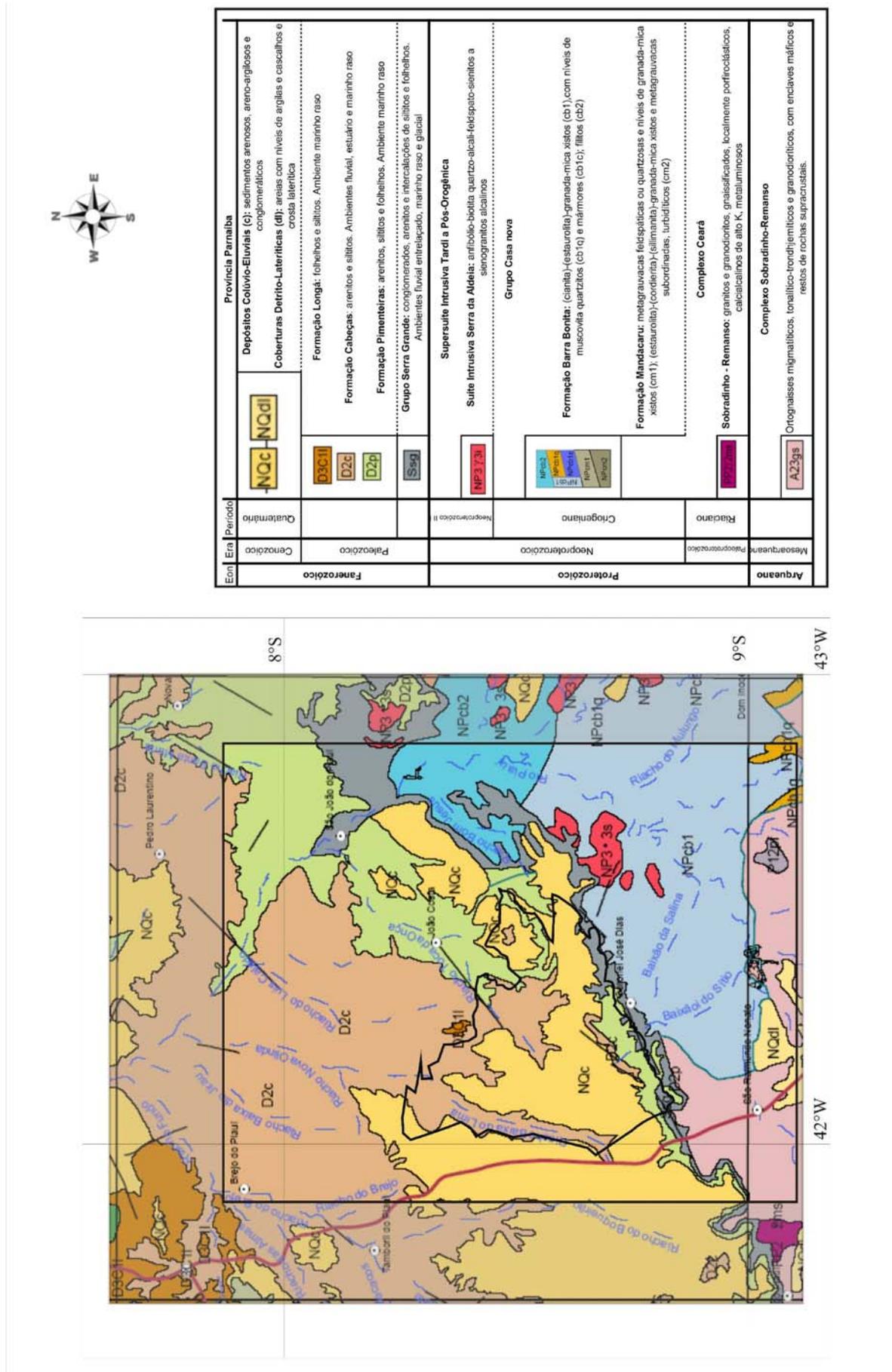


Figura 7 Parte de mapa geológico contendo a Faixa Riacho do Pontal e a Bacia do Parnaíba. Fonte: CPRM, 2007.

#### 2.2.4.2 Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba, antigamente conhecida como Bacia do Meio Norte ou Bacia do Piauí-Maranhão, situa-se no Nordeste do Brasil, e ocupa uma área de aproximadamente 600.000 km<sup>2</sup>, em parte dos Estados do Pará, Tocantins, Maranhão, Piauí e Bahia. A sinéclise do Parnaíba é uma bacia de grande dimensão que abriga um pacote de 3000m de espessura máxima de sedimentos. É uma bacia paleozóica, embora depósitos mesozóicos ocupem grandes áreas (Mesner & Wooldridge, 1964).

Sua forma é elipsoidal. Seu diâmetro maior longitudinal mede cerca de 1000km, e o diâmetro menor ortogonal ao maior mede cerca de 800km. A bacia é estruturalmente assimétrica disposta segundo um eixo NE-SW que passa por Teresina. O mergulho das camadas na borda sul/sudeste é mais acentuado que o da borda noroeste. No centro da bacia, as camadas têm inclinações de apenas 7m/km a 10m/km, fazendo com que as feições estruturais de grande extensão da área, como dobras, arcos e falhas passem despercebidas, sendo visíveis apenas em nivelamentos encontrados em afloramentos mais extensos (Cunha, 1986).

Na área de estudo, afloram rochas, cujos sedimentos foram depositados durante o Siluriano e o Devoniano, correspondendo aos grupos Serra Grande e Canindé (Fig. 8). A descrição estratigráfica dos grupos Serra Grande e Canindé é baseada na mais recente coluna estratigráfica, proposta por Góes e Feijó em 1994 (Fig. 9).

O Grupo Serra Grande foi estabelecido por Rodrigues (1967) e Carrozi *et al.* (1975), citados por Cunha, (1986), como sendo o conjunto das seguintes formações: Mirador, Ipu, Tianguá e Itaim. Caputo e Lima (1984), citados por Cunha, (1986) estabeleceram o Grupo Serra Grande, como sendo constituído pelas Formações Ipu, Tianguá e Jaicós. O Grupo Serra Grande aflora nas bordas leste e nordeste da bacia, sob forma de escarpas abruptas, formando *cuestas* com os seus "fronts" voltados para fora da bacia.

Formação Ipu: Campbell (1948), citado por Baptista *et al.*, (1984), identificou a Camada Ipu, como basal da Formação Serra Grande. Segundo Góes e Feijó (1994), é composta de "arenito médio a grosso, de origem fluvial (entrelaçado), raramente ocorrendo siltito, folhelho e diacmitito, que indica influência periglacial".

Formação Tianguá: Rodrigues (1967), citado por Baptista *et al.*, (1984), subdividiu a Formação Serra Grande em membros: Jaicós, Tianguá e Itaim. Esses membros foram elevados à categoria de formação por Carrozi *et al.* (1975), citados por Baptista *et al.*, (1984). Segundo Petri e Fúlfaro (1984), é constituída por "arenito fino quartzoso e feldspático e subgrauvaca a leste e a sul, passando para folhelho a norte e a oeste". Segundo Rodrigues (1967, citado por Góes e Feijó, 1994), contém folhelho cinza, siltito e arenito muito micáceos.

Formação Jaicós: foi proposta por Plumer *et al.* (1948), citado por Baptista *et al.*, (1984). Segundo Petri e Fúlfaro (1984), é constituída por "arenito médio a fino quartzoso e feldspático, com seleção de boa a moderada e subgrauvaca quartzosa".

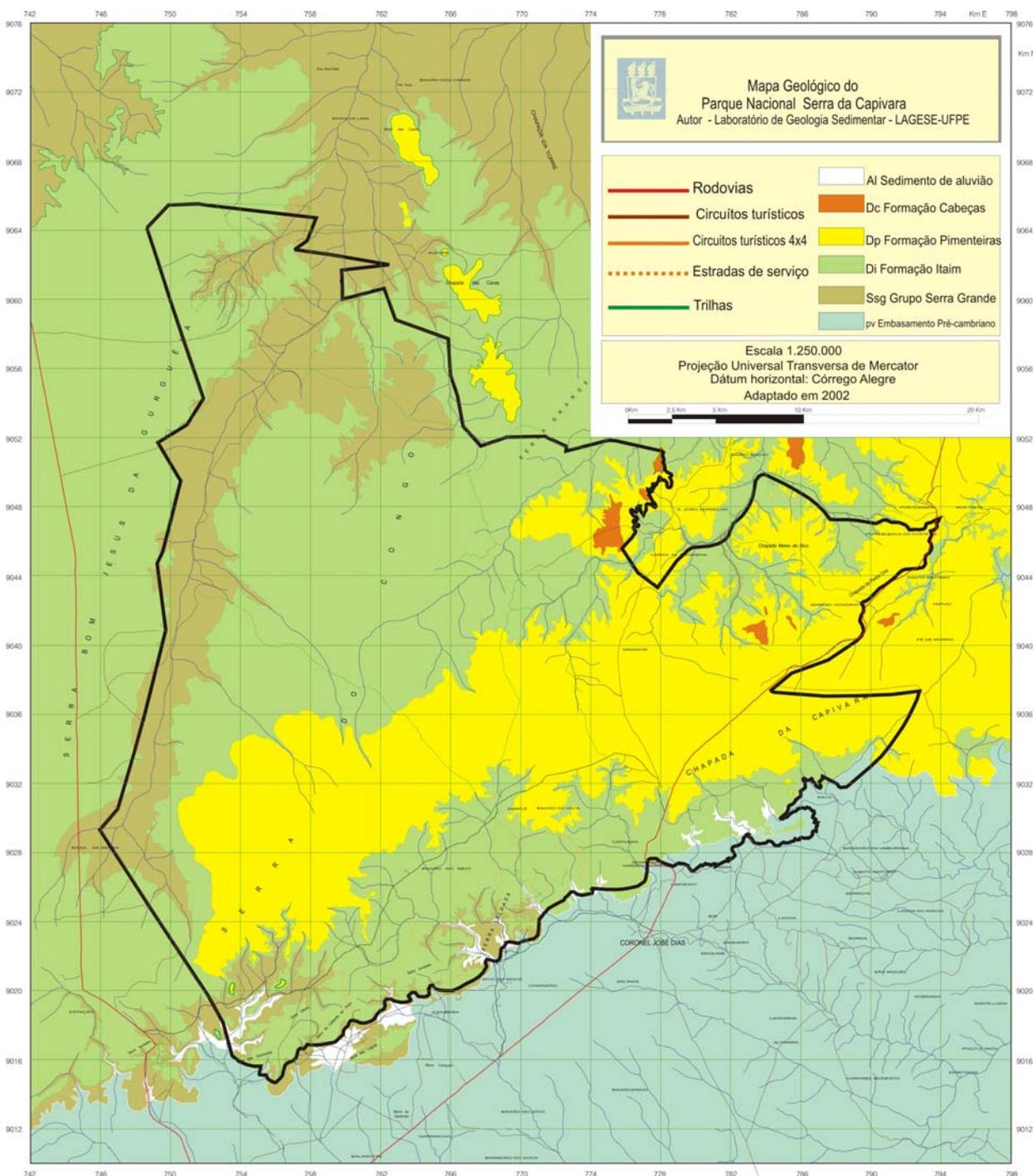


Figura 8 - Mapa geológico do Parque Nacional Serra da Capivara e entorno. Fonte: LAGESE, 2002.

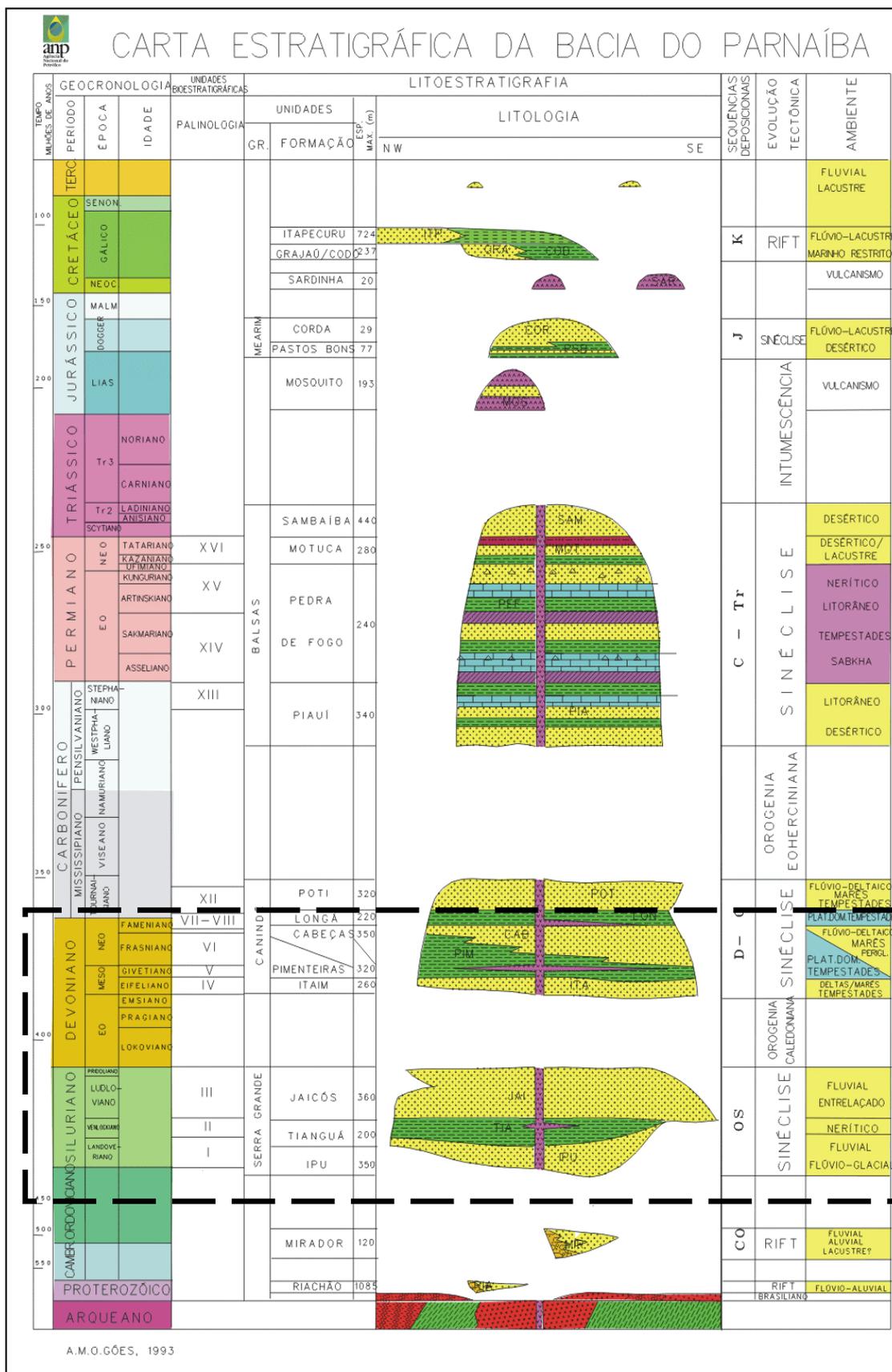


Figura 9 - Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba, no destaque, as rochas que afloram na área de estudo. Fonte: Góes e Feijó (1994).

O Grupo Canindé é composto pelas formações Pimenteira, Cabeças e Longá, conforme Rodrigues (1967) e Carrozi *et al.* (1975), citados por Cunha, (1986). O grupo foi redefinido por Góes *et al.* (1992, citados por Góes e Feijó, 1994), sendo agora composto pelas Formações: Itaim, Pimenteira, Cabeças, Longá e Poti.

Formação Itaim - de acordo com Kegel (1953, citado por Góes e Feijó, 1994), é constituída por "arenito fino esbranquiçado e folhelho cinza médio a escuro, depositado em ambiente deltáico e de plataforma, dominado por correntes de marés e tempestades".

Formação Pimenteira - superpõe-se à Formação Itaim e encontra-se sotoposta à Formação Cabeças. Segundo Small (1914), citado por Baptista *et al.*, (1984), essa formação é composta por espessas camadas de folhelhos cinza-escuros a pretos, provavelmente sedimentadas em ambiente nerítico de plataforma dominado por tempestades, que também depositaram delgadas camadas de arenito muito fino.

Formação Cabeças - Plummer *et al.* (1948, citados por Baptista *et al.* 1984), definiram essa formação. Entretanto para Schobbenhaus *et al.* (1984), essa denominação é devida a Plummer (1946), referindo-se aos arenitos aflorantes nos arredores de Picos (Piauí). Os seus sedimentos seriam predominantemente arenosos. Segundo Fortes (1990), a formação é constituída de arenito fino a médio, bem selecionado, às vezes grosso, de ambientes fluvial a estuarino, que teriam sofrido influência periglacial. A sua idade é considerada como do Neodevoniano, conforme idéia também compartilhada por Lima & Leite (1978), que se basearam em estudos de palinomorfos.

Depósitos mesozóicos da bacia não são conhecidos na área de estudo, e os depósitos cenozóicos da região foram relacionados por Pellerin (1984 a), que diferenciou quatro tipos: formações superficiais compostas por alteritos e solos, cobertura do pedimento, formações de alterações específicas de clima árido pronunciado e formações de origem aluvial e coluvial posteriores à ampla distribuição de seixos no pedimento, que podem ser visualizadas na figura 10. Nesta tese constatou-se que todos esses depósitos são datados do Pleistoceno e Holoceno, pertencendo ao Quaternário.

#### a) Formações superficiais compostas por alteritos e solos

As formações superficiais latossólicas areno-argilosas evoluídas são representadas por solos de cores vermelho-amareladas e recobrem o planalto arenítico. Exibem em média 4m de espessura e são compostas de grânulos e areias quartzosas cimentadas por óxidos e hidróxidos de ferro e argila de cor violácea. Aproximadamente a 1m de profundidade o solo, se torna mais estruturado e mais argiloso.

Courea ferruginosa de 2m a 5m de espessura aflora em todo o rebordo das chapadas e nas rupturas de declive. Esse encoureamento é superficial e ocorre em limites de arenitos de textura diferente devendo estar ligado à barreira de permeabilidade.

## b) Cobertura do Pedimento

O pedimento é recoberto por seixos de quartzo e quartzito que, em cortes, exhibe de 3m a 4m de espessura, mas nas saídas de grandes *canyons* as camadas cascalhosas atingem até 10m de espessura. A camada de seixos de quartzo grada a jusante para depósito aluvial mais espesso, junto ao rio Piauí.

## c) Formações de alterações específicas de clima árido pronunciado

Esses depósitos contêm argila esmectítica e precipitados carbonatados e sódicos, que ocorrem sistematicamente sobre rochas alteradas da Faixa Riacho do Pontal ou em zonas baixas. Foram diferenciados dois tipos, as formas elementares e a tabatinga.

As formas elementares ocorrem entre os domos rochosos (*inselbergs* de gnaiss e de granito) e contêm traços de argila plástica esmectítica; também atapetam os fundos de lagos e lagoas. A tabatinga constitui uma formação areno-argilosa, contendo um nível esbranquiçado a branco-esverdeado espesso de 1,2m a 1,5m que é particularmente desenvolvida sobre micaxistos. O outro nível é solo vermelho argiloso com horizonte superior de 0,4m a 0,5m de espessura e contém mais de 80% de argila.

## d) Formações de origem aluvial e coluvial, posterior à ampla distribuição de seixos no pedimento

De origem fluvial, os lençóis aluviais são encontrados na planície de inundação do rio Piauí, próximo à cidade de São João do Piauí, cujos canais entrelaçados são encaixados em lençol aluvial com mais de 5m de espessura que domina o vale atual, segundo Pellerin (1984 a) esse lençol parece antigo, pois os seixos de quartzo e de quartzito situados a 3m de profundidade estão envolvidos por película areno-argilosa, com manchas argilosas esbranquiçadas (Pellerin, 1984 a).

Os depósitos de vales secundários são argilas vermelhas também fluviais, que formam dois níveis de terraço, testemunhando provavelmente fases recentes de escavação e de aluviação, em virtude das modificações no regime fluvial, provavelmente ligadas a variações climáticas. O primeiro nível de terraço, também chamado pelo autor de "formação mais elevada" exhibe cortes de mais de 8m de argila vermelha, submetida a pedogênese e originando latossolo reestruturado sem traços de ferruginização.

O segundo nível de terraço, chamado de "aplainamento mais recente" expôs seqüência de argila e argila-arenosa vermelhas com seixos dispersos, seguidas por aluviões com seixos grossos rolados não alterados, seguidos por argila-arenosa esbranquiçada com precipitações carbonatadas, localmente com nódulos de calcário. A espessura dessa formação basal é de 1 a 2m e em muitos locais repousa sobre rochas alteradas do embasamento (granito ou micaxisto).

Os vales atuais encontram-se assoreados por areia grossa branca e inconsolidada oriunda da desagregação granular do arenito e localmente de granitos, assim como da erosão dos latossolos.

E por fim há o desenvolvimento de solos sódicos com horizonte Bt colunar, característico principalmente nos vales dos rios de leitos menores, situados em terrenos cristalinos; é um produto da evolução dos solos arenosos ou argilo-arenosos desses locais.

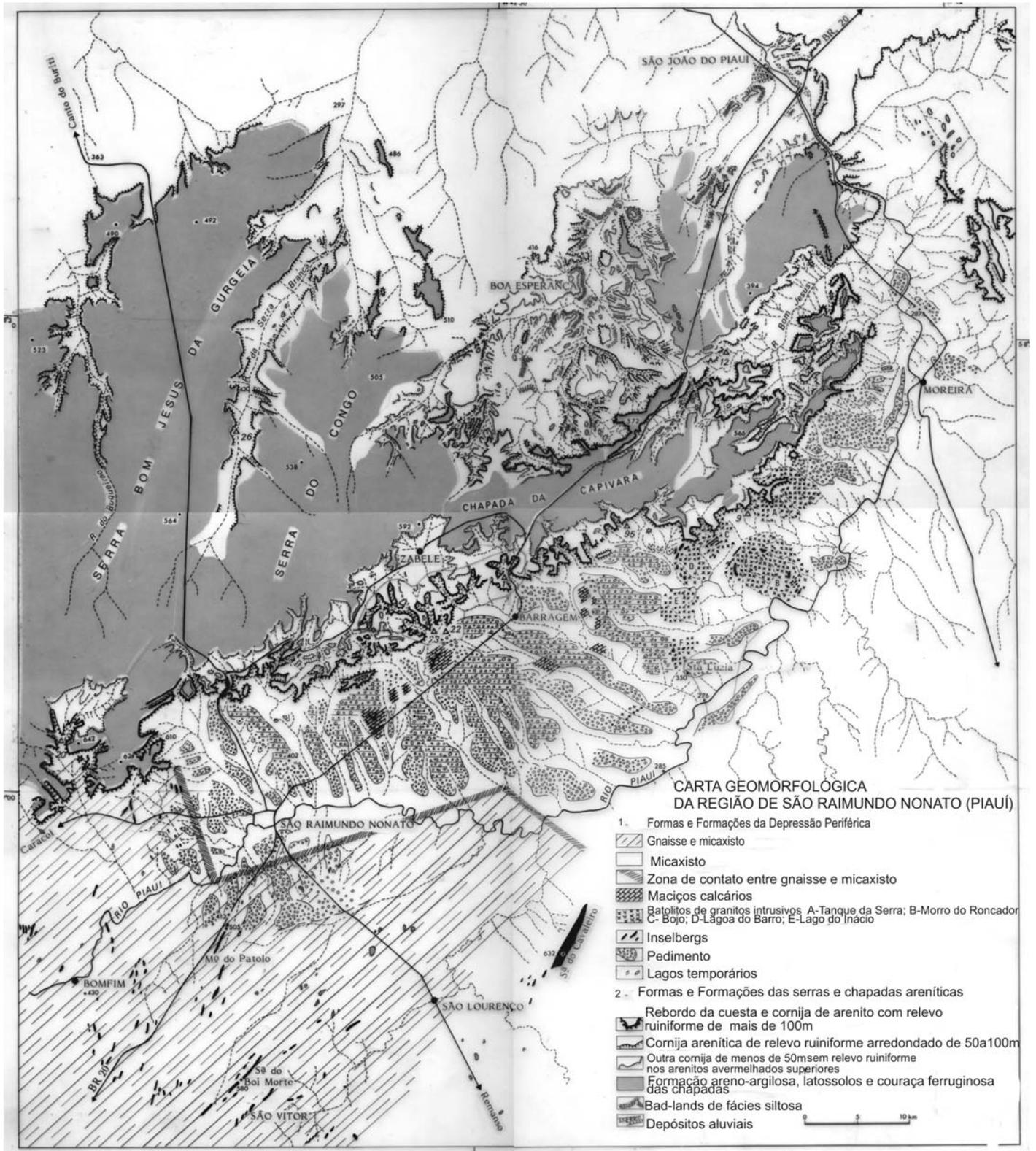


Figura 10 - Mapa geomorfológico do Parque Nacional Serra da Capivara. Fonte: Pellerin (1984 a).

### 2.2.5 Geomorfologia

Localizada na bacia do alto rio Piauí, no contato com a Bacia do Parnaíba e a Faixa Riacho do Pontal, a área de estudo compreende os municípios de São Raimundo Nonato, Brejo do Piauí, João Costa e Coronel José Dias. Segundo Pellerin (1984 a,b), podem ser reconhecidas três unidades geomorfológicas, que se estende pelo Parque Nacional Serra da Capivara e circunvizinhanças: planaltos areníticos, *cuestas* e pedimentos (Fig. 10 e 11).

Os planaltos areníticos situam-se a oeste do Parque Nacional Serra da Capivara e constituem chapadas do reverso da *cuesta*, de relevo regular, de topos tabuliformes de baixa declividade e baixa dissecação, que passam de 600m a 300m a sudeste a 500m a 520m a nordeste. O planalto é cortado por vales orientados N-S, com fundo plano, profundamente encaixados e dominados diretamente por cornijas de arenitos subverticais, esculpidos em relevos ruiformes e arredondados, como por exemplo, o vale do Riacho Nova Olinda, na Serra Branca. Rumo ao norte, as chapadas passam a formas mais tabulares, seguidas por morros residuais, isolados nas vertentes em degraus. Nas proximidades de Boa Esperança e São João do Piauí, a ocorrência de rochas sílico-areníticas permite o desenvolvimento de bacias de fundo largo e chatos e vertentes ravinadas por *bad-lands*.

As *cuestas* foram modeladas em rochas predominantemente areníticas e conglomeráticas do Grupo Serra Grande. São projeções da Bacia do Parnaíba sobre a Província Borborema. Constituem uma área com dois alinhamentos de *cuesta*, distando entre si de 3km a 7km O desnível entre a *cuesta* e o pedimento oscila entre 200m a 250m. A *cuesta* é dupla, com tabuleiro intermediário, e a zona-tipo desse tabuleiro é o Zabelê, que está situado no reverso dos arenitos mais resistentes da base devoniana; a segunda linha de *cuestas* tem paredões verticais de menos de 100m. O front da *cuesta* exhibe *canyons* de entalhe profundo e muito dendriformes, dominados diretamente por paredões de morfologia ruiforme-arredondada.

O pedimento é uma vasta área de erosão, situada no sopé da *cuesta*. É uma área muito plana, sendo testemunho de uma longa evolução em regime de dissecação, variando de 60km a 80km de largura, localizado entre a *cuesta* formada pelas rochas areníticas e conglomeráticas da Bacia do Parnaíba, a oeste e os morros de quartzito que constituem a Serra dos Dois Irmãos também a oeste. O pedimento se inclina suavemente, a partir dos bordos da *cuesta* arenito, rumo à calha central do rio Piauí. A sul está a área de afloramentos de gnaise, composta por numerosos inselbergs isolados, ou dispostos em maciços, correspondendo a fácies mais resistentes. Ao norte está a área dos micaxistos, é a mais aplainada, com relevos residuais, compostos de inselbergs, isolados de granito intrusivo e de pequenos maciços carstificados de mármore, localmente chamados de serrotes.

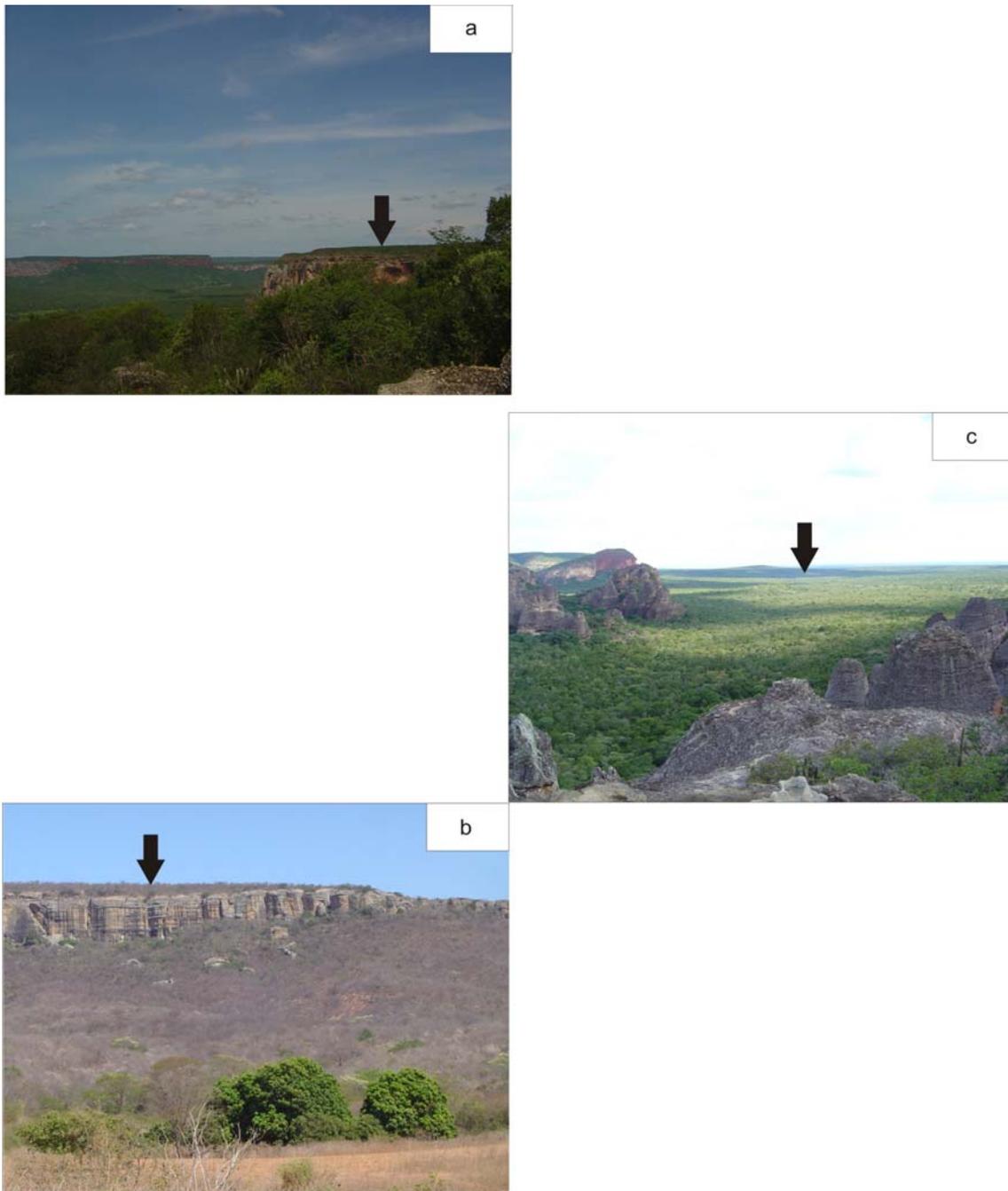


Figura 11 - Aspectos geomorfológicos da área de estudo, onde se destacam os planaltos areníticos (a), *cuestas* (b) e pedimentos (c) conforme indicados por setas.

---

---

## CAPÍTULO 3

### MATERIAIS E MÉTODOS

---

---

Durante esta pesquisa identificaram-se depósitos sedimentares recentes, não consolidados. Analisaram-se seus aspectos morfoestratigráficos, sedimentológicos e paleoambientais e também o estabelecimento da sua cronologia, fornecendo, assim, dados para compor a história geológica do Quaternário do Parque Nacional Serra da Capivara e entorno.

A pesquisa foi iniciada em gabinete, através de fotointerpretação de pares estereoscópicos, na escala de 1.25.000, para identificação de locais de possível acumulação de sedimentos inconsolidados e posterior elaboração do mapa morfoestrutural, que contém as unidades morfoestruturais e os seus respectivos depósitos sedimentares.

Foram realizadas etapas de campo, para a identificação e descrição sedimentológica, morfoestratigráfica, além de posicionamento geográfico com a utilização do GPS (iniciais do inglês, *Global Positioning System*) e o recolhimento de amostras para granulometria e geocronologia dos depósitos sedimentares. Também foram coletados dois testemunhos - com vibrotestemunhador - de depósito flúvio-lacustre, localizado em Brejo do Piauí, com o objetivo de realizar um estudo palinológico, para o conhecimento das mudanças na vegetação da área e, conseqüentemente, sugerir possíveis oscilações climáticas.

Em laboratório, as amostras foram processadas, conforme seus objetivos. O tratamento granulométrico foi feito através da técnica do densímetro EMBRAPA (1997), e os dados estatísticos foram gerados e analisados, segundo Folk & Ward (1957), Shepard (1954) e Sahu (1964), utilizando programas computacionais para a geração de planilhas e gráficos. Para obtenção de dados geocronológicos, empregaram-se as técnicas da termoluminescência, luminescência opticamente estimulada e radiocarbono. A obtenção do pólen para a análise palinológica foi feita usando o protocolo químico estabelecido em Colinvaux *et al.* (1999).

#### 3.1 Trabalhos de gabinete

Os trabalhos de gabinete consistiram no levantamento e compilação da documentação bibliográfica e cartográfica disponíveis, que forneceram subsídios para a realização desta pesquisa.

Foram usados os seguintes documentos cartográficos:

-folhas topográficas em escala 1.100.000 da DSG (Divisão de Serviço Geográfico) do Ministério do Exército, que compreendem: Serra do Congo (SC-23-X-B-II), Barragem (SC-23-X-VI), Canto do Buriti (SC-23-X-

B) e São João do Piauí (SC-23-X-B-II), São Raimundo Nonato (SC-23-X-D-II), produzidas pela SUDENE (1974, a, b, c, d, e);

- mapa geológico, em escala 1.250.000 do Laboratório de Geologia Sedimentar (UFPE);
- mapa geomorfológico, em escala de 1.500.000, de autoria de Pellerin (1984 b);
- 200 fotografias aéreas da Aerofoto Cruzeiro do Sul de 1974, em escala aproximada de 1.25.000, para a realização de trabalho de fotointerpretação (Piauí, 1974);
- dados SRTM-EMBRAPA (Miranda, 2005);
- imagem de satélite ASTER (ASTER, 2006).

### 3.1.1 Elaboração do mapa morfoestrutural

A construção do mapa foi feita através da integração dos dados obtidos por meio da fotointerpretação de pares estereoscópicos e do uso das folhas topográficas. A fotointerpretação constou de duas fases. Na primeira, foi montada uma base para o reconhecimento preliminar da área de estudo, sendo delineados canais de drenagem, afloramentos rochosos e suas respectivas rupturas côncavas e convexas. Essa fase foi realizada antes da primeira etapa de campo, tendo sido importante para a identificação das áreas com melhor exposição de depósitos sedimentares. Verificou-se que vales e encostas formados pelas incisões de drenagem que erodiram as rochas do Grupo Serra Grande, apresentam acúmulos significativos de sedimento, fato verificado a noroeste e a sudeste do parque. Por outro lado as formações Itaim e Pimenteira não estão associadas a áreas de acúmulo de sedimentos de encostas, mas há cobertura por sedimentos elúvio-colúviais. Durante a segunda fase da fotointerpretação, houve o reconhecimento de três unidades morfoestruturais e dos respectivos depósitos de cobertura, sejam de origem colúvial ou de origem elúvio-colúvial. A versão final do mapa foi desenhada em ambiente computacional, através do uso de programa para edição de desenhos vetoriais.

### 3.2 Trabalhos de campo

Foram realizadas 4 etapas de campo, durante 50 dias. A área de estudo foi amplamente percorrida, para inspeção dos diferentes compartimentos geomorfológicos e topográficos. Percorram-se topos da chapada, vales secos, encostas, barrancos das margens do rio Piauí, a fim de identificar os depósitos sedimentares, descrever seus aspectos geológicos e geomorfológicos e coletar amostras. O último trabalho de campo consistiu na medição da radiação cósmica ambiental.

Em vários afloramentos foram levantadas seções colunares e coletadas amostras para que se fizessem análises sedimentológicas, datações e, análises palinológicas. Todos os afloramentos foram georreferenciados, através do *Global Positioning System* (GPS).

A tabela 1 constitui a lista dos pontos amostrados, trazendo localizações geográficas em UTM, quantidades de amostras retiradas para datação por TL ou LOE; radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ); análises sedimentológicas, além de inferências sobre prováveis origens dos depósitos amostrados. O mapa com a localização desses pontos pode ser visto na figura 26 a ser apresentada no capítulo 6.

Tabela 1 - Lista dos pontos de campo visitados, local de coleta dos testemunhos palinológicos.

AMOSTRA	LATITUDE	LONGITUDE	TL/LOE	SEDIMENTOLOGIA	<sup>14</sup> C	OBSERVAÇÃO
SC-01	0750262	9041780	03	06	01	Vale da Serra Branca, colúvio
SC-03	0752516	9042666				Reverso da Cuesta elúvio-colúvio
SC-04	0752905	9043224				Olho d' água da Serra Branca
SC-05	0750810	9057632				Reverso da <i>cuesta</i> , elúvio-colúvio.
SC-06	0752144	9057892				Reverso da <i>cuesta</i> , elúvio-colúvio.
SC-07	0753022	9058148				Reverso da <i>cuesta</i> , couraça ferruginosa.
SC-08	0754710	9062400				Reverso da <i>cuesta</i> , couraça ferruginosa.
SC-09	0754653	9061224				Reverso da <i>cuesta</i> , couraça ferruginosa.
SC-10	0752982	9062552				Sítio arqueológico
SC-11	0777985	9063344				Reverso da <i>cuesta</i> , elúvio-colúvio.
SC-12	0757764	9063958				Reverso da <i>cuesta</i> , elúvio-colúvio
SC-13	0759892	9063878				Vale, couraça ferruginosa
SC-14	0761638	9064054				Reverso da <i>cuesta</i> , couraça ferruginosa
SC-15	0763775	9063024	01	03		Depósito elúvio-coluvial
SC-16	0763971	9062520				Chapada, elúvio-colúvio
SC-17	0763971	9062416	01	03		Depósito aluvial
SC-18	0762906	9060962				Reverso da <i>cuesta</i> , elúvio-colúvio, couraça ferruginosa
SC-19	0760698	9060142				Vale, couraça ferruginosa
SC-20	0760303	9059880				Vale, couraça ferruginosa
SC-21	0759757	9060696	01	04	01	Depósito coluvial
SC-22	0766786	9062646				Reverso da <i>cuesta</i> , elúvio-colúvio
SC-23	0768179	9062600				Reverso da <i>cuesta</i> , elúvio-colúvio
SC-24	0768742	9061540				Reverso da <i>cuesta</i> , elúvio-colúvio
SC-25	0770342	9060572				Reverso da <i>cuesta</i> , elúvio-colúvio
SC-26	0726637	9104646				Depósito argiloso
SC-27	0727854	9108098				Depósito argiloso
SC-28	0724321	9109324				Depósito argiloso
SC-29	9109324	9101400				Depósito argiloso
SC-30	0738309	9093706	02			Depósito turfoso
SC-31	0751672	9042976				Reverso da <i>cuesta</i> , elúvio-colúvio
SC-32	0752646	9042760				Cabeceira de drenagem
SC-33	0753802	9042300				Reverso da <i>cuesta</i> , elúvio-colúvio
SC-34	0754772	9041324				Reverso da <i>cuesta</i> , elúvio-colúvio
SC-35	0757797	9039490	01	03		Depósito elúvio-coluvial
SC-36	0761936	9037256				Reverso da <i>cuesta</i> , elúvio-colúvio
SC-37	0762754	9036118	01	02		Depósito elúvio-coluvial
SC-38	0763066	9039316				Reverso da <i>cuesta</i> , elúvio-colúvio
SC-40	0765023	9042414				Vale
SC-41	0768332	9045592				Reverso da <i>cuesta</i> , elúvio-colúvio
SC-42	0769763	9040470				Olho d' água do Gongo
SC-43	0774414	9044238				Cabeceira de drenagem, couraça ferruginosa
SC-44	0772478	9045222				Reverso da <i>cuesta</i> , couraça ferruginosa
SC-45	0772476	9045222				Reverso da <i>cuesta</i> , couraça ferruginosa
SC-46	0777135	9043934				Reverso da <i>cuesta</i> , couraça ferruginosa
SC-47	0775511	9038758				Reverso da <i>cuesta</i> , couraça ferruginosa
SC-48	0776905	9034154	01	03		Depósito elúvio-coluvial
SC-49	0770103	9023218	02	06		Depósito coluvial
SC-50	0768286	9021494	02	03		Depósito coluvial
SC-51	0768109	9021944				Sítio arqueológico
SC-52	0755513	9003212				Terraço rio Piauí
SC-53	0756793	9004986	02	06		Depósito aluvial
SC-54	0758820	9004430				Deposito aluvial

SC-55	0776325	9006598	01			Depósito aluvial
SC-56	0782296	9004740				Barragem da onça
SC-57	0763039	9012586	02	05		Depósito coluvial
SC-58	0783132	9023870				Depósito de calcrete
SC-59	0772964	9024470				Depósito argiloso
SC-61	0768739	9019346	01	05		Depósito coluvial
SC-62	0766920	9020078	01			Depósito coluvial
SC-63	0795215	9046580	01	03		Depósito aluvial
SC-64	0808417	9065782	01	03	01	Depósito aluvial
SC-65	0784352	9025718	03	03		Depósito coluvial
SC-70	0768329	9015798				Drenagem
SC-71	0754613	9060188		03		Depósito elúvio-coluvial
SC-72	0756459	9063640		03		Depósito elúvio-coluvial
SC-73	0765101	9057934		03		Depósito elúvio-coluvial
SC-74	0737452	8993428	02	08		Depósito aluvial
SC-75	0735761	8990166				Depósito de cacimba
SC-76	0735474	8989214				Lagoa
SC-77	0752992	9002288	02	06		Depósito aluvial
SC-78	0753638	9003498	02			Depósito aluvial
SC-79	0749932	9017136				Vale
SC-80	0762562	9021778	02	06		Depósito coluvial
SC-85	0762879	9011454	02	03		Depósito coluvial e calcrete
SC-86	0750254	9042206	02	06		Depósito coluvial
SC-87	0751854	9047080	03	09		Depósito coluvial
SC-88	0751900	9047146	03	09		Depósito coluvial
SC-89	0754689	9061280	01	03		Depósito elúvio-coluvial
SC-90	0776762	9043290	01	03		Depósito elúvio-coluvial
SC-91	0775518	9038570	01	03		Depósito elúvio-coluvial
SC-92	0756075	9014890				Patamar estrutural
SC-93	0756173	9016174				Patamar estrutural
SC-94	0756178	9016568				Patamar estrutural
SC-96	0757138	9018558				Patamar estrutural
SC-97	0757174	9018794				Patamar estrutural
SC-98	0757201	9019086				Patamar estrutural
SC-99	0757365	9019356				Patamar estrutural
SC-100	0757420	9019614				Patamar estrutural
SC-101	0757600	9020002				Reverso da <i>cuesta</i> , elúvio-colúvio
SC-102	0754515	9004798	02	03		Depósito aluvial
SC-103	0754039	9002114	01	03		Depósito aluvial

### 3.2.1 Coleta de amostras

As amostras para análises granulométricas foram coletadas em saco plástico, com cerca de 500g de amostra, e a coleta teve por objetivo a obtenção de parâmetros estatísticos, através do fracionamento dos sedimentos que auxiliaram na caracterização e no reconhecimento da natureza do processo que gerou o depósito. Foram coletadas 29 amostras de depósitos elúvio-colúvies, 63 amostras de depósitos colúvies e 35 amostras de depósitos alúvies, totalizando 103 amostras.

Para datação por termoluminescência e luminescência opticamente estimulada, a coleta foi feita em tubos de PVC de cor preta, com 30cm de comprimento e 5cm de diâmetro. Esses tubos foram introduzidos no sedimento por percussão através da utilização de marreta, evitando ao máximo a exposição à luz solar, sendo

posteriormente fechados com tampas pretas de borracha. Foram coletadas 7 amostras de depósitos elúvio-coluviais, 26 amostras de depósitos coluviais e 19 amostras de depósitos aluviais, totalizando 52 amostras.

Para datação por radiocarbono, coletaram-se fragmentos de carvão em três afloramentos. As amostras foram acondicionadas em sacos plásticos etiquetados e enviadas para datação no laboratório Beta Analytic (EUA). Coletaram-se também amostras de dois testemunhos de sedimento da Lagoa Grande localizada, município de Brejo do Piauí, para estudo palinológico. Foram retiradas amostras de 1cm<sup>3</sup> até a profundidade de 75cm e, a partir de 77,5cm passou-se a amostrar 2cm<sup>3</sup>, devido a menor concentração de matéria orgânica nos sedimentos. Da totalidade das amostras, foram enviadas seis para datação.

Para realização das análises palinológicas, foram coletados dois testemunhos com o equipamento denominado vibrotestemunhador (Fig. 12). O equipamento consiste em pequeno motor a gasolina, mangote para vibração, braçadeira, tripé, sistema de roldana, além de tubos de alumínio para coleta do sedimento. A montagem do vibrotestemunhador consiste em acoplar o mangote ao motor e ao tubo de alumínio através das braçadeiras. O mangote é o meio de transmissão da vibração ao tubo de alumínio, que facilita a penetração do tubo no sedimento que, dessa maneira, é coletado com o mínimo de deformação.

A perfuração ocorre enquanto o tubo não encontra obstáculos importantes como, por exemplo, blocos rochosos ou de fragmentos de madeira que interrompem o processo. O procedimento de retirada do tubo é feito pelo sistema de roldana preso ao tripé. Durante a retirada do tubo a corrente da roldana é conectada ao topo do tripé e é acionada com a outra ponta presa ao tubo da coleta por meio da braçadeira.



Figura 12 - Sistema de tripé e roldanas montado para a coleta do testemunho palinológico, na planície flúvio-lacustre da Lagoa Grande.

### 3.3 Trabalhos de laboratório

#### 3.3.1 Análises granulométricas

##### 3.3.1.1 Obtenção de dados numéricos

A obtenção de dados numéricos, para o estudo granulométrico, foi feita através do uso métodos convencionais, no Laboratório de Física dos Solos da Universidade Federal Rural de Pernambuco, coordenado pelo Dr. José Júlio Vilar Rodrigues. O procedimento em laboratório foi conduzido pelo técnico laboratorista Anacleto da Fonseca Júnior, utilizando a técnica do densímetro adotada pela EMPRAPA (1997), cujas etapas consistiram inicialmente em:

- pesar 50g de sedimento argiloso ou 100g de sedimento arenoso;
- colocar em copo metálico e acrescentar 400ml de água;
- colocar 25ml de dispersante, (hexametáfosfato de sódio);

Em seguida levou-se o copo metálico em agitador mecânico por 10 minutos (sedimento arenoso) ou por 15 minutos (sedimento argiloso). Transferiu-se o material que estava acondicionado no copo metálico para um recipiente e, completou-se o volume até 1000ml, para aferir o densímetro.

Após aferimento, foi usado um agitador manual por alguns segundos, para que as partículas do sedimento ficassem totalmente em suspensão. Na retirada do agitador manual marcou-se tempo de 40 segundos para a 1ª leitura, a fim de fornecer em g/l a quantidade de argila e silte em suspensão.

Após os primeiros 20 segundos, introduziu-se o densímetro, para fazer a leitura do valor em g/l. Após essa leitura, colocou-se o termômetro a fim de corrigi-la (o densímetro é calibrado para 20 °C) a correção foi feita da seguinte forma: a cada grau acima de 20, multiplicou-se pela constante 0,36 (o valor encontrado foi o valor equivalente a temperatura do momento da coleta).

Agitou-se novamente o material na proveta com agitador manual para que se possa fazer a leitura de 2 horas junto com nova medição de temperatura.

Observações: na primeira leitura foi obtido o percentual das frações argila e silte e por diferença o percentual de fração areia, na segunda leitura é obtido o percentual da fração argila. O valor de silte foi retirado fazendo a diferença do valor da 1ª leitura (de silte e argila) com a 2ª leitura, somente de argila.

A fração areia foi retirada da proveta e levada para secar em estufa e posteriormente peneirada em jogo de peneiras com tamanhos de malha adequados para a determinação de areia muito fina, areia fina, areia, areia média, areia grossa e cascalho.

##### 3.3.1.2 Obtenção de parâmetros estatísticos

Os valores obtidos em gramas para cada fração granulométrica foram submetidos a tratamentos estatísticos, seguindo os parâmetros de Folk & Ward (1957), calculados o diâmetro médio, o grau de seleção, o grau de assimetria e curtose; para a classificação dos sedimentos, usou-se o diagrama de Shepard (1954).

Para a classificação do grau de seleção foi utilizada a escala qualitativa de Folk & Ward (1957) que pode se vista na tabela 2.

Tabela 2 - Escala qualitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de seleção.

GRAU DE SELEÇÃO	VALOR
Muito bem selecionado	< 0,35
Bem selecionado	0,35 a 0,50
Moderadamente selecionado	0,50 a 1,00
Pobremente selecionado	1,00 a 2,00
Muito pobremente selecionado	2,00 a 4,00
Extremamente mal selecionado	>4,00

Para a classificação do grau de assimetria foi usada a escala qualitativa de Folk & Ward (1957) apresentada na tabela 3:

Tabela 3 - Escala qualitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau assimetria.

ASSIMETRIA	VALOR
assimetria muito negativa	-1,00 a -0,30
assimetria negativa	-0,3 a -0,10
aproximadamente simétrica	-0,10 a 0,10
assimetria positiva	0,10 a 0,30
assimetria muito positiva	0,30 a 1,00

Os valores para estabelecer a curtose, segundo Folk & Ward (1957), estão elencados na tabela 4.

Tabela 4 - Escala qualitativa para classificar uma curva segundo os valores de curtose segundo Folk & Ward (1957).

CURTOSE	VALOR
Muito platicúrtica	< 0,67
Platicúrtica	0,67 a 0,90
Mesocúrtica	0,90 a 1,11
Leptocúrtica	1,11 a 1,50
Muito leptocúrtica	1,50 a 3,00

De posse dos resultados dos parâmetros de Folk & Ward (1957), os valores foram plotados no gráfico de Sahu (1964). Esse último autor idealizou um diagrama que fornece as características ambientais de deposição, quanto à energia e a viscosidade, para os grupos de amostras, provenientes de diferentes afloramentos.

Sahu (1964), através da junção dos parâmetros diâmetro médio, desvio padrão e curtose de Folk & Ward (1957), produziu um gráfico empírico, onde estão dispostas linhas que separam os diversos ambientes de sedimentação e indicações dos sentidos de aumento de fluidez e energia do meio de deposição. Utilizando dados granulométricos de amostras de sedimentos atuais e análise discriminatória multivariável, Sahu (1964) criou várias combinações para os parâmetros diâmetro médio, desvio padrão e curtose, tendo encontrado a melhor discriminação entre os ambientes e os diferentes processos deposicionais, através da seguinte Equação 1 plotada em forma bi-logarítmica, lançado o primeiro na ordenada e o segundo na abscissa:

$$\text{Equação 1 } (\sigma_1^2)^{1/2} \cdot S(Kg) / S(Mz) \cdot S\sigma_1^2$$

Onde:

$(\sigma_1^2)^{1/2}$  = média das variâncias de um conjunto n de amostras sendo  $n \geq 2$ .

$S(Kg)$  = desvio padrão dos valores de curtose desse mesmo conjunto de amostras.

$S(Mz)$  = desvio padrão dos valores de diâmetro médio deste mesmo conjunto de amostras.

$S\sigma_1^2$  = desvio padrão dos valores de variâncias deste mesmo conjunto de amostras.

### 3.3.2 Análises geocronológicas

#### 3.3.2.1 Datação por Termoluminescência (TL) e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

Para o estabelecimento da seqüência de geração dos depósitos sedimentares, que representam o testemunho de eventos geológicos, responsável pelas mudanças na paisagem da Serra da Capivara e entorno, foram datados sedimentos arenosos por Termoluminescência (TL) e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Esses métodos são bastante adequados para depósitos siliciclásticos quaternários e permitem alcançar idades até cerca de 1 milhão de anos, que são bem mais antigas que as obtidas pelo método do radiocarbono,

Esses dois métodos têm por base o acúmulo de radiações ionizantes, provenientes dos raios cósmicos e de radioisótopos naturais, que se encontram no interior do grão ou na vizinhança.

O princípio de funcionamento da LOE, para datação de sedimentos, está relacionado à exposição e à radiação solar desses materiais sedimentares, que tem a capacidade de “zerar o relógio”. Isso permite determinar os momentos de cristalização de um mineral, da exposição de um sedimento à luz solar, durante o seu transporte, antes da sua deposição e soterramento, ou do aumento de temperatura e alívio de pressão, que uma rocha é submetida durante processos de falhamento. Podem ser usados sedimentos de diversas origens, que tenham sido expostos a luz solar, durante o transporte sedimentar, como depósitos eólicos, fluviais e marinhos, de diferentes profundidades e até coluviais.

A intensidade do sinal luminescente é medida por meio de dispositivo altamente sensível, que é geralmente um fotomultiplicador. A emissão de LOE acontece, quando ocorre recombinação de carga liberada pela incidência de fótons visíveis e raios infravermelhos. Essas cargas estão localizadas em centros “sensíveis à luz”, encontradas em níveis metaestáveis de cristais. Os primeiros trabalhos por LOE surgiram na década de 1980 (Huntley *et al.* 1985) e a aplicação da determinação da idade de depósitos sedimentares iniciou-se com maior intensidade também na década de 1980. Em muitos trabalhos de pesquisa, como nos de Huntley *et al.* (1985), Rhodes (1988), Botter-Jensen *et al.* (1991), foi utilizada a técnica da LOE.

Já a termoluminescência está relacionada à luz emitida por materiais cristalinos vítreos (quartzo, calcita, fluorita, etc.), quando aquecidos por uma fonte de calor. O processo está ligado a ionizações atômicas e moleculares de um mineral por radiação, proveniente de isótopos de elementos naturais com U, T e K. Os elétrons livres, gerados pela ionização, circulam na estrutura do mineral, até serem capturados por defeitos pontuais ou por vários tipos de centros existentes na rede cristalina; lá podem ficar durante dezenas até milhares de anos (Suguio, 1999)

Quando um mineral é aquecido ou exposto à luz solar, os elétrons retidos absorvem energia suficiente para escapar dos defeitos e retornar aos átomos aos quais estavam ligados. Esse processo de reorganização é acompanhado por emissão de luz, a termoluminescência. Medindo-se a intensidade da luz emitida por esses centros, mediante estimulação térmica (TL), é possível, por exemplo, determinar quando um mineral se cristalizou, um sedimento foi depositado, ou exposto pela última vez aos raios solares.

Os primeiros trabalhos com datação por luminescência surgiram no século passado pelo método TL, que envolveram cerâmica arqueológica na década de 1950 (Grögler *et al.* 1958). No Brasil, a datação por TL foi usada pela primeira vez em urnas funerárias por Szmuk & Watanabe (1971). Espeleotemas de cavernas no vale

do Ribeira (SP) foram datados por Ikeya *et al.* (1984) e Tatumi (1994). Arenas (1993) e Suguio *et al.* (1999) dataram depósitos eólicos e praias. Depósitos lagunares foram datados por Dillenburg (1994). Barreto (1996) datou areias quartzosas de dunas inativas do médio Rio São Francisco. Sallun (2003) datou depósitos elúvio-coluviais, coluviais e aluviais, na área que compreende os municípios de Marília e Presidente Prudente, no Estado de São Paulo. Depósitos eólicos e marinhos do Rio Grande do Norte foram datados por Barreto *et al.* (2004). Depósitos de planície de inundação foram datados por Fett Júnior e Oliveira (2005).

As técnicas TL e LOE alcançam praticamente a mesma faixa de idade, cerca de 1 milhão de anos ( $10^6$  anos). A coleta e o tratamento químico necessário são semelhantes e o aparelho utilizado para a leitura é o mesmo. O método da LOE supera o da TL, porque o tempo necessário para “zerar o relógio” é bem menor. No primeiro, é de apenas alguns segundos, enquanto que no segundo são necessárias 16 horas. Nessa pesquisa, os métodos TL e LOE serão utilizados em conjunto, sempre que possível, para a obtenção de dados mais confiáveis.

### 3.3.2.2 Procedimento em laboratório

As idades foram fornecidas pelo Laboratório de Vidros e Datação da Faculdade de Tecnologia de São Paulo - FATEC, coordenado pela Dra. Sonia Hatsue Tatumi e o procedimento em laboratório foi conduzido por MSc. Sílvio Luís Miranda Brito e por MSc. Márcio Yee.

As amostras foram datadas com o aparelho TL-OSL Automated Systems, Model 1100-series Daybreak Nuclear Instruments Inc. Cerca de 40mg de grão por amostra são enviados ao Instituto de Pesquisa Energéticas e Nucleares - Comissão Nacional de Energias Nuclear (IPEN-CNEP) para serem submetidos a irradiação com  $^{60}\text{Co}$ . Os valores de doses anuais foram calculados, usando as concentrações de  $^{40}\text{K}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  e  $^{235}\text{U}$ , medidas por espectroscopia- $\gamma$  no IPEN-CNEN. O mineral utilizado para a datação foi o quartzo. Apenas uma amostra tinha feldspato suficiente para ser datada. Todas as amostras foram datadas pelas duas técnicas.

Para a obtenção da dose acumulada (paleodose P), usou-se o Método da Regeneração Total. Por esse método, a amostra foi inicialmente submetida a tratamentos químicos, para a separação do mineral a ser analisado. Foram utilizados ácidos fluorídrico (HF) e clorídrico (HCl) para remoção de matéria orgânica. Foram utilizados óxidos e hidróxidos de ferro e carbonatos (Mejdahl, 1979), e politungstato de sódio (SPT em inglês), para separar apenas os grãos de quartzo dos minerais pesados e dos feldspatos. A amostra foi levada para secagem e peneiramento. A fração utilizada para posterior leitura varia na faixa de 100-160 $\mu\text{m}$  (100-60 *Tyler*). Esse processo foi feito para separar quartzo, sem a presença de materiais orgânicos ou minerais pesados, e com granulometria bem homogênea. Caso houvesse feldspato na amostra, foi necessário o uso de líquido pesado (SPT) para separá-lo por densidade. A seguir a amostra foi dividida em aproximadamente seis partes e uma delas foi submetida à leitura, para obtenção da luminescência natural, e as outras receberam tratamento térmico a 480°C por 15 minutos, ou foram expostas à luz solar por cerca de 16 horas, para que fosse eliminado toda a TL ou LOE, em seguida, as amostras foram irradiadas para receber doses conhecidas de radiações ionizantes e finalmente foram medidas as razões TL ou LOE (Fig. 13 a).

Com esses resultados, foi obtida uma curva de calibração para cada amostra, plotando as intensidades de luminescência, em função da dose e fixando-se uma temperatura (Fig.13 b). Para o cálculo da idade, foi obtido o valor de P, pela intersecção da curva de calibração com a linha que representa a luminescência natural, e das doses anuais (Das), através da determinação dos teores de  $U^{235}/U^{238}$ ,  $Th^{232}$ ,  $K^{40}$  por espectroscopia- $\gamma$  da própria amostra, utilizando-se detectores de germânio ou de NaI(Tl).

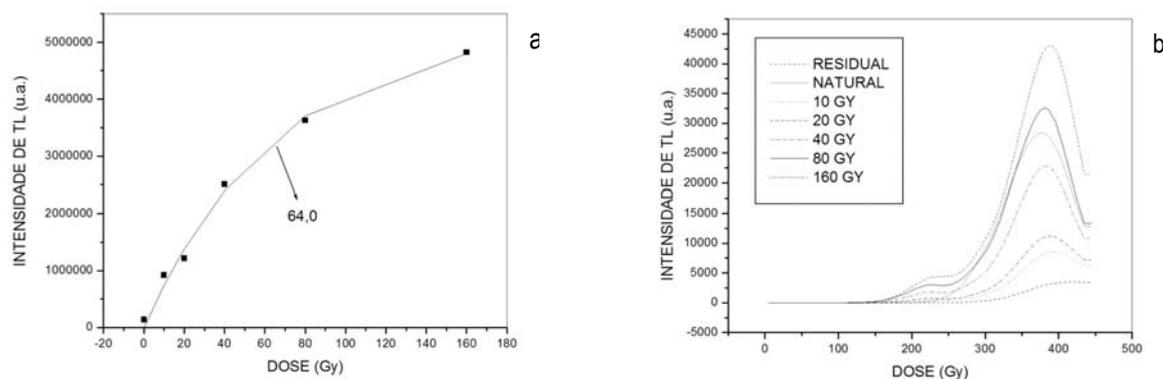


Figura 13 - Exemplos dos dados obtidos para colúvios do Parque Nacional Serra da Capivara: (a) Curvas de emissão de TL de grãos de quartzo em amostra natural submetida a doses diferentes; (b) Curva de calibração de grãos de quartzo pelo método da regeneração total, à temperatura em torno de 375°C.

Fizeram-se as leituras de luminescência de amostras pelo método de alíquota múltipla, segundo Murray e Wintle (2000). As medições foram feitas em cerca de 20 a 40 grãos minerais, nos quais empregaram-se diferentes doses de radiação em laboratório, e os resultados permitiram delinear uma “curva de crescimento”, que é a resposta da luminescência do material à radiação (Li e Wintle, 1992). Porém, esses grãos podem ter sido expostos heterogeneamente à luz solar e, portanto, alguns grãos podem ter sido “zerados” e outros não. Não existe um consenso sobre como deve ser feita a normalização das medidas obtidas em grãos, e a idade aparente representaria o valor médio de luminescência de todos os grãos. Como os grãos “não-zerados” estariam misturados com “zerados”, a média sempre tende a ser maior, que a idade de última exposição solar.

### 3.3.2.3 Dosimetria da radiação cósmica por espectroscopia-gama

Os depósitos sedimentares recebem radiações ionizantes, a partir de raios cósmicos, que provocam a desintegração de isótopos radioativos naturais, e a precisão desses valores são de extrema importância para se obterem valores mais confiáveis, já que a idade de amostras datadas por TL/LOE é inversamente proporcional à dose da radiação cósmica incidente no local.

Dessa forma, realizaram-se medidas *in situ* da radiação cósmica por espectrometria- $\gamma$ . As medidas foram feitas no município de São Raimundo Nonato, no reservatório Petrônio Portela, e em mais dois pontos em terra, para controle e cálculo das idades dos depósitos.

No Brasil, foram feitas medidas da dose da radiação cósmica incidente, abaixo de linhas de transmissão de energia elétrica (linha Itaberá-Tijuco Preto de 750 kV) da FURNAS em São Paulo. Foi verificado que as linhas

de transmissão (LT) desviam os fluxos da radiação cósmica, diminuindo seu valor (Oliveira, 2003). Sallun *et al.* (2006) realizaram medidas dessa natureza, *in situ*, para serem usadas em correções na datação por TL e LOE de depósitos sedimentares.

Os raios cósmicos chamados de primários originam-se fora do Sistema Solar e são predominantemente compostos por prótons com uma mistura de núcleos com massa atômica grande. A energia média é de alguns GeV, e a intensidade do espectro decai rapidamente, à medida que a energia aumenta. O campo geomagnético é suficiente para influenciar as partículas de baixa energia e, desta forma, a quantidade de raios cósmicos que atinge o topo da atmosfera é maior, quando perto dos pólos. O fluxo de raios cósmicos depende do campo geomagnético e também da atmosfera (Sallun *et al.*, 2006).

Após penetrar na atmosfera, os raios cósmicos começam a interagir com as moléculas do ar atmosférico, provocando uma cadeia de ionizações, produzindo prótons, muons ( $\mu$ ), nêutrons e outras partículas nucleares. Os raios cósmicos que chegam à superfície da Terra são divididos em duas componentes: as radiações de baixa energia, compostas na sua maioria por elétrons, que são absorvidos após penetrarem 0,5 m no solo, e as radiações de alta energia, que consistem predominantemente de muons (Sallun *et al.*, 2006).

As intensidades das radiações cósmicas, de alta energia, podem ser calculadas teoricamente a partir da altitude, latitude e tipo de rocha. A idade da amostra é calculada segundo a equação 2, onde: K; F, J e H são constantes que dependem do valor da latitude geomagnética do local de medida, e h = altitude (Fig. 14). A radiação cósmica média teórica, na área de estudo, calculada pela equação 2, foi de 250  $\mu$ Gy/ano (Sallun *et al.* 2006).

Equação 2

$$I = K \left[ F + J \exp\left(\frac{h}{H}\right) \right]$$

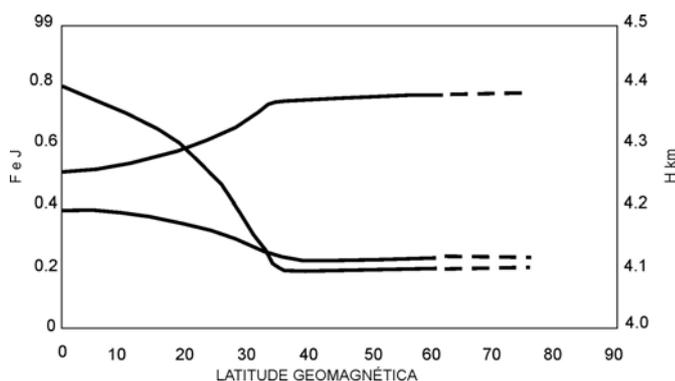


Figura 14 - Fatores F, J e H em função da latitude geomagnética (Prescott & Stephan, 1982).

A dosimetria da radiação cósmica foi realizada entre os dias 25 e 27/7/2006, no reservatório Petrônio Portela, construído no leito do rio Piauí, em São Raimundo Nonato, (PI). Os trabalhos foram conduzidos pela equipe do Laboratório de Vidros e Datação. O local escolhido para as medidas foi a porção relativamente mais profunda do reservatório, com lâmina d'água de aproximadamente 20m. Foram obtidos dados em quatro pontos distintos (Tabela 5), sendo dois pontos em barco sobre o açude (Fig. 15) e dois pontos para controle, em dois sítios arqueológicos da Serra da Capivara (abrigo arenítico da Toca do Sítio do Meio e a caverna em mármore

da Toca de Cima dos Pilão); a radiação cósmica média experimental obtida para a área de estudo foi de 200,18  $\mu\text{Gy/ano}$ .

Tabela 5 - Coordenadas geográficas dos locais de medida, tempos de medida e doses obtidas ( $DA_{r.c.}$  = dose anual proveniente de raios cósmicos,  $DA_{solo}$  = dose anual proveniente do solo,\* medidas efetuadas no solo, 1 Toca do Sítio do Meio e 2 Toca de Cima dos Pilão).

<i>Coordenadas Geográficas</i>	<i>Início de medida (horas)</i>	<i>Tempo de contagem (segundos)</i>	<i><math>DA_{r.c.}</math> (<math>\mu\text{Gy/ano}</math>)</i>	<i><math>DA_{solo}</math> (<math>\mu\text{Gy/ano}</math>)</i>
09°00'6,8"S/42°26'11,9"W	11h33mim	14.662,64	210,44	-
09°00'6,8"S/42°26'11,9"W	9h20mim	9.939,84	189,92	-
08°49'44,6"S/42°32'40,1"W	14h29mim	3.602,88	-	2.180,80 <sup>*1</sup>
08°51'50,9"S/42°33'23,9"W	16h20mim	3.604,46	-	3.077,90 <sup>*2</sup>

Existe uma diferença significativa entre os valores obtidos no rio Piauí e os valores dos sítios arqueológicos, sendo os dos sítios muito maiores que os do rio. Isso ocorreu, devido à contribuição maior da rocha. A diferença obtida entre as medidas realizadas nas cavidades provavelmente está relacionada aos tipos distintos de composição da rocha formadora, arenito e mármore.

A diferença entre a média experimental e teórica de cerca de 16% para o rio Piauí introduziriam erros proporcionais nas idades obtidas por luminescência. As causas dessas diferenças estão também ligadas a variáveis, tais como, época do ano, clima, hora e dia, não consideradas no cálculo teórico, mas que interferem na medida experimental.



Figura 15 - Medição de dosimetria de radiação cósmica na barragem Petrônio Portela, no município de São Raimundo Nonato.

### 3.3.2.4 Datação por Radiocarbono

Fragmentos de carvão encontrados nos depósitos coluviais, aluviais e no testemunho palinológico, foram datados pelo método do radiocarbono no Laboratório Beta Analytic. O método do radiocarbono é do tipo radioisotópico, baseado na taxa de desintegração atômica, numa amostra ou no ambiente em seu redor, nesse caso há diferença da concentração isotópica de uma amostra, ao longo do tempo.

Átomos são compostos de nêutrons, prótons e elétrons. Para cada elemento o número atômico é invariável, mas o número de nêutrons pode variar, resultando em diferentes isótopos do mesmo elemento, isótopos esses que podem ser de natureza estável ou instável. O carbono, por exemplo, sempre tem 6 prótons, mas pode ter 6, 7 ou 8 nêutrons, dando números atômicos (prótons + nêutrons) de 12, 13, 14, designados  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ , respectivamente. Quanto à estabilidade, o  $^{12}\text{C}$  e o  $^{13}\text{C}$  são os isótopos estáveis. Sendo o  $^{12}\text{C}$  a forma mais abundante. O isótopo  $^{14}\text{C}$  é instável, estando, portanto, sujeito ao fenômeno do decaimento radioativo espontâneo, pela perda das partículas nucleares  $\beta$  (Wagner 1998, Bradley 1999).

O  $^{14}\text{C}$  tem concentração máxima na estratosfera, entre 12 e 15 km de altitude, produzido pela interação de nêutrons de raios cósmicos com átomos de N. Outros fatores contribuem para a produção do  $^{14}\text{C}$ , como o decaimento de elementos pesados (U e Th), a interação de raios cósmicos secundários com a litosfera. Os átomos de  $^{14}\text{C}$  rapidamente são oxidados e passam a fazer parte do  $\text{CO}_2$  da atmosfera. Essa oxidação é produzida pela dissociação fotolítica do ozônio, seguida pela reação do oxigênio excitado com vapor d'água, gerando  $^{14}\text{CO}_2$ . Desta forma, o  $^{14}\text{C}$  se mistura aos isótopos estáveis  $^{13}\text{C}$  e  $^{12}\text{C}$  e entra no ciclo global do carbono, sendo consumido pelos seres vivos ao longo de sua existência. A partir da morte do ser vivo, as trocas de carbono com o meio ambiente são interrompidas, e o sistema se isola. Assim, enquanto no meio ambiente a produção de  $^{14}\text{C}$  continua, naquele sistema o decaimento radioativo é o único fator a alterar a razão isotópica do carbono. Como essa redução se dá a uma taxa conhecida, característica do radioisótopo, pode-se aferir o período de tempo decorrido, medindo-se a atividade final, como visto, ou a concentração isotópica final. Dessa forma eles passam a circular nos diferentes níveis da biosfera, inclusive fazendo parte da biota (Wagner 1998,, Bradley 1999, Macário 2003).

No laboratório as amostras, foram analisadas via síntese de benzeno e espectrometria de cintilação líquida, ou ainda por AMS (iniciais do inglês, *Accelerated Mass Spectrometry*). O procedimento que utiliza a síntese de benzeno e a espectrometria de cintilação líquida consiste em transformar o carbono em benzeno, em forma líquida. Um cintilador foi adicionado ao líquido, e os flashes de luz produzidos pela interação das partículas  $\beta$  são registradas por dois fotomultiplicadores. Por MAS, no lugar da medida da quantidade de  $^{14}\text{C}$ , numa amostra ser feita de forma indireta, usando as emissões de partículas  $\beta$ , é feita a medida da concentração dos íons individuais ( $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ ). Os íons são acelerados em um acelerador eletrostático *tandem* a velocidades muito altas, eles passam por um campo magnético que faz a sua separação, sendo o íon  $^{14}\text{C}$  usado para a determinação da idade (Wagner,1998, Bradley1999).

O método de datação por  $^{14}\text{C}$  tem as suas limitações, pois idades de radiocarbono são indicações de probabilidade. A desintegração radioativa varia aleatoriamente sobre um valor médio, não sendo possível prever quando um particular átomo de  $^{14}\text{C}$  vai decair. Para uma amostra, um certo número vai ocorrer, por isso se utiliza

a média em um determinado intervalo de tempo. Uma datação absoluta, nunca será alcançada em uma amostra.

Apesar das limitações do método, a datação por  $^{14}\text{C}$ , é bastante utilizada, principalmente com fins arqueológicos, palinológicos e pode também ser usada em conjunto com os isótopos  $^{12}\text{C}$  e  $^{13}\text{C}$ , para estudos de reconstrução paleoambiental, por meio da Matéria Orgânica do Solo (MOS), realizados no CENA (Centro de Energia Nuclear na Agricultura) da Universidade de São Paulo em Piracicaba (SP).

### 3.3.3 Análise Palinológica

A análise palinológica dos testemunhos coletados em depósito flúvio-lacustre, localizado no município de Brejo do Piauí, foi feita no Laboratório de Geociências da Universidade Guarulhos (UnG). Foi o tema da monografia de conclusão de curso - bacharelado em Biologia - de Patrícia Cardoso, orientada pelo Dr. Paulo Eduardo De Oliveira e co-orientada pela Especialista Rosana Saraiva.

Coletaram-se dois testemunhos denominados SC-30a e SC-30b, que atingiram profundidade de 2,40 cm. No testemunho SC-30a houve perda de 11cm do topo, devido a erro de amostragem, que foram completados com 10cm do testemunho SC-30b. Os tubos foram lacrados com fita adesiva e filme PVC para manutenção da umidade original e foram transportados ao Laboratório de Geociências da UnG, e abertos por meio de serra circular, tomando-se os devidos cuidados para que não ocorresse contaminação das amostras.

Foram obtidas amostras de  $2\text{cm}^3$  de sedimento, separadas por intervalos de 1,5cm do testemunho. Escolheu-se essa quantidade, em função da baixa concentração de palinóforos, observada em uma pré-análise.

A retirada das amostras foi realizada com espátula, e os sedimentos colocados em amostrador de metal, com volume padronizado de  $1\text{cm}^3$ . As subamostras foram transferidas, a seguir, para tubos de polipropileno de 15ml.

A extração dos palinóforos foi baseada no protocolo químico, estabelecido em Colinvaux *et al.* (1999) que inclui as seguintes etapas:

a) Introdução do *Lycopodium clavatum* (Stockmarr, 1971):

Foram acrescentadas duas pílulas de *Lycopodium clavatum*, marcador exótico indicado para ajudar a operação de cálculo do número total de grãos.

b) Extração de silicatos

Nessa etapa, empregou-se o ácido fluorídrico (HF) a quente por 2 horas, para eliminar a sílica dos sedimentos. Foram acrescentados 8 ml de HF concentrado a cada amostra misturada com um bastão de polipropileno. Os tubos foram colocados em banho-maria a seco. As amostras foram então centrifugadas por 4 minutos em 2500 rpm, e o líquido em suspensão foi descartado. Em seguida acrescentou-se  $\text{H}_2\text{O}$  destilada, e a amostra foi homogeneizada e centrifugada, para a eliminação do líquido em suspensão.

c) Eliminação de silicofluoretos

Essa etapa foi necessária, para eliminar totalmente o resíduo do HF e, por isso, foram adicionados 8 ml de HCl 10%, misturados e centrifugados. O sobrenadante foi descartado.

d) Dispersão dos palinomorfos da matéria orgânica

Nesta etapa empregou-se uma solução de KOH 5% por 5 minutos em banho-maria a seco, seguido de centrifugação, para eliminação do sobrenadante. Cada amostra passou por duas lavagens com água destilada. O objetivo dessa etapa era dispersar os palinomorfos que pudessem estar aderidos à matéria orgânica amorfa das amostras.

e) Acidificação do meio

Essa etapa foi necessária, para evitar uma reação explosiva, possível de acontecer caso os reagentes da próxima etapa entrassem em contato com a água.

f) Acetólise: oxidação da matéria orgânica no interior dos palinomorfos

Esta etapa foi essencial para a extração palinológica, pois eliminou o conteúdo orgânico (material protoplasmático) que ainda podia existir nos palinomorfos, realçando as morfologias da exina, usada na identificação taxonômica. Para isso, adicionou-se uma solução de nove partes de anidrido acético para uma parte de ácido sulfúrico ( $H_2SO_4$ ). As amostras ficaram em contato com esses reagentes por 7-9 minutos, em banho-maria a seco, seguido de centrifugação por 4 minutos. Para finalizar a ação da solução de acetólise, adicionou-se ácido acético glacial ( $CH_3COOH$ ), homogeneizou-se e centrifugou-se. Como em todas as etapas, o líquido sobrenadante foi descartado, após a centrifugação. Repetiu-se essa etapa para garantir a total eliminação dos resíduos da acetólise.

g) Etapas anteriores à montagem de lâminas

Foi adicionada  $H_2O$  destilada aos resíduos, que passaram pela acetólise, seguidas de homogeneização, centrifugação e decantação. Esse procedimento foi repetido duas vezes. Essa lavagem garante a eliminação de todos os reagentes químicos usados anteriormente. Como os resíduos finais serão mantidos em glicerina, foi necessária a eliminação da água. Para isso, adicionou-se álcool absoluto, homogeneizou-se e decantou-se. Esse procedimento foi repetido duas vezes. Acrescentaram-se 5 a 8 gotas de glicerina às amostras, que foram então levadas à estufa, a  $40^\circ C$ , por duas horas.

h) Montagem de Lâminas

No centro de cada lâmina foi colocada uma gota do resíduo final, diluído em glicerina. Sobre ela colocou-se uma lamínula, vedada com parafina. A lâmina e a lamínula foram colocadas na borda de uma chapa quente, para fundir a parafina e vedar o material. Para evitar a formação de bolhas no resíduo final, a lâmina foi retirada da chapa e colocada sobre a bancada para esfriar. O excesso de parafina foi retirado com o auxílio de uma lâmina de aço. Anotou-se em cada lâmina o código de coleta e nível fossilífero, correspondente no testemunho.

Os resíduos mantidos em glicerina foram armazenados a  $8^\circ C$  em geladeira, para impedir a proliferação de fungos e bactérias. A glicerina, aliada à baixa temperatura, não permite a ressecção e a oxidação dos palinomorfos.

O procedimento, após a obtenção das lâminas com palinomorfos, para a identificação e descrição das características morfológicas, foi o seguinte:

#### a) Identificação taxonômica e documentação fotográfica

As lâminas obtidas com palinomorfos foram examinadas no microscópio óptico Olympus BX51 e BX50, em direções horizontais e verticais. Os palinomorfos foram fotografados e observados quanto às suas características morfológicas. A forma dos grãos de pólen foi obtida de acordo com a metodologia, proposta por Erdtman (1952); todos os palinomorfos foram medidos quanto aos seus eixos polares (distância entre os pólos) e equatoriais (largura).

#### b) Contagem dos palinomorfos

Para a quantificação dos palinomorfos, estabeleceu-se a contagem mínima de 300 grãos de pólen e anotou-se também a presença de grãos de esporos e de algas, assim como de grãos de *Lycopodium clavatum*.

#### c) Elaboração e descrição dos palinodiagramas

A partir da identificação e contagem dos palinomorfos, confeccionaram-se gráficos baseados na porcentagem e concentração de cada táxon encontrado, com o uso dos programas Tilia/Tilia Graph. Os tipos polínicos foram colocados em ordem alfabética, dividindo-se o gráfico de concentração em três grupos e de porcentagem em um grupo, encontrando-se a soma total de grãos de pólen de árvores, arbustos, ervas aquáticas, ervas terrestres, algas e esporos.

A análise estatística de similaridade entre as amostras para a delimitação de zonas polínicas envolve o uso do subprograma CONISS, do pacote Tilia/TiliaGraph. Esse método estatístico permite a delimitação de eventos paleoambientais, baseados na abundância dos principais tipos polínicos encontrados na análise (Grimm, 1987).

---

---

## CAPÍTULO 4

### BASE CONCEITUAL

---

---

Os conceitos utilizados nessa tese estão relacionados a depósitos sedimentares encontrados em distintos ambientes de sedimentação. Entende-se por ambiente sedimentar espaço geográfico caracterizado por condições físicas, químicas e biológicas, sob as quais o sedimento se acumula. Pode ser enquadrado em um modelo processo-resposta, atrelado a três fatores: a geometria da bacia e os materiais da área fonte, os agentes geológicos e, por fim, os depósitos sedimentares. O primeiro fator é a geometria, estando incluídos nessa categoria a profundidade do ambiente, a forma ou configuração da superfície da bacia. Os materiais do ambiente abarcam o meio de transporte e a textura e composição do material transportado. O segundo fator é o tipo e a energia do agente geológico, que pode ser eólica, energia turbulenta de ondas e correntes, energia cinética do vento, energia térmica do mar, energia química de sais dissolvidos, entre outros. Envolve também os elementos biológicos, que podem adicionar materiais ou perturbar a deposição dos clásticos. Finalmente, o terceiro é a resposta sedimentar que resulta no depósito e sua geometria, composição e distribuição geográfica (Mabesoone, 1983).

Interessam a essa pesquisa os materiais ligados aos ambientes continentais, onde há predomínio de sedimentos clásticos, sejam ligados a encostas como os elúvios e os colúvios, sejam ligados aos rios, os chamados sedimentos aluviais. Os ambientes terrígenos têm condições muito variáveis; os meios de transporte vão da água ao vento, passando pela gravidade e; podem conter fósseis que permitem, por exemplo, a distinção de um ambiente lacustre de água doce de um lagunar de água salgada ou salobra.

#### 4.1 Elúvio

O elúvio deriva da desintegração e decomposição da rocha mãe. Os depósitos variam conforme o tipo de rocha mãe, o tipo de intemperismo e o tipo de erosão dos seus horizontes superficiais. É formado pela ação do intemperismo físico e químico. Quando há predomínio do intemperismo físico são compostos por detritos mais ou menos grossos da rocha e, caso exista preponderância de intemperismo químico, são formados por material mais fino e até argiloso. Há influência também de fatores biológicos, por parte da vegetação, microfauna e macrofauna do solo (Mabesoone, 1983).

Conforme Bigarella *et al.* (1994) o elúvio corresponde ao material intemperizado que permanece *in situ*. Esses materiais formam contatos gradacionais com a rocha mãe e são encontrados em cimeiras e ombreiras.

Segundo Corrêa (2001), trata-se da cobertura residual de intemperismo *in situ*, tendo por origem a decomposição da rocha-mãe. A ocorrência de elúvios está representada por vários perfis, muitas vezes truncados. As espessuras são variáveis, e as ocorrências na paisagem são restritas. Seu material apresenta formas diversas, pois o arranjo depende da atuação do intemperismo e do tempo. Sua composição mineral abarca tanto minerais instáveis quanto estáveis. De acordo com grau de alteração, a textura varia conforme a degradação da rocha-mãe, porém tais depósitos não possuem estrutura sedimentar propriamente dita, mas apresentam uma zonação em função da pedogênese.

## 4.2 Colúvio

Para Mabessone (1983), os colúvios são depósitos que se acumulam nos sopés de escarpas. São transportados pela água da chuva, por água de degelo, por ação da gravidade, ou ainda podem ser transportados por correntes d'água intermitente. Os sedimentos também podem ser transportados por deslizamentos, desmoronamentos e solifluxão. São gerados por energias química e física do intemperismo das rochas ou, por energia cinética dos movimentos de gravidade, com ou sem presença de água ou gelo. São depósitos mal selecionados. Podem ser originados ainda por escorregamentos superficiais. Nesse caso, são típicos em climas áridos e semi-áridos e são formados quando chuvas escassas e torrenciais transportam o material formado pelo intemperismo via corridas de lama, areias e até blocos.

Para Bigarella *et al.* (1994), chama-se de colúvio o material que sofreu deslocamento na vertente. Constitui o revestimento subsuperficial quase que generalizado da paisagem e os autores ressaltam ainda que os processos responsáveis pela formação de um colúvio são pouco conhecidos. O termo colúvio pode ser restrito para depósitos onde há o predomínio de movimentos de massa (colúvio *sensu stricto*). Mas, em geral, colúvios podem abranger depósitos gerados por movimento de massa e escoamento superficial.

Para Suguio (2003), o termo colúvio designa depósitos incoerentes arenosos, em geral localizados em vertentes e sopés de relevos acentuados. Apresentam normalmente aspecto maciço e são compostos por sedimentos areno-argilosos, que podem conter também fragmentos rochosos de tamanhos variados.

### 4. 2.1 Processos de formação de depósitos colúviais

Os processos de formação de depósitos colúviais envolvem basicamente fluxos gravitacionais de sedimento. A introdução do termo fluxo gravitacional de sedimento na literatura geológica é devida a Middleton e Hampton (1973), citados por Dasgupta (2003), para descrever os principais tipos de fluxo envolvidos em processos de ressedimentação.

Middleton e Hampton (1973), citados por Dasgupta (2003), definiram o fluxo gravitacional como o fluxo dos sedimentos, ou das misturas do sedimento-líquido, sob a ação da gravidade. Para eles, durante um fluxo de fluido por gravidade, o deslocamento do fluido intersticial gera o movimento do sedimento pela ação da gravidade. Reconheceram quatro tipos distintos de fluxo de sedimento por gravidade baseados no mecanismo dominante de sustentação do sedimento:

1. Corrente de turbidez, em que o sedimento é sustentado pelo componente ascendente do fluxo de turbidez;
2. Fluxo de sedimento fluidificado, em que o sedimento é sustentado pelo fluxo ascendente do líquido que escapa entre os grãos, enquanto é submetido à ação da gravidade;
3. Fluxo granular, em que o sedimento é sustentado por interações diretas dos grãos entre si;
4. Fluxo de detritos, em que o sedimento é sustentado por uma matriz (mistura do líquido intersticial e de sedimentos finos).

Segundo Dasgupta (2003), o conceito de fluxo de detritos, originalmente, dizia respeito a fluxo subaéreo lamacento de mistura de sólidos granulares, argila e água e foi extrapolado para condições subaquosas. Para Middleton e Hampton (1973), citados por Dasgupta (2003), no fluxo de detritos, o fluido é representado por uma mistura de argila e água, formando uma massa coesa, que gera maior sustentação para os grãos grossos; essa propriedade distingue o fluxo de detritos de outros tipos de fluxo de alta-densidade.

Segundo Dasgupta (2003), a mistura sedimento e fluido se move em massa, devido à característica plástica do fluido. Porém, se a matriz e os clastos grossos forem considerados como elementos separados, o elemento mais importante para o fluxo de detrito é a coesão da matriz. A quantidade de partículas grossas não é suficiente para manter o contato entre elas, então, os clastos maiores flutuam dentro do fluido plástico e fazem o fluido se mover, pois deve ser suficientemente viscoso para manter o fluxo.

Segundo Suguio (2003), existem os movimentos de massas, termo correlato ao termo fluxos gravitacionais, que são mecanismos de transporte de sedimentos paralelos ao substrato com participação da gravidade. Os movimentos de massa são de diversos tipos, tanto em relação aos tamanhos e natureza do material, quanto às escalas temporais e espaciais em que se processam os fenômenos.

Segundo Flint e Skinner (1977), citados por Suguio (2003), entre os diversos tipos de movimentos de massa estão a queda e deslizamento de rochas e detritos; fluxos de detritos e corridas de lama. Queda e deslizamento de rochas envolvem a queda ou deslizamento de fragmentos rochosos, de diversos tamanhos, do topo de paredões, ou falésias rumo declive abaixo. No caso de quedas de blocos rochosos, formam-se depósitos de tálus. Fluxos de detritos podem ser descritos como um fluxo rápido de massa de detritos de natureza mais ou menos plástica, deslizando encosta abaixo. Já as corridas de lama representam uma variedade do fluxo detritos, composta primordialmente por partícula finas (silte e argila) com até 30% de água.

Para Selley (1982), o fluxo de lama é caracterizado por ser uma massa de rocha, areia e lama, liquidificada por chuva forte movendo-se montanha abaixo. O movimento pode ser inicialmente lento, mas o aumento de água pode carrear tudo o que puder ser transportado. O depósito de fluxo de lama abrange desde matacão a cascalho, areia, silte, argila, isto é, são depósitos muito mal selecionados.

Para Selby (1994), os fluxos de detritos são iniciados de duas formas e ambas envolvem a disponibilidade de água: na primeira, pode ocorrer como uma massa de desmoronamento que, ao sofrer rotação é revolvida; tal revolvimento é provavelmente essencial para a incorporação da água e formação de um fluido misto; na segunda, pode ocorrer pela formação de uma massa, primariamente de argila e água, que durante o movimento a erosão vai acrescentado sedimento, até a concentração granular dos sólidos chegar a 80-90%.

Ainda de acordo com Selby (1994), devido à origem e ao mecanismo de transporte, os depósitos de fluxos de detritos são mal selecionados, sem acamadamento, e têm uma grande abrangência de tamanho de partículas. Dentro do depósito, entre os clastos maiores, há preenchimento por grãos mais finos, durante o transporte quase não há arredondamento, e, portanto, os clastos são angulosos. Clastos muito grandes podem ocorrer dentro do fluxo. Fluxos muito densos, comumente resultam em camadas sustentadas por matriz. Por causa da densidade da massa estar próxima, a rocha fonte, clastos com dimensões grandes podem ser transportados.

Fluxos de detritos geram depósitos mal selecionados, geralmente maciços, com matriz lamosa ou areno-lamosa, sustentando clastos maiores, orientados paralelos ou inclinados em relação ao fluxo. A fácies típica é um lamito seixoso. Grandes blocos salientes são comuns na base e topo das camadas. A matriz coesiva (uma mistura de material siltico-argiloso e fluido intersticial) suporta o peso dos clastos e forma um filme que lubrifica as superfícies dos grãos, fazendo com que os fluidos fluam por longas distâncias, mesmo que sejam declives suaves. A presença da argila é importante, pois fornece coesão à matriz que sustenta os clastos maiores. Mesmo pequenos teores de argila (menos de 3%) podem manter as propriedades de sustentação em fluxos de detritos coesivos (D'Ávila & Paim, 2003).

Selby (1994) ainda ressalta que fluxos de detritos constituem a principal forma de movimento de massa em zonas semi-áridas e alguns ambientes mais úmidos com uma estação prolongada seca, como os climas mediterrâneos. Podem ocorrer também em zonas montanhosas.

Para Mabesoone (1983), a origem das corridas de lama, às vezes com presença de areia e blocos, está relacionada à precipitação escassa e torrencial e a uma grande quantidade de sedimento inconsolidado. Assim, forma-se a massa viscosa que se move para baixo, transportando inclusive matacões.

Segundo Miall (1982), as corridas de lama consistem em massa de sedimento pobremente selecionada, que flui como um corpo coesivo com presença de água. Isso requer inclinações íngremes, abundante quantidade de clásticos, e uma alta carga para que tenha início o processo. Essas condições são comumente encontradas em ambientes áridos e semi-áridos, onde a cobertura da vegetação é escassa. Os detritos clásticos são gerados por intemperismo e são removidos como fluxos de detritos, durante raros episódios de enxurradas.

É preciso ressaltar, porém que a origem dos fluxos de detritos é favorecida em declives acentuados, formados por falhas ativas, mesmo que os climas não sejam áridos a semi-áridos.

#### 4.3 Alguns estudos paleoambientais do Quaternário Continental do Nordeste do Brasil

Algumas pesquisas foram realizadas sobre paleoclimas do Nordeste brasileiro. Esses trabalhos utilizaram vários tipos de indicadores. A figura 16 apresenta as citações bibliográficas e a localização desses estudos.

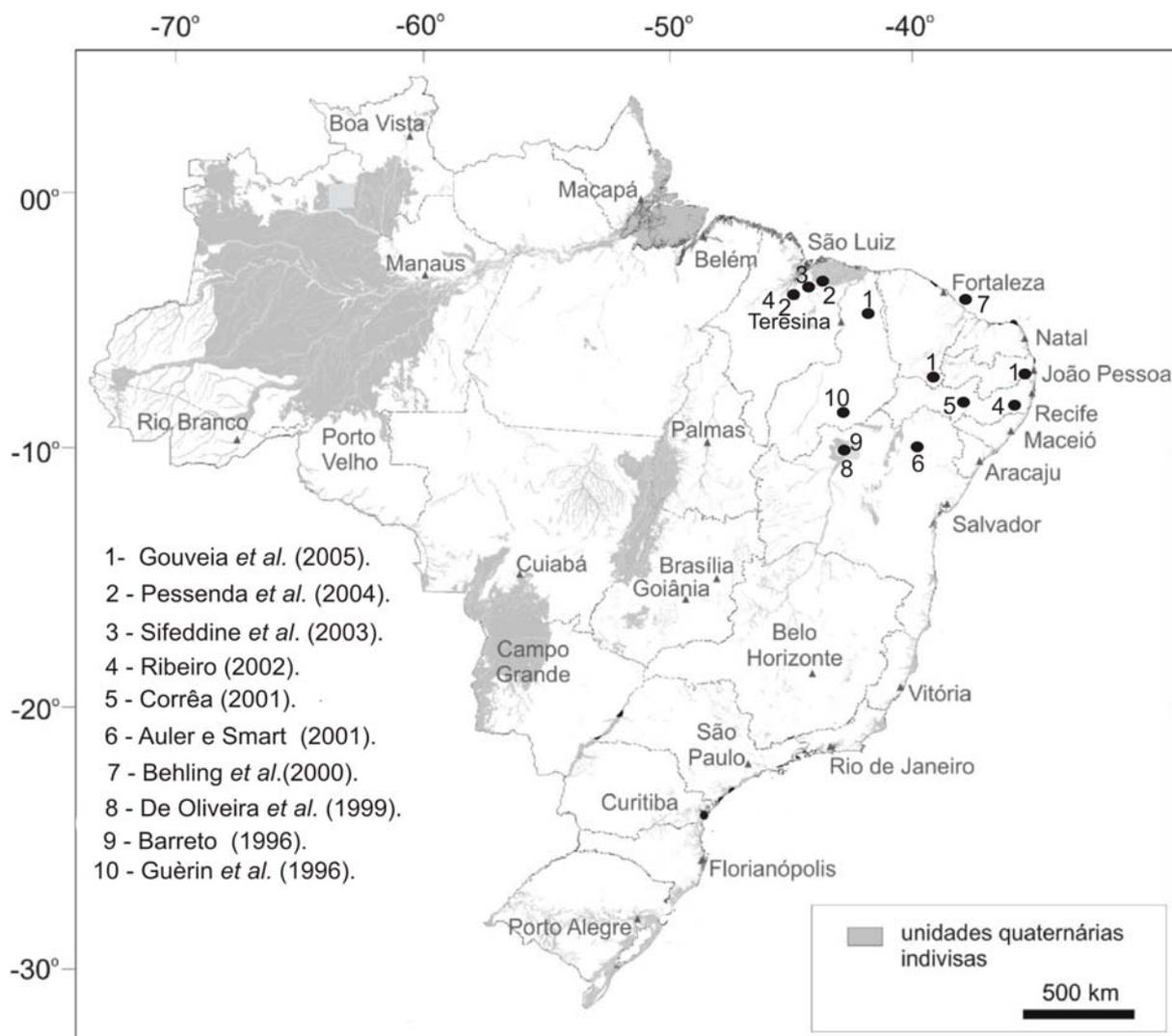


Figura 16 - Localização geográfica das áreas no nordeste brasileiro que possuem estudos paleoambientais, unidades quaternárias obtidas em Bizzi *et al.* (2001).

Conforme Guèrin *et al.* (1996), as escavações arqueológicas e paleontológicas em cavernas, situadas a sudoeste do Parque Nacional Serra da Capivara, revelaram a presença da megafauna e avifauna fósseis. A idade máxima desses fósseis situa-se na transição entre o Pleistoceno e o Holoceno (12.000 a 8.000 anos AP) e são indicativos de paisagem mista de pradaria e floresta aberta de clima quente, porém mais úmido que o atual. Os fósseis mais comuns de animais herbívoros são de *Paleolhama* (fóssil semelhante à lhama atual), *Hippidion* (fóssil semelhante ao cavalo atual), *Catonix* (preguiça gigante terrestre), *Eremotherium* (preguiça gigante terrestre), *Pampatherium* (tatu gigante), *Toxodon* (herbívoros do tamanho do atual rinoceronte), *Glyptodon* (falsos tatus), *Pecaris* (porcos do mato e caititu), *Mazama* (veados), *Macrauchenia* (herbívoros com pescoço longo como o da girafa). As espécies carnívoras são compostas de *Smilodon* (tigre dente-de-sabre), puma, onça, jaguatirica, gato vermelho, gato verdadeiro, raposa e lobo (Guèrin *et al.* 1996). Os estudos da avifauna fóssil sugerem cobertura vegetal diversificada, pois são reconhecidas aves de florestas, de matas e de regiões abertas como o cerrado a caatinga e savana, além de campos e áreas de banhados e rios (Guèrin *et al.* 1996).

Barreto (1996) pesquisou dunas inativas do submédio São Francisco, sob os pontos de vista geomorfológico, sedimentológico e geocronológico, elaborando mapa geológico-geomorfológico e sugerindo prováveis gerações de dunas eólicas. Nesse intervalo de tempo, entre o Pleistoceno tardio até o Holoceno recente, Barreto (1996) identificou três fases importantes de atividade eólica com formação de dunas parabólicas compostas. O período entre 28.000 e 9.000 anos foi de intensa atividade eólica. Durante o UMG (Último Máximo Glacial), devido a provável clima mais seco, a vegetação teria sido menos densa, sendo as areias sem cobertura vegetal mais intensamente remobilizadas. Por volta de 9.000 anos AP, houve significativo retrabalhamento de areias com atividade eólica e formação de dunas, embora houvesse a fixação de outras, prevalecendo na área condições climáticas para que houvesse paralelamente o desenvolvimento da vegetação. Essa fase perdura até o Presente.

Segundo De Oliveira *et al.* (1999), o estudo palinológico, testemunho coletado em turfa, em planície aluvial de afluente do submédio São Francisco, Bahia (Rio Icatu), levou ao estabelecimento de cinco zonas de palinológicas. A primeira (10.990-10.540 anos BP) contém pólen de vegetação atualmente encontrada nas florestas Amazônica e Atlântica, sugerindo condições climáticas mais úmidas e mais frias que hoje. Na segunda (10.540-6790 anos AP), houve predomínio da *Mauritia* (buriti), sugerindo progressivo aquecimento e aumento da umidade. Entre 8.920 e 8.910 anos AP, teriam ocorrido rápida sedimentação e aumento de pólen de palmeira *Mauritia* e *Illex*, sugerindo clima muito úmido. De 8.910 a 6.790 anos AP existem um progressivo declínio dos táxons de floresta e gradual aumento dos táxons de caatinga e cerrado. A terceira zona (6.790-6.230 anos AP) não contém palinóforos, indicando possivelmente condições semi-áridas, quando a cobertura vegetal era muito rarefeita. A quarta (6.230-4.535 anos AP) marca um retorno de mosaico de vegetação, composto por matas de galeria, cerrado e caatinga, indicando condições climáticas mais úmidas. Na última zona polínica entre 4.535 anos AP até o presente, houve declínio nas taxas de clima úmido, conforme sugerido pelo aumento de espécies da caatinga e de cerrado, e declínio de táxon da mata de galeria. Entre 4.240 anos AP e o Presente, a vegetação e o clima evoluíram para o padrão atualmente existente na área estudada, a caatinga.

A análise palinológica de testemunho submarino, feita por Behling *et al.* (2000), o testemunho GeoB 3104-1 (3°40'S, 37°43'W), 90 km a leste de Fortaleza (CE), indicou ocorrência de caatinga Nordeste brasileiro desde parte do UMG até começo do Holoceno (42.000 - 8.500 anos AP). Esporos de *Selaginella*, associados à alta taxa de deposição de pólen, levam à interpretação de ocorrência de fortes chuvas, por volta de 40.000, 33.000 e 24.000 anos AP. As condições de maior umidade predominaram de 15.500 a 11.800 anos AP. Para os autores, somente durante o último glacial ocorreram expansão de floresta de montanha, de inundação e de galeria, ao longo dos rios, sugerindo condições climáticas frias e muito úmidas, com estações secas de curto intervalo de tempo. A substituição da mata atlântica e da floresta amazônica pela vegetação atual, de caatinga e cerrado teria ocorrido durante o último glacial. O movimento consistente e anual da ZCIT (Zona de Convergência Intertropical), sobre o Nordeste do Brasil, a forte influência das frentes frias da Antártica e as mudanças nas células de alta pressão no Atlântico Sul, poderiam explicar o período muito úmido do último glacial no Nordeste do Brasil.

Auler e Smart (2001) dataram por  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  depósitos de calcários travertinos, além de espeleotemas subaquáticos, em cavernas calcárias de clima semi-árido no norte da Bahia, nos arredores das cidades de Laje dos Negros e Abreus, sugestivos de um passado com períodos muito mais úmidos. O travertino mais jovem depositado entre 21.000 e 9.000 anos AP, compreendendo o UMG e o posterior período de deglaciação, seria indicativo de vegetação, possivelmente de floresta ripária, diferente da vegetação atual, a caatinga. Nesse período, o lençol freático teria subido  $13 \pm 1\text{m}$ , em função de clima significativamente mais úmido. Outro período úmido, há cerca de 145.000 anos AP, é sugerido pela subida do nível do lençol freático, numa área restrita da caverna Toca da Boa Vista. Não houve acumulação de travertino durante esse evento, que está provavelmente associado ao penúltimo máximo glacial. O período mais antigo de aumento das chuvas está centrado nos arredores de 400.000 anos AP, que é também indicado por idades de deposição de calcário travertino. O período chuvoso mais antigo ocorreu por volta de 400.000 anos AP, e a seca parece ter predominado nos períodos interglaciais. Essa fase úmida pode provavelmente estar associada a um dos períodos glaciais do Pleistoceno médio. Os dados sugeriram que condições úmidas prevaleceram pelo menos durante os dois últimos máximos glaciais no atual semi-árido nordestino.

Corrêa (2001) empregou dados sedimentológicos, micromorfológicos, geocronológicos e feições morfoestratigráficas no estudo da dinâmica geomorfológica de depósitos coluviais do maciço da Serra Verde em Triunfo (PE). Há 20.000 anos AP, fortes tempestades torrenciais ligadas ao deslocamento da ZCIT teriam afetado as encostas, carreando material rudáceo para as depressões. Há 9.200 anos AP, teriam ocorrido incêndios naturais e também tempestades convectivas. O Holoceno médio entre 7.500 a 4.500 anos AP, em Triunfo, foi marcado pela umidificação máxima, mas antes da estabilização de uma nova cobertura vegetal, ocorreram diversos episódios de colúviação. Flutuações nos níveis de água geraram ferruginização intensa em depósitos, levando à formação de nódulos e concreções. Os eventos de remobilização de encostas, ao longo dos últimos 20.000 anos, representariam respostas dinâmicas do sistema geomorfológico aos seguintes eventos paleoclimáticos: UMG, limite Pleistoceno-Holoceno, máximo pluvial do Holoceno médio e período antrópico, marcado por oscilações climáticas de curta duração.

Utilizando os isótopos de carbono ( $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ ) da matéria orgânica do solo (MOS) e de plantas de áreas selecionadas no Maranhão e em Pernambuco, Ribeiro (2002) interpretou mudanças de vegetação e de clima ocorridas do Pleistoceno Tardio ao Holoceno. Na zona da mata, em Pernambuco, os dados de  $\delta^{13}\text{C}$  da matéria orgânica e de datação por  $^{14}\text{C}$  da fração húmica e de fragmentos de carvão indicam que, pelo menos de 6.500 anos AP até o presente, tenha ocorrido o predomínio de plantas  $\text{C}_3$ . Em Brejo dos Cavalos (PE), os dados não mostram mudanças significativas na caatinga, tampouco na Serra do Catimbau (PE), onde os carvões de paleoincêndios datados sugerem predomínio de vegetação de plantas  $\text{C}_3$ . Em Barreirinhas (MA), o Holoceno foi marcado por paleoincêndios, possivelmente associados a períodos secos. Os dados de  $\delta^{13}\text{C}$  sugerem provável abertura na vegetação, promovendo misturas de plantas  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$ , ao redor da Lagoa do Caçó, entre 8.000 e 3.000 anos AP, talvez associada a clima seco. No limite floresta-cerrado-caatinga, aproximadamente entre 15.000 e 9.000 anos AP, houve um predomínio de vegetação arbórea, relacionada a clima úmido. Entre 9.000 e

3.000 anos AP, teria havido a expansão do cerrado, ligada a clima seco. De 3.000 anos AP até o Presente, houve avanço da floresta sobre o cerrado, com tendência para o clima mais úmido atual.

O trabalho de Sifeddine *et al.* (2003), realizado em dois testemunhos de sedimentos retirados da Lagoa do Caçó (localizada nos arredores do Parque Nacional dos Lençóis Maranhenses), apresenta os resultados baseados em dados litológicos, mineralógicos e palinológicos. O trabalho apresenta informações a respeito dos últimos 21.000 anos, abarcando o Pleistoceno Superior e o Holoceno, incluindo o UMG. Os autores estabeleceram 6 fases de mudanças paleoclimáticas.

Fase 1: Alta variabilidade no fluxo de quartzo, causada por transportes eólicos variáveis. A dominância de elementos arbóreos indica um clima seco nesse período, com longas estações de seca. Porém dados de sísmica indicam camadas ricas em matéria orgânica e sílica biogênica, indicando que o período seco foi interrompido por eventos úmidos, entretanto não existe uma definição clara de quando esses períodos úmidos ocorreram. Suas idades abrangem o período entre 21.000 e 17.400 anos AP.

Fase 2: Houve aumento no nível da lagoa. Os dados palinológicos com presença de Mirtáceas apontam para a expansão da floresta e também indicam condições úmidas. Foram verificados eventos de dissolução e transporte de ferro, favorecendo a neoformação de siderita, relacionados com aumento das chuvas e expansão da floresta. As idades estão entre 17.400 e 16.200 anos AP.

Fase 3: O nível da lagoa ficou estável, como está registrado pelos teores relativamente homogêneos de carbono e nitrogênio. Aparecimento de pólen de *Podocarpus* e diminuição das mirtáceas sugerem uma intensificação das condições frias. As idades variaram entre 16.200 a 14.700 anos AP.

Fase 4: O aumento do fluxo de siderita e goethita, o reaparecimento de Mirtáceas e o decréscimo da razão C/N indicam um clima úmido e quente datada entre 14.700 e 12.900 anos AP.

Fase 5: Na subfase 5a datada entre 13.000 e 12.000 anos AP, o nível da lagoa desceu e houve diminuição do fluxo da goethita. A abertura da floresta foi indicada pela diminuição das mirtáceas e o aumento das Cecropias, ambos os eventos, foram correlacionado a um clima seco. Na subfase 5b, após 12.000 até 11.500 anos, teriam ocorrido retorno abrupto das condições úmidas e quentes.

Fase 6: Corresponde ao clima úmido do Holoceno, que teria sido interrompido por fases secas.

O trabalho de Pessenda *et al.* (2004) foi realizado em uma seção de 78km entre os municípios de Barreirinhas e Urbano Santos, localizados no Maranhão (NE do Brasil). As inferências ambientais foram feitas a partir de dados obtidos de análises baseadas em isótopos estáveis de carbono da MOS.

Na área de estudo é possível inferir que desde o Pleistoceno Superior (~15.000 anos AP) até o começo do Holoceno (~10.000-9.000), vegetação arbórea de floresta e cerrado recobriam a maior parte do trecho de 78km. Essa fase foi correlacionada a uma fase úmida. Entre ~9.000 até ~4.000 anos AP, houve expansão do cerrado, provavelmente ligado à presença de um clima seco. Tal fato pode ser confirmado pela alta concentração de carvão. Entre ~4.000-3.000 anos até o Presente, ocorreu uma tendência para uma diminuição do <sup>13</sup>C da MOS em muitos pontos do transecto. Isso foi interpretado como uma expansão da floresta sobre o cerrado, devido ao retorno de fase mais úmida.

O trabalho de Gouveia *et al.* (2005) consiste em estudos de paleovegetação e de paleoclima, através do estudo da MOS, de três áreas de preservação ambiental no nordeste brasileiro a Floresta Nacional do Araripe (CE), o Parque Nacional de Sete Cidades (PI) e a Reserva Biológica Guaribas (PB). Foram feitas análises dos isótopos do carbono  $\delta^{13}\text{C}$ . Identificaram-se as plantas  $\text{C}_3$  (árvores) e as plantas  $\text{C}_4$  (gramíneas). A datação foi realizada utilizando a fração humina da matéria orgânica ou de fragmentos de carvão. Na integração dos dados, os autores identificaram mudanças nas vegetações nas três áreas de estudo. Foi identificado um período arbóreo, entre ~15.000 e 9.000 anos AP, provavelmente relacionada ao clima úmido. Abertura das vegetações com contribuição de plantas  $\text{C}_4$ , entre ~9.000 e 4.000-3.000 anos, provavelmente estaria relacionado a clima mais seco. O retorno da predominância de vegetação arbórea, depois de 3.000 anos, pode ser correlacionado à fase úmida, provavelmente similar ao clima atual.

O trabalho de Auler e Smart (2001) alcança as datações mais antigas para dados paleoclimáticos sobre o Nordeste do Brasil, isto é, de 400.000 e 145.000 anos AP. Essas idades estão relacionadas à subida de lençol freático, na Toca da Boa Vista (caverna calcária localizada no norte da Bahia). A idade mais antiga está relacionada também à deposição de calcário travertino (Auler e Smart, 2001).

Behling *et al.* (2000) destacam que a caatinga (indicativo de clima semi-árido) tem registro na área, desde pelo menos 42.000 anos AP. Uma integração dos dados sugere que, durante o último glacial, o Nordeste Brasileiro teve períodos mais úmidos bem marcados. Teria havido concentrações de chuvas, há 40.000, 33.000, 24.000 anos AP (Behling *et al.* 2000), subida de lençol freático e deposição de calcário travertino entre 21.000 - 9.000 anos AP (Auler e Smart, 2001). Registros de MOS também indicam climas úmidos nos trabalhos de Pessenda *et al.* (2004), Gouveia *et al.* (2005), entre 15.000 a 9.000 anos AP. Períodos secos são registrados para a área do submédio São Francisco, com formação do campo de dunas, relacionado à vegetação escassa que promoveu intensa remobilização das areias, entre 28.000 e 900 anos segundo Barreto (1996). No registro da Lagoa do Caçó, entre 21.000 e 17.4000, a mineralogia e o espectro polínico sugerem clima seco, que possivelmente ocorreu novamente em 12.000 anos, também evidenciado por indicadores mineralógicos e polínicos (Sifeddine *et al.*, 2003).

O Holoceno, de ~11.000 anos até Presente, é caracterizado em todos os trabalhos como sendo um predominantemente um período quente e úmido, intercalado com breves momentos secos, característicos de clima semi-árido. Os momentos muito úmidos estão registrados nos seguintes intervalos de tempo: 8.910-6.790 anos AP, 6.230-4.535 anos AP (De Oliveira *et al.* 1999), 7.500-4.500 (Corrêa, 2001), ~4.000-3.000 anos AP (Pessenda *et al.* 2004.). A caatinga teria se instalado há 4.240 anos AP, na área das dunas do submédio São Francisco (De Oliveira *et al.* 1999).

O movimento consistente e anual da ZCIT sobre o Nordeste do Brasil, a forte influência das frentes frias da Antártida e as mudanças nas células de alta pressão no Atlântico Sul poderiam explicar as variações climáticas para o período de tempo, abarcado por esses estudos. Não obstante, os dados são insuficientes para uma abrangente reconstituição paleoambiental do Nordeste Brasileiro, pois as áreas de pesquisas ainda não representam a totalidade da região.

---

---

## CAPÍTULO 5

### MAPEAMENTO MORFOESTRUTURAL DO PARQUE NACIONAL SERRA DA CAPIVARA

---

---

A investigação sobre os depósitos sedimentares do Parque Nacional Serra da Capivara foi iniciada com uma análise preliminar de fotografias aéreas, em escala de 1.25.000. O objetivo dessa análise foi conhecer as formas de relevo, investigar o seu modelado e verificar a presença ou não de depósitos sedimentares superficiais.

Em primeiro lugar, a análise do relevo, que é entendido como o conjunto de desnivelamentos da superfície terrestre, compreendendo as formas emersas e submersas, com diversas escalas. Assim, os pequenos sulcos e pequenas formas com um metro ou menos, como por exemplo, as ravinas, constituem as microformas de relevo, enquanto extensas cadeias de dobramentos fazem parte das macroformas (Guerra e Guerra, 1997).

O relevo é o resultado da combinação de três fatores fundamentais: litologia, clima e a tectônica, com os resultados dos processos de evolução da geodinâmica externa. Resulta da atuação de dois grupos de força: um de origem endógena, ligada a tectônica, e outro de origem exógena, vinculado a desgastes e acumulação produtos da geodinâmica externa (Mainguet, 1972; Guerra e Guerra, 1997).

O modelado "é o resultado da evolução das formas de uma paisagem, onde o relevo traduz a estrutura. É a expressão momentânea de uma dinâmica externa, da influência de agentes de um sistema morfogenético sobre a crosta terrestre" (Mainguet, 1972).

As formações superficiais são materiais diferentes, mas provenientes do substrato geológico, elaboradas sob a influência das condições dos afloramentos e da dinâmica de interface (Tricart, 1976). Já para Joly e Dewolf (1978) "são materiais móveis (ou secundariamente consolidados) de origem continental, provenientes de rochas preexistentes" que podem ser autóctones, ou seja, provenientes do substrato rochoso original, ou alóctone, produto de migrações ou remanejamentos de materiais de outras áreas.

A junção desses três elementos, o relevo com base na topografia, o arranjo estrutural que é refletido pelo modelado e o conhecimento das formações superficiais, ou os depósitos sedimentares, permitiu a realização de uma análise morfoestrutural da área do Parque Nacional Serra da Capivara.

O resultado da análise e investigação desses três fatores na área do Parque Nacional Serra da Capivara, durante a primeira fase de fotointerpretação, revelou que os vales formados pela incisão de drenagem,

que erodem as rochas do Grupo Serra Grande, apresentam acúmulos significativos de sedimento, como é verificado a noroeste e a sudeste do parque. Esses sedimentos recobrem as encostas e foram ao longo do tempo remobilizados, até atingir os fundos dos vales. Por outro lado, as formações Itaim e Pimenteiras também estão associadas a coberturas sedimentares, com baixo grau de remobilização, devido a sua situação topográfica plana. Nessa fase inicial, foram traçados também, os canais de drenagem e as rupturas côncavas e convexas.

Após o levantamento de campo, a segunda fase da fotointerpretação foi efetuada. Nela foram identificadas e delimitadas as unidades morfoestruturais: Vale da Serra Branca, Reverso da *Cuesta* e, Patamares Estruturais. A figura 17 apresenta de forma esquemática a localização dessas unidades dentro do Parque. A figura 18 exibe dois perfis topográficos, o perfil AB, parte do Vale da Serra Branca, atravessando o Reverso da *Cuesta* até chegar a extremidade leste da unidade Patamar Sul, e o perfil CD, que atravessa a Unidade Patamar Sul, Reverso da *Cuesta* e extremidade oeste do Patamar Estrutural Nordeste. A figura 19 traz uma vista geral das unidades morfoestruturais, elaborada a partir de imagem SRTM. O mapa morfoestrutural foi feito para a área do Parque Nacional Serra da Capivara, compreendendo uma área de 129.953 km<sup>2</sup> (Mapa 1, em anexo).

Em cada unidade, foram reconhecidos afloramentos rochosos, esculpidos em modelado arredondado-ruiniforme, ou ainda sob forma de morros testemunhos. Os afloramentos rochosos foram individualizados pelas suas rupturas côncavas e convexas, ou ainda pela existência de cornijas. Foram reconhecidas também as áreas deposicionais, compostas por sedimentos elúvio-colúviais e colúviais. As antigas zonas deposicionais são encontradas especificamente no Vale da Serra Branca, constituindo baixos interflúvios e o plano aluvial, ligado às calhas de drenagem.

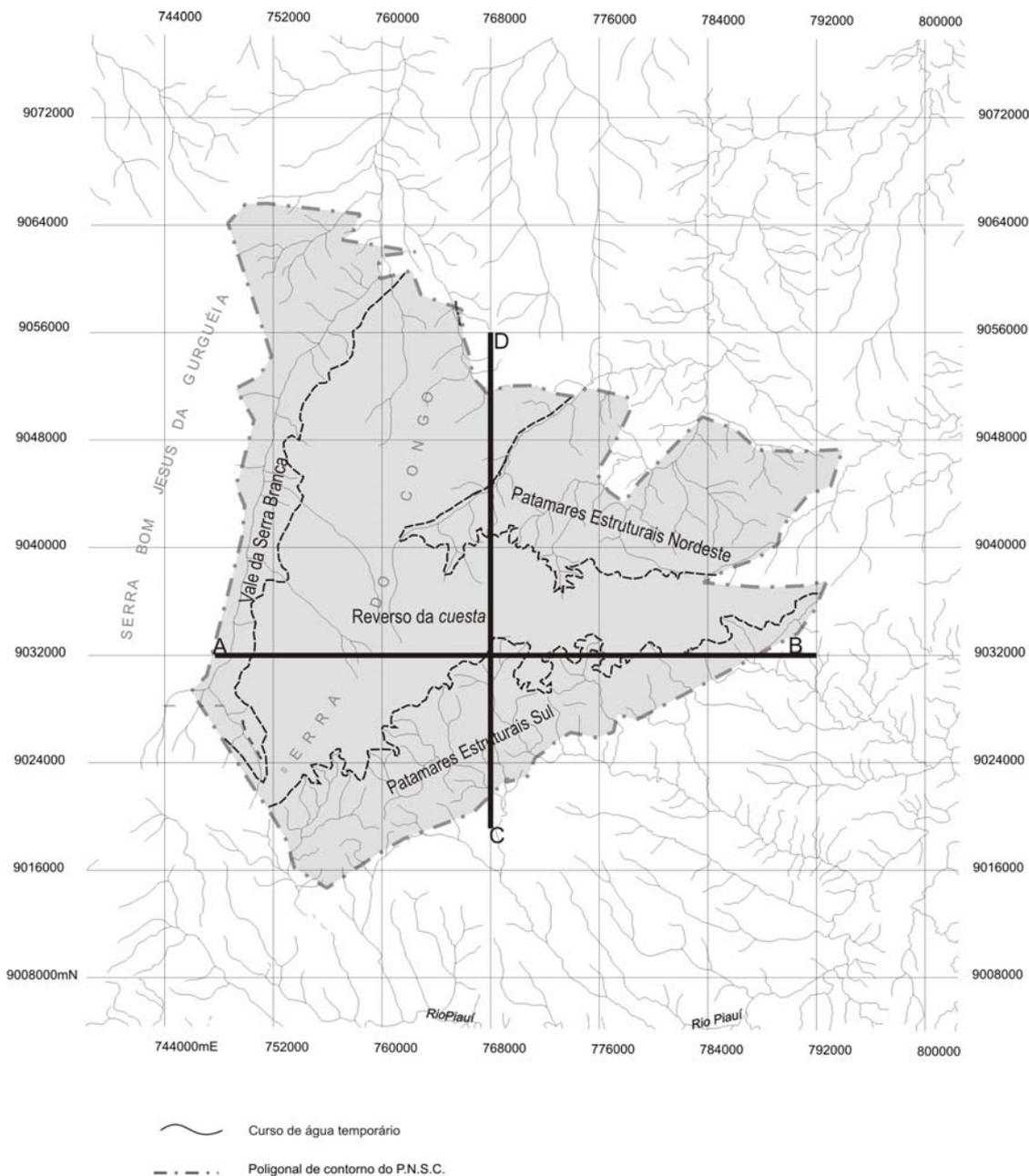
O relevo do Parque Nacional Serra da Capivara é o típico de borda de bacia sedimentar. Numa bacia, a deposição de sedimentos obedece a uma inclinação da periferia para o centro (mergulho centrípeto), e as formas de relevo estão relacionadas à altitudes das camadas depositadas. A deposição das camadas pode ser em estrutura concordante horizontal, em estrutura concordante inclinada monoclinal ou homoclinal e em estrutura discordante (Penteado, 1978). Na área do Parque, a estrutura é concordante inclinada monoclinal ou homoclinal.

Em áreas de estrutura concordante inclinada monoclinal ou homoclinal, as camadas sobrepostas umas às outras estão levemente inclinadas em um só sentido. A inclinação é geralmente causada por tectônica e sua localização na bacia sedimentar poderá circundar a parte central e plana da bacia. O relevo a ela associado é o relevo de *cuesta* (Penteado, 1978; Derruau, 1996).

A *cuesta* possui um "*front*" composto de dois elementos. A cornija superior, que corresponde a uma camada dura com forte declividade, dominando as camadas tenras inferiores que afloram em um tálus côncavo. Apresenta-se em franjas contínuas, interrompidas por "percées" escavadas por rios cataclinais (Penteado, 1978; Derruau, 1996). No sopé do "*front*" está a depressão ortoclinal, de fraca declividade, composta por rochas de resistência desigual (Viers, 1967; Penteado, 1978).

Diante do "front", encontram-se os morros testemunhos, constituídos pela camada resistente, responsável pela cornija, testemunho da antiga extensão dessa camada; se não há a camada dura, é porque possivelmente foi levada pela erosão. O morro testemunho é chamado de *avant-butte* (Penteado 1978).

No reverso da *cuesta*, o topo do planalto é inclinado suavemente em sentido oposto do "front". Morfologicamente corresponde a um planalto suavemente inclinado ou chapadas planas. Além de morros testemunhos com morfologia ruiforme, é dissecado por vales cataclinais, que descem conforme a declividade das camadas (Penteado, 1978).



Escala 1.100.000

Figura 17 - Localização esquemática das unidades morfoestruturais do Parque Nacional Serra da Capivara, os perfis topográficos AB e CD, que compõem a figura 18 estão localizados nessa figura.

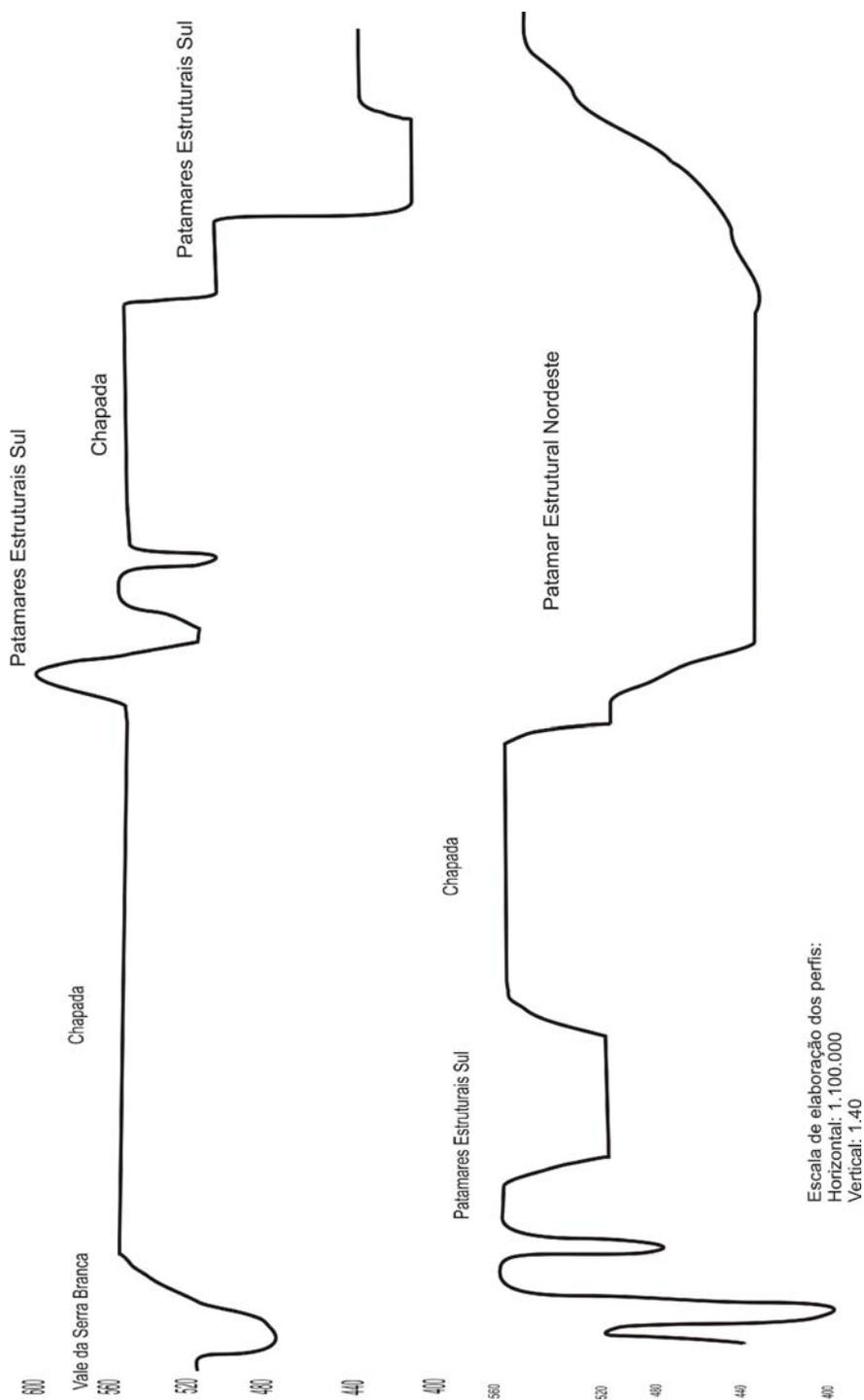


Figura 18 - Perfis topográficos do Parque Nacional Serra da Capivara, sua localização no Parque Nacional pode ser vista na figura 17.

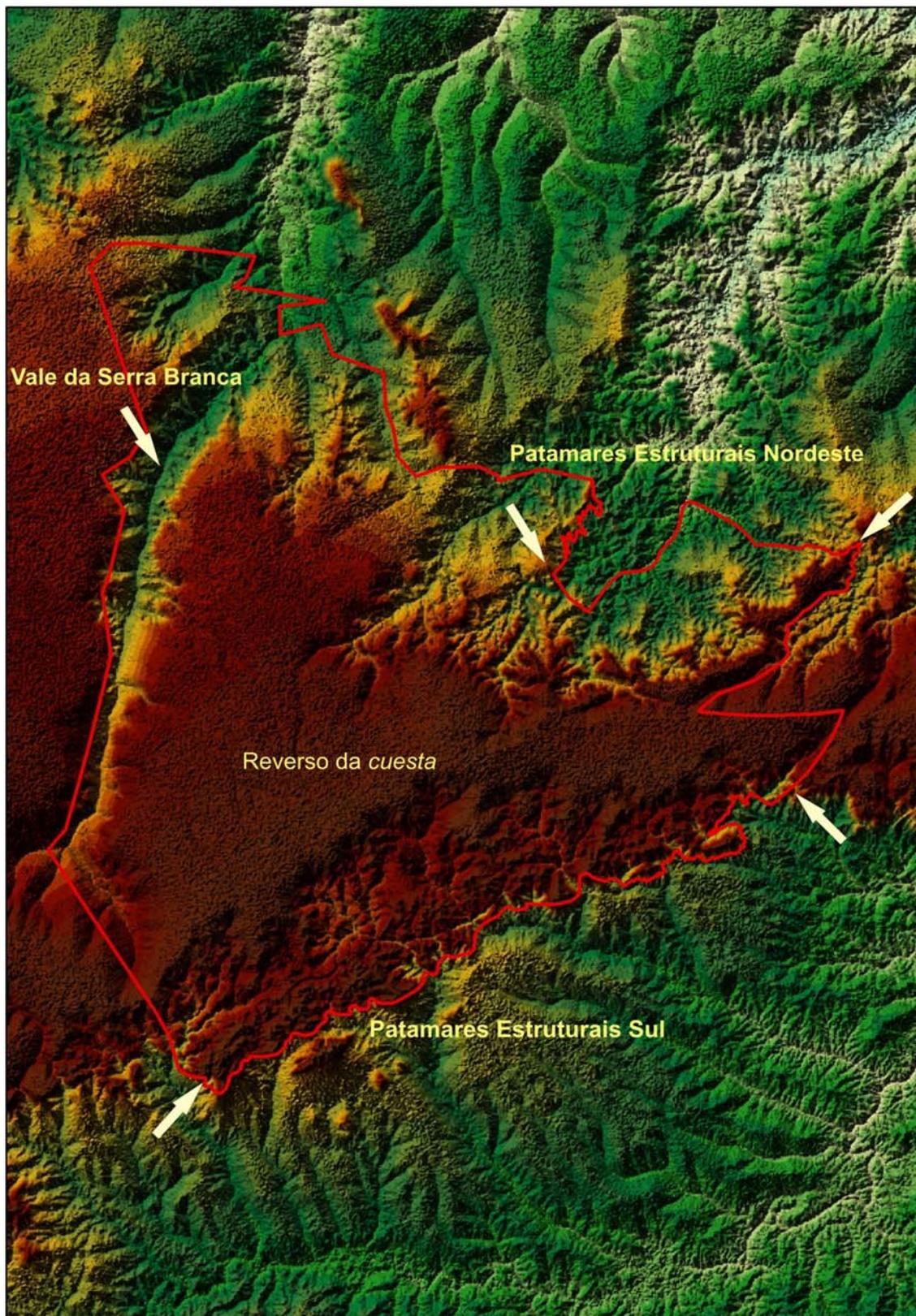


Figura 19 - Representação sem escala (utilizando dados SRTM/Embrapa) das três unidades morfoestruturais do Parque Nacional Serra da Capivara: onde se vê o vale esculpido na Serra Branca, o Reverso da *cuesta*, superfície plana dominando as porções de maior altitude, e a superfície escalonada dos Patamares Estruturais Sul e Nordeste. Fonte: Miranda, 2005.

## 5.1 Vale da Serra Branca

O compartimento morfoestrutural Vale da Serra Branca, localizado na extremidade noroeste do Parque Nacional Serra da Capivara, tem por substrato os arenitos e conglomerados do Grupo Serra Grande (Mapa 1). Podem ser traçados dois níveis de base, o primeiro, corresponde ao topo do vale com altitude que chega a 500m e o segundo, corresponde à calha de drenagem do Riacho Baixa da Lima, a 400m (Figuras 18 e 19). O vale propriamente dito está a 400m de altitude. A amplitude da dissecação entre o topo e o fundo do vale, varia de 520m no topo a 400m no fundo. A ruptura do topo tem formato convexo, quase sempre expresso sob forma de cornijas, que podem ser descritas a partir das rupturas angulosas de arestas arredondadas. A ruptura da encosta com o fundo de vale é sempre côncava. Ao longo do vale, de aproximadamente 45km de extensão, as encostas podem apresentar-se em três configurações morfológicas distintas, descritas a seguir:

1. Com topo convexo com ruptura abrupta. A partir desta ruptura, exibe uma morfologia retilínea onde se vê a rocha sã, completamente desnudada, sendo essa face retilínea uma feição de caráter erosivo. Outro nível de ruptura (côncava) marca o começo de outra morfologia, com feição de acumulação, recoberta por acúmulo de sedimentos incoesos. Os sedimentos inconsolidados, que recobrem os paredões, são derivados da alteração *in situ* do substrato rochoso. A remobilização por processos gravitacionais produziram depósitos coluviais; a coalescência desses depósitos resultam em feições deposicionais inclinadas, com as rampas recobertas por leques coluviais (Fig. 20). A espessura dos depósitos sedimentares, localizados no sopé dos paredões, pode chegar a 12m, fato observado no sítio arqueológico Toca do Pau D' Óia.



Figura 20 - Rampas de colúvios na Serra Branca, onde se pode notar a vegetação de caatinga.

2. Algumas vezes, a encosta não está denudada, mas recoberta por sedimentos inconsolidados do topo ao sopé.

3. Outras vezes, as encostas apresentam cobertura somente na baixa encosta, sendo que o topo e a média encosta permanecem denudadas.

A área do vale a 400m de altitude é formada por sistema de drenagem, composto pelo leito do Riacho Baixa da Lima, de regime intermitente, com 21 afluentes, ao longo de aproximadamente 45 km de extensão (Fig. 21). A superfície desse vale exibe alternância de antigas zonas deposicionais, apresentando a morfologia de baixos interflúvios, e o plano aluvial, as calhas de drenagem pouco incisas, caracterizam área típica de erosão. Nos interflúvios, ocorrem pontualmente morros-testemunho, que foram individualizados pela presença de rupturas côncavas e convexas.



Figura 21 - Unidade Morfoestrutural Vale da Serra Branca, em A e B margem esquerda do vale, C e D, margem direita.

## 5.2 Reverso da *Cuesta*

A segunda unidade morfoestrutural é denominada de Reverso da *Cuesta* e localiza-se no centro-norte do Parque, (Mapa 01, Figuras 18 e 19). Tem por substrato os arenitos da Formação Itaim e argilitos e folhelhos sílticos da Formação Pimenteiras, que integram o Grupo Canindé. Essa unidade morfoestrutural representa o reverso da *cuesta* suavemente inclinada. É uma área plana, às vezes com uma suave ondulação. Morfologicamente é composta por uma superfície de aplainamento, com altitudes que variam de 560 a 600m. É recoberta por sedimentos arenosos, de origem elúvio-coluvial, e possui baixo grau de dissecação, pois as calhas de drenagem são em número reduzido com incisões rasas. A unidade é totalmente recoberta por sedimentos elúvio-coluviais, evidenciando a ação de processos de intemperismo e sedimentação (Fig. 22).



Figura 22 - O Reverso da cuesta, (indicado pela seta) representado por uma superfície plana e recoberta por sedimentos elúvio-coluviais

## 5.3 Patamares Estruturais

A terceira unidade morfoestrutural é chamada de Patamares Estruturais, que tem por substrato arenitos da Formação Itaim, argilitos e folhelhos sílticos da Formação Pimenteiras que integram o Grupo Canindé e os arenitos e conglomerados do Grupo Serra Grande. É subdividida em Patamares Estruturais Sul e Patamares Estruturais Nordeste; que ocupam a borda sul e a porção nordeste do Parque respectivamente (Mapa 01, Figuras 18 e 19).

### 5.3.1 Patamares Estruturais a Sul do Parque

A configuração do relevo, na borda da Serra da Capivara, é típica de um relevo de bacias sedimentares. A *cuesta* é o elemento principal. Trata-se de uma elevação assimétrica, com o *front* voltado para a Província Borborema. A amplitude da dissecação entre o topo da *cuesta* e o seu sopé, já na Província Borborema, varia de 200 a 250m. O *front* da *cuesta* apresenta a cornija na parte superior, caracterizada por morfologia retilínea, onde

a rocha está totalmente denudada. Logo abaixo da cornija, o *front* passa a ter morfologia côncava, totalmente recoberta por sedimentos inconsolidados, no topo dessa morfologia côncava. Frequentemente é encontrada grande quantidade de blocos desmoronados por mobilização mecânica, sob efeito da gravidade de blocos isolados ou em pacotes. Os sedimentos inconsolidados, que recobrem os paredões, são derivados da alteração *in situ* do substrato rochoso. Esses sedimentos foram remobilizados por processos gravitacionais, que produziram depósitos coluviais, e a coalescência desses depósitos resultam nas feições deposicionais inclinadas. As rampas são recobertas por leques de colúvio, desde o topo, ou desde a porção mediana da encosta até o sopé (Fig. 23).



Figura 23 - *Front* da *cuesta* na área do Parque Nacional Serra da Capivara, onde se observam os paredões completamente denudados à esquerda, no centro cornija e logo abaixo as rampas de colúvio. Foto: Adolfo Okuyama, 2007.

O topo da área do *front* é intensamente dissecado por processos erosivos e essa dissecação é facilitada pela existência de intensa rede de fraturamento das rochas. Nesse espaço, a configuração do relevo é escalonada, formando quatro níveis de patamares, onde o mais alto representa o topo da cornija que está no mesmo nível altimétrico do reverso da *cuesta*, os chamados Patamares Estruturais do Sul do Parque (Fig. 24)

O Patamar 1 situa-se na parte mais alta, a 560m de altitude, onde a superfície é muito ondulada e apresenta delgada cobertura de sedimentos e muitas áreas com exposição de rocha (lajeados). Nessa área ocorre densa rede de falhas e fraturas. A drenagem se apresenta com vales suspensos, ou como vales profundos e pouco entalhados. A ocorrência dessa estrutura mais alta se restringe à extremidade leste, ao sul do Parque (Mapa 01).

O Patamar 2 está a 540m de altitude e apresenta-se como degrau ou patamar imediatamente abaixo do patamar mais alto, ou como morros-testemunho (Mapa 01).

O Patamar 3 constitui nível bastante dissecado, tendo deixado na paisagem somente morros-testemunho (Mapa 01).

O Patamar 4 está em altitudes que variam entre 440 e 520m. Ele representa uma superfície pouco dissecada e suavemente ondulada. A ação da sedimentação nessa área é pouco eficiente, conforme comprovado pela delgada cobertura de sedimentos inconsolidados, ou mesmo pela existência de lajeados, que são afloramentos de rocha sã na superfície do solo, exibindo áreas muito variáveis. A rede de drenagem nesse patamar tem um grau de incisão muito baixo, sendo as calhas de drenagens muito rasas (Mapa 01).

Esse conjunto de patamares não apresenta acúmulo de sedimentos. Nos paredões da borda da bacia, localmente ocorrem depósitos de colúvio, que recobrem encostas de morfologia côncava e, ocasionalmente, no topo desses depósitos, ocorrem blocos desmoronados.

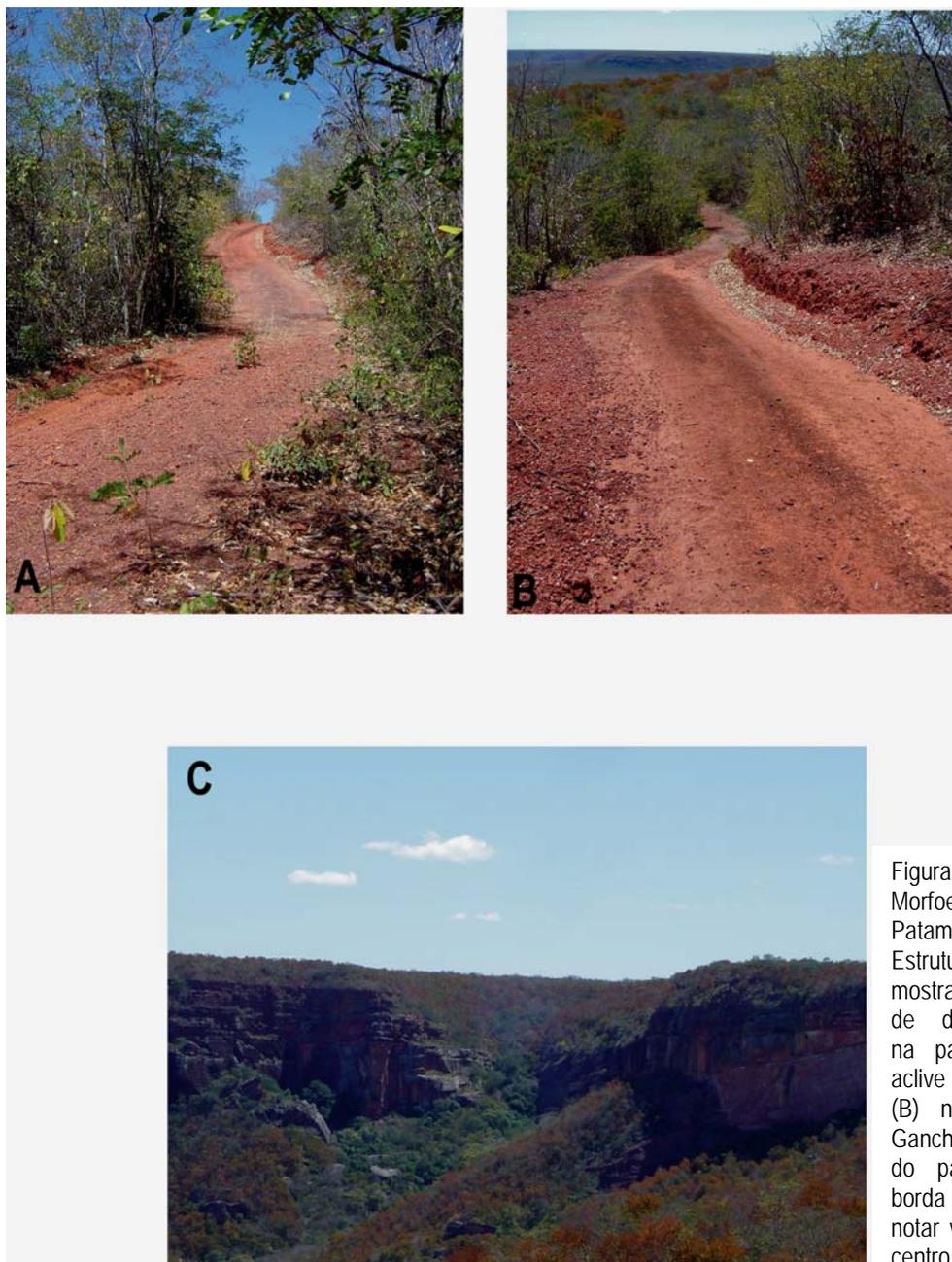


Figura 24 - Unidade Morfoestrutural Patamares Estruturais Sul, para mostrar a existência de desnivelamentos na paisagem, notar aclive (A) e declive (B) na estrada do Gancho, em C, vista do patamar 4, na borda da cuesta, notar vale estreito no centro da fotografia.

### 5.3.2 Patamares Estruturais a Nordeste do Parque

Na extremidade nordeste do Parque, outro sistema de Patamares Estruturais se configura, relacionado aos afloramentos das formações Itaim e Pimenteiras. A existência de superfícies estruturais escalonadas nessa área deve-se à instalação de uma densa rede de drenagem, que gerou níveis de entalhe diferenciados, à medida que a erosão regressiva atacava rochas, com diversos graus de suscetibilidade ao desgaste erosivo, como são os arenitos da Formação Itaim e os argilitos e folhelhos sílticos da Formação Pimenteiras. Essa unidade de patamares também não apresenta cobertura sedimentar quaternária (Mapa 01, Figuras 18, 19 e 25).



Figura 25 - Notar desnivelamento na estrada do Gongo, extremidade noroeste da Serra da Capivara, devido a presença de patamares estruturais.

A carta geomorfológica da região de São Raimundo Nonato (PI), feita por Pellerin (1984 b), objetivou o reconhecimento das formas de relevo, descrevendo três conjuntos geomorfológicos e suas respectivas formações superficiais. As formações superficiais são descritas do ponto de vista pedológico, ou seja, como solos, abordando aspectos da suas características físicas, mineralógicas e evolução pedogenética.

O mapeamento que ora se apresenta foi feito com a finalidade de cartografar os depósitos sedimentares inconsolidados quaternários, na área do Parque Nacional Serra da Capivara, e as estruturas de relevo a eles associados, isto é, mapeamento da forma, que é um reflexo da estrutura geológica e das coberturas sedimentares presentes.

Os conjuntos geomorfológicos, denominados por Pellerin (1984 a, b) de planalto arenítico e *cuesta*, são recobertos por formações superficiais, compostas por alteritos e solos denominados de solos areno-argiloso, do tipo latossolo e as couraças ferruginosas.

No presente mapeamento, os dois conjuntos geomorfológicos (planalto arenítico e *cuesta*) foram desdobrados em três unidades morfoestruturais, o Vale da Serra Branca, a Chapada e os Patamares Estruturais do Sul e do Nordeste. Essa pesquisa identificou depósitos sedimentares quaternários, de origem coluvial e elúvio-coluvial. Os depósitos coluviais foram encontrados nas unidades Vale Estrutural da Serra Branca e Patamares Estruturais, e os depósitos elúvio-coluviais recobrimo a chapada.

A evolução das encostas adequa-se ao modelo de Meis e Moura (1984), que se dá por controle dos níveis de base locais, responsáveis pela configuração de duas dinâmicas de evolução distinta. São eles os responsáveis pela elaboração de feições características na topografia das encostas, e nas seqüências deposicionais. A articulação da geometria de superfície, com a das unidades deposicionais do substrato, numa perspectiva tridimensional, possibilitaram a identificação de variações temporais e espaciais, nas sucessivas deposições e retrabalhamentos dos sedimentos coluviais.

A encosta, portanto, tem dois padrões básicos de comportamento:

a) Degradação do nível de base: nessa fase a encosta recua e está sendo continuamente dissecada pelos processos erosivos que carregam os sedimentos, levando ao retrabalhamento e transporte sucessivas camadas de deposição ao longo da encosta.

b) Agradação do nível de base: nesse caso, a elevação do nível de base é a responsável pela retenção das unidades deposicionais nas porções inferiores da encosta, caracterizando a superposição vertical das camadas e a formação de pacotes coluviais mais espessos.

c) Inversão do relevo.

Não obstante a evolução das encostas na Serra da Capivara, não atinge a inversão do relevo. No clima úmido do sudeste brasileiro, a rede de drenagem teve uma maior manutenção da sua capacidade/existência, que desencadearam processos de inversão do relevo. A seqüência de interflúvios na Serra Branca tem morfologia suave representando uma única superfície de aplainamento que vem sendo construída na paisagem ao longo do tempo.

---

---

## CAPÍTULO 6

### SEDIMENTAÇÃO PLEISTOCÊNICA E HOLOCÊNICA NO PARQUE NACIONAL SERRA DA CAPIVARA E ENTORNO

---

---

O reconhecimento e a caracterização da cobertura sedimentar quaternária, na área do Parque Nacional Serra da Capivara e circunvizinhanças, foi feito através de mapeamento morfoestrutural, baseado em trabalhos de gabinete e de campo, descrição de afloramentos e coleta de amostras para caracterizações sedimentológica e geocronológica. A integração desses dados permitiu o estabelecimento de três ambientes deposicionais, relacionados a duas províncias geológicas distintas, Bacia Sedimentar do Parnaíba e Faixa de Dobramentos Riacho do Pontal e também a duas unidades geomorfológicas distintas, *cuesta* e pedimento, respectivamente.

Os depósitos sedimentares quaternários da Bacia do Parnaíba têm por substrato e área fonte arenitos, conglomerados e folhelhos sílticos de idade paleozóica. A morfologia dessa área é cuestiforme esculpida em relevo ora plano, ora acidentado. Foram encontradas duas unidades deposicionais quaternárias: elúvio-colúviais e colúviais. Recobrimo a unidade morfoestrutural Reverso da *cuesta*, estão os depósitos arenosos elúvio-colúviais, cujo substrato é composto por arenitos da Formação Itaim, além de argilitos e folhelhos sílticos da Formação Pimenteira. O relevo acidentado esculpido nas rochas do Grupo Serra Grande possibilitou a existência de encostas íngremes, situadas nas unidades morfoestruturais, como o Vale da Serra Branca e os Patamares Estruturais, onde repousam os depósitos colúviais.

Os depósitos sedimentares quaternários também ocorrem sobrepostos a mármore, micaxistos e gnaisses da Faixa Riacho do Pontal, de idade pré-cambriana. Do ponto de vista geomorfológico trata-se de um pedimento, ou seja, de uma vasta área de erosão, situada no sopé da *cuesta*, que se inclina suavemente, a partir dos seus bordos, rumo à calha central do rio Piauí. Os sedimentos foram classificados em duas gêneses distintas, uma originada a partir de processos gravitacionais, que resultaram em colúvios, e a outra, a partir de processos fluviais formadores de aluviões. Os depósitos colúviais estão associados principalmente aos afloramentos de mármore esculpido em relevo cárstico, preenchendo cavernas, lapíás, ou em suas áreas externas em baixa encosta. Os depósitos aluviais estão diretamente associados aos terraços nas margens do Rio Piauí e seus afluentes. A figura 26 mostra as localizações dos afloramentos estudados.



### 6.1 Depósitos elúvio-colúviais

Os depósitos elúvio-colúviais são encontrados na unidade morfoestrutural Reverso da cuesta (cf. mapa 01). Têm substrato composto por arenitos da Formação Itaim, argilitos e folhelhos sílticos da Formação Pimenteira. São areias inconsolidadas, amareladas, esbranquiçadas, violáceas e avermelhadas (Fig. 27), provavelmente de espessura delgada, pois, às vezes, a exposição da rocha inalterada substitui esses sedimentos.



Figura 27 - Estrada que contorna a chapada do Parque Nacional Serra da Capivara, e que cruza quase todo o parque no sentido leste-oeste, passando pelo Zabelê, para a localização ver a figura 1. Notar os sedimentos elúvio-colúviais, areia avermelhada e notar também a configuração plana do terreno.

Os depósitos foram classificados como elúvio-colúviais, pois são materiais correspondentes a desintegração e decomposição da rocha-mãe, formados pela ação do intemperismo físico e químico; esses sedimentos formam contatos gradacionais com a rocha-mãe. São encontrados em posição restrita na paisagem, associada à porção topográfica mais plana e elevada da área de estudo, o topo do Reverso da *cuesta*.

Foram feitas 10 escavações, com profundidade média de 0,5m a 0,6m, para a retirada de amostras com a finalidade de caracterizá-las quanto aos aspectos sedimentológicos e geocronológicos. A localização desses pontos na área de estudo pode ser vista na figura 26.

A tabela 6 apresenta os dados dos afloramentos, como localização geográfica em coordenadas UTM, número de amostras para datação por TL/LOE, e os números de amostras coletadas para análises sedimentológicas e unidade morfoestrutural.

Tabela 6 - Lista dos pontos amostrados em depósitos elúvio-coluviais.

ESTAÇÃO DE COLETA	LATITUDE	LONGITUDE	TL/LOE	SEDIMENTOLOGIA	UNIDADE MORFOESTRUTURAL
SC-15	0763775	9063024	1	3	Reverso da <i>cuesta</i>
SC 35	0757797	9039490	1	3	Reverso da <i>cuesta</i>
SC 37	0762754	9036118	1	2	Reverso da <i>cuesta</i>
SC-48	0776905	9034154	1	3	Reverso da <i>cuesta</i>
SC-71	0754613	9060188		3	Reverso da <i>cuesta</i>
SC-72	0756459	9063640		3	Reverso da <i>cuesta</i>
SC-73	0765101	9057934		3	Reverso da <i>cuesta</i>
SC-89	0754689	9061280	1	3	Reverso da <i>cuesta</i>
SC-90	0776762	9043290	1	3	Reverso da <i>cuesta</i>
SC-91	0775518	9038570	1	3	Reverso da <i>cuesta</i>

Os depósitos elúvio-coluviais são formados por areias de coloração variada, pobremente selecionadas, conforme figura 28.

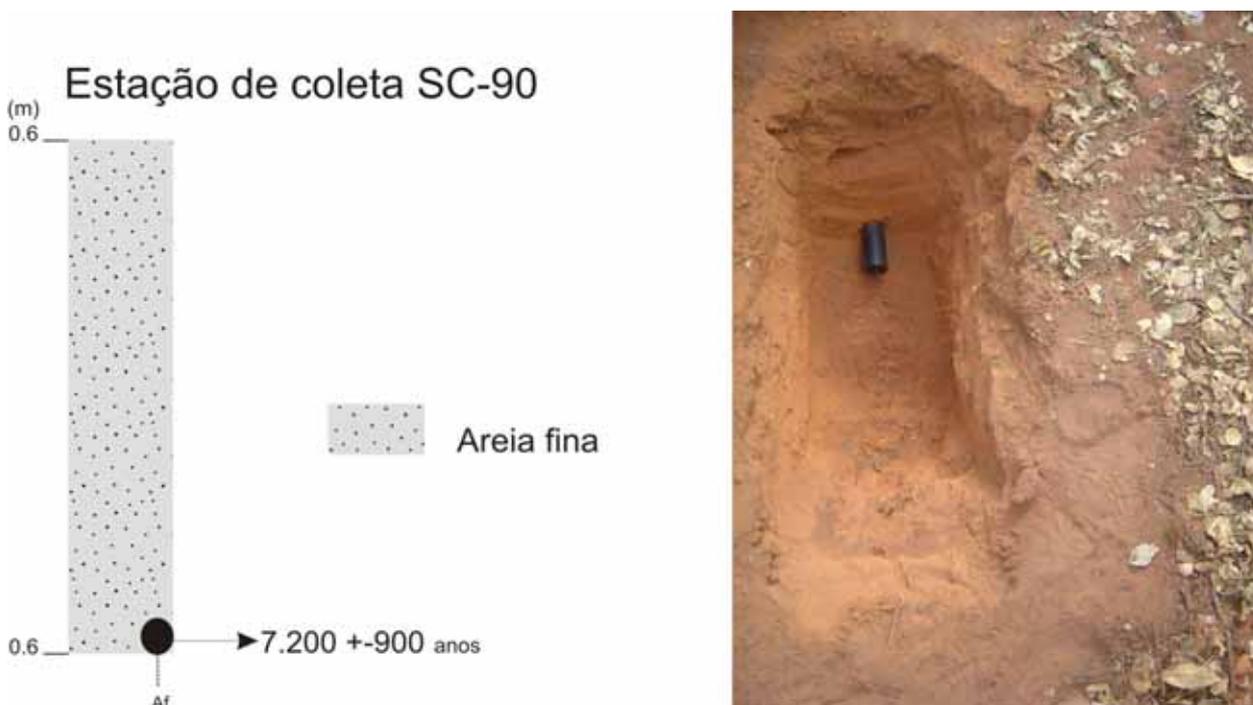


Figura 28 - Estação de coleta SC-90 (UTM 0776762; 9043290), depósito arenoso. Notar o tubo de coleta para datação por luminescência.

### 6.1.1 Características granulométricas dos depósitos elúvio-colúviais

Quanto à distribuição dos valores das classes modais (anexo 1), os sedimentos provenientes dos depósitos elúvio-colúviais foram classificados como sendo compostos por areia, areia lamosa e lama cascalho arenosa, conforme pode ser visto na figura 29, o diâmetro médio varia de areia muito fina a areia fina. A figura 30 apresenta a curva de distribuição de frequência acumulada dessas areias, que sofreram pequeno transporte e são produtos do intemperismo químico e físico, que desagregou o substrato rochoso formado pelas formações Itaim e Pimenteira.

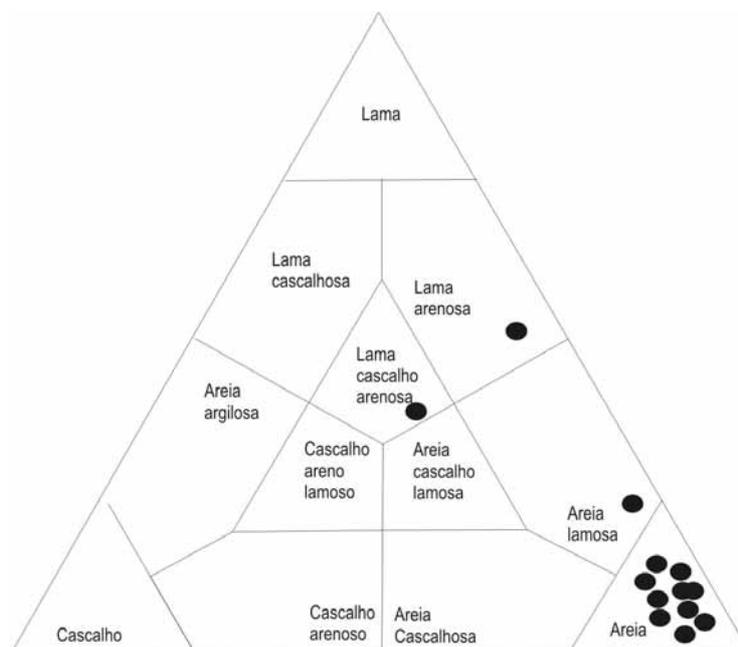


Figura 29 - Diagrama de Shepard para amostras elúvio-colúviais.

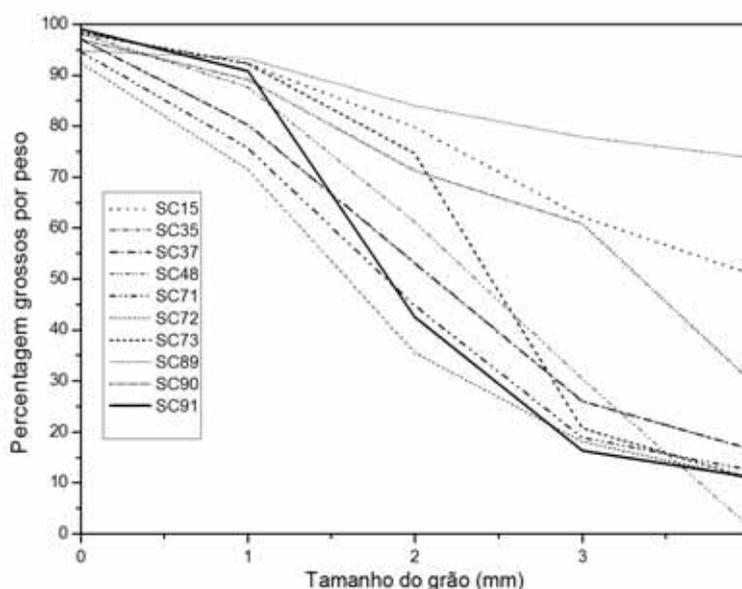


Figura 30 - Distribuição da frequência acumulada da fração areia nas amostras provenientes dos afloramentos da unidade elúvio-colúvial.

O grau de seleção, segundo MacManus (1998), é calculado levando em conta a avaliação da dispersão das percentagens granulométricas ao redor da média, representada pela largura da curva de frequência, ou pelo formato da distribuição de frequência cumulativa. Os resultados das análises das amostras indicam sedimentos muito pobre e pobremente selecionados (anexo1).

Os valores de assimetria estão relacionados à variação da distribuição em relação a uma curva de distribuição normal (onde os valores da mediana e da média coincidem). Ela também indica a natureza do fluxo. Se for unidirecional, a assimetria será positiva; se for bidirecional, a assimetria será negativa. A assimetria positiva gera uma concentração de grãos mais grossos e uma cauda de finos, e a assimetria negativa apresenta uma maior concentração de grãos mais finos e uma cauda de grossos. Os valores de assimetria são bastante variáveis de negativo, passando por valores simétricos, e até muito positivos (anexo 1). Por ser tratar de depósitos ainda fortemente ligados a sua rocha-mãe, provavelmente refletem os ambientes deposicionais das suas rochas matrizes.

A curtose reflete o grau de agudez dos picos nas curvas de distribuição de frequência e indica a razão de espalhamento média das caudas da distribuição, em relação ao desvio padrão (Suguio, 1973). O caráter de bimodalidade ou polimodalidade é demonstrado pela curtose, como sugerem Folk e Ward (1957). Suguio (1973) afirma que a ocorrência de distribuição com mais de uma classe modal em combinação com valores muito altos ou muito baixos de curtose sugere uma forte relação com o tipo de transporte. Tais sedimentos podem ter sofrido seleção em uma região de alta energia, transportados e depositados sem mudanças nas características. Assim, o produto desse transporte resultaria em sedimentos selecionados. Nessas amostras os valores variam bastante, de muito leptocúrticos a platicúrticos (ver anexo 1), porém, no que diz respeito à seleção do material, os resultados indicam que todas as amostras são compostas por sedimentos pobremente selecionados, característicos de lentos processos de rastejo. Os valores de curtose, portanto, devem refletir a área fonte, mais que a distância de transporte.

#### 6.1.2 Dados geocronológicos dos depósitos elúvio-colúviais

A cronologia para os sedimentos elúvio-colúviais do Parque Nacional Serra da Capivara foi estabelecida por luminescência opticamente estimulada (LOE), pois o método da LOE supera o da TL, devido ao fato de que o tempo necessário para “zerar o relógio geológico” é bem menor, isto é, de apenas alguns segundos, enquanto que, no segundo, são necessárias algumas horas. As idades TL apresentadas não foram aqui consideradas, uma vez que devem conter erro maior, devido à origem do material, resultante de pequeno transporte e, conseqüentemente, pouca exposição à radiação solar.

As idades obtidas, que podem ser vistas na tabela 7 e na figura 31, indicam que os sedimentos sofreram remobilização por rastejo predominantemente durante o Holoceno. As idades obtidas por LOE, variaram de  $3.500 \pm 420$  a  $11.800 \pm 1450$  anos, isto é, são praticamente holocênicas.

Tabela 7 - Datações por TL e LOE referentes aos depósitos elúvio-coluviais.

ESTAÇÃO DE COLETA	DOSE ANUAL ( $\mu\text{GY}/\text{ANO}$ )	Q (DOSE AC)		IDADE LOE	IDADE TL
		LOE	TL		
SC-15	$1250 \pm 25$	14,2	14,7	$11.800 \pm 1450$	$12.300 \pm 1500$
SC-35	$880 \pm 16$	Sem sinal	9,15	sem sinal	$11.000 \pm 1320$
SC-37	$850 \pm 16$	2,8	2,3	$3.500 \pm 420$	$2.800 \pm 340$
SC-48	$890 \pm 17$	5,6	5,0	$6.700 \pm 800$	$6.000 \pm 720$
SC-90	$1.400 \pm 100$	5,5	7,0	$7.200 \pm 900$	$8.650 \pm 1.080$
SC-91	$710 \pm 80$	5,5	7,0	$7.260 \pm 1.255$	$9.880 \pm 1.600$

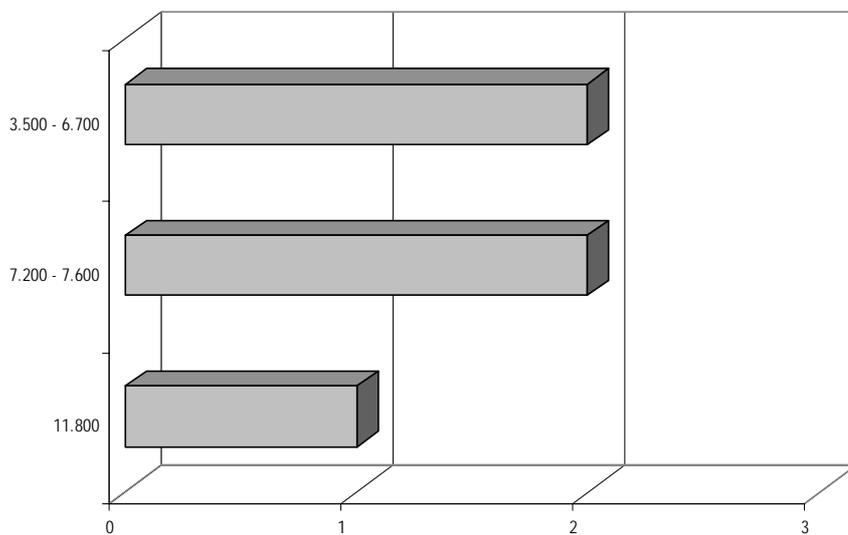


Figura 31 - Idade LOE versus número de amostras dos depósitos elúvio-coluviais.

### 6.1.3 Integração dos dados

Os depósitos elúvio-coluviais situam-se no compartimento topográfico mais alto da área de estudo, em altitudes variáveis entre 560 a 600m. Nessas áreas as coberturas inconsolidadas foram geradas praticamente *in situ* pelo intemperismo da rocha-mãe. Não obstante, houve remobilização por curtas distâncias, ao longo do tempo, uma vez que as amostras exibiram boas curvas de calibração de luminescência. Isso só ocorre, quando os sedimentos são expostos à luz solar, por tempo suficiente (poucos segundos), para que toda a luminescência adquirida previamente seja eliminada, e o relógio geológico “zerado”, para que se faça a datação.

Segundo Heimsath *et al.* (2002), os sedimentos inconsolidados se movem devagar, vertente abaixo, por rastejo e escoamento. Observações em morros convexos mostraram que a espessura do solo decresce, com o aumento da curvatura da topografia, favorável a idéia de que o rastejo ocorre por difusão, isto é, por processos com sedimentação, com fluxo linear proporcional ao declive da superfície. Os sedimentos inconsolidados podem ser revolvidos também por insetos e eventualmente quando a vegetação é bruscamente arrancada por ventos.

O processo de rastejo promove o retrabalhamento sucessivo das coberturas inconsolidadas, inicialmente localizadas em níveis topográficos mais altos para níveis mais baixos, quando os grãos ficam expostos à luz solar. Os processos de rastejo são movimentos de massa lentos, através das vertentes, mas com suficiente revolvimento para levar as partículas de sedimentos à exposição subárea, que “zera” o relógio geológico. Ao longo do tempo, os sucessivos movimentos gravitacionais agregariam novas camadas de sedimentos inconsolidados, sendo acrescentadas verticalmente, obedecendo ao princípio da sobreposição, formando assim um manto de cobertura sobre a paisagem (Sallun e Suguio, 2005).

A análise granulométrica das amostras revela sedimentos finos, pobre e muito pobremente selecionados, e as seções dos depósitos demonstram que eles não possuem estrutura sedimentar, caracterizando-se como coberturas, geradas por movimentos de massa e transporte por pequenas distâncias.

A partir das idades obtidas, os depósitos elúvio-coluviais sofreram rastejo pela última vez no final do Pleistoceno (1 amostra, SC-15) e durante o Holoceno (demais amostras), principalmente no Holoceno Médio, entre 3.500 e 7.600 anos.

## 6.2 Depósitos colúviais

As paisagens nos trópicos são freqüentemente recobertas por sedimentos incoesos, que representam o testemunho das diferentes mudanças físicas nos sistemas naturais da superfície terrestre, que ocorreram durante o Pleistoceno e Holoceno. Assim, como nos planaltos do Sudeste Brasileiro, amplamente estudados nos trabalhos de Meis (1977), Mondenesi (1980), Moura e Meis (1980,1986), Meis e Moura (1984), Mello e Moura (1991), Mello (1992), Modenesi (1992), Modenesi e Toledo (1993), Modenesi-Gauttieri e Toledo (1996), dentre outros. Nos diferentes compartimentos morfoestruturais da Serra da Capivara e circunvizinhanças, os colúvios representam uma cobertura de freqüência considerável na paisagem.

A sedimentação colúvial na área de estudo deu-se em unidades geológicas e geomorfológicas distintas. Desse fato, resultam depósitos que diferem entre si quanto à morfoestratigrafia e à sedimentologia. Foram identificados colúvios associados à unidade morfoestrutural Vale da Serra Branca; à unidade morfoestrutural Patamares Estruturais e ao pedimento nas rochas pré-cambrianas. As melhores exposições desses sedimentos são vistas nas trincheiras escavadas em sítios arqueológicos, localizados nos sopés das encostas, ou no caso da área do pedimento, associados aos maciços de mármore.

Os depósitos quaternários, associados às encostas do Grupo Serra Grande e Formação Itaim, são constituídos por camadas alternadas de areias amareladas e de concentrações de fragmentos de arenitos, ou de areias amareladas e cascalhos, de estrutura maciça e espessura variando entre 3,20m a 12m. Com exceção dos afloramentos SC-21, todos os demais contêm vestígios arqueológicos. Os depósitos associados à Faixa Riacho do Pontal são argilo-arenosos a seixosos avermelhados; com exceção do afloramento SC-85, todos os outros contêm vestígios arqueológicos e/ou paleontológicos.

A localização dos afloramentos colúviais pode ser visualizada na figura 26. A tabela 8 apresenta os dados dos afloramentos, com localização geográfica em coordenadas UTM, número de amostras para datação por TL e LOE, e os números de amostras coletadas para análises sedimentológicas e as unidades geomorfológicas correspondentes.

Tabela 8 - Lista dos pontos amostrados em depósitos colúviais.

ESTAÇÃO DE COLETA	LATITUDE	LONGITUDE	TL/LOE	SEDIMENTOLOGIA	<sup>14</sup> C	UNIDADE GEOMORFOLÓGICA
SC-01 Toca do Vento	0750262	9041780	03	06	01	Vale da Serra Branca
SC-21	0759757	9060696	01	04	01	Vale da Serra Branca
SC 49 Sítio do Meio	0770103	9023218	02	06		Patamares Estruturais Sul
SC-50 Toca do Elias	0768286	9021494	02	03		Patamares Estruturais Sul
SC-57 Toca do Garrincho	0763039	9012586	02	05		Pedimento
SC-61 Toca de C. dos Pilão	0768739	9019346	01	05		Pedimento
SC-65 Toca do Barrigudo	0784352	9025718	03	03		Pedimento
SC-80 Toca do Perna l	0762562	9021778	02	06		Patamares Estruturais Sul
SC 85	0762879	9011454	02	03		Pedimento
SC-86 Toca da Gamela	0750254	9042206	02	06		Vale da Serra Branca
SC-87 Toca do Pica-pau	0751854	9047080	03	09		Vale da Serra Branca
SC-88 Toca do Inharé	0751900	9047146	03	09		Vale da Serra Branca

### 6.2.1 Colúvios da Serra Branca

Os sedimentos estão localizados em rampas de colúvio e recobrem os paredões do vale da Serra Branca, cuja descrição morfoestrutural pode ser vista no capítulo 5. O estudo desses sedimentos foi facilitado pela presença de trincheiras abertas, durante escavações arqueológicas. Foram estudados quatro afloramentos, ou seja, quatro trincheiras arqueológicas, estas representadas pelas estações de coleta SC-01 (Toca do Vento) de 5m de profundidade, SC-86 (Toca da Gamela) de 2,10m de profundidade, SC-87 (Toca do Pica-pau) de 4,4m de profundidade, SC-88 (Toca do Inharé) de 5m de profundidade. As posições topográficas de todas essas trincheiras arqueológicas são de média encosta.

Os depósitos compreendem duas litologias distintas, uma arenácea e outra rudácea, que se apresentam de maneira alternada, em cada uma das trincheiras escavadas. A primeira litologia é um colúvio arenoso, e a segunda, corresponde a níveis com seixos, blocos, calhaus, às vezes, matações, angulosos a subangulosos de arenito em matriz arenosa, doravante chamada de camada de fragmentos de arenito.

A unidade arenosa constitui a porção basal de todos os afloramentos, com exceção da Toca da Gamela (Figuras 32, 33, 34 e 35) e se alterna com níveis de fragmentos de arenito. As amostras retiradas da parte basal na Toca do Vento e na Toca do Pica-pau são classificadas como areia lamosa, e todas as outras amostras desses depósitos foram classificadas como areia. Existe variação no diâmetro médio, entre areia muito fina e areia fina, sendo a areia muito fina encontrada somente na camada basal da Toca do Vento e da Toca do Pica-pau. Todas as amostras foram classificadas como pobremente selecionadas. Os sedimentos apresentam estrutura maciça.

A segunda litologia é rudácea, composta por clastos de arenito em matriz arenosa. A quantidade e a espessura variam em cada afloramento. A Toca do Vento possui dois níveis com espessuras de 0,24m e 0,32m; no nível menos espesso, são encontrados seixos arredondados de quartzo. A Toca da Gamela possui apenas a camada basal de 0,30m, composta por seixos e blocos de arenito, em matriz arenosa. Na Toca do Pica-pau, as concentrações de blocos ocorrem em três níveis diferentes, com 0,27m, 0,05m e 0,15m de espessura. Na Toca do Inharé, é verificada a presença de um nível de 0,10m de espessura. Esses clastos são de arenito do Grupo Serra Grande. São angulosos a subangulosos, e os tamanhos variam de 0,03m a 0,50m de comprimento, sendo que a maioria deles tem tamanhos entre 0,1m a 0,2m. Formam concentrações que interrompem a deposição da areia. Eventualmente podem ocorrer seixos arredondados de quartzo.

Fragmentos de carvão são encontrados em todos os afloramentos, exceto na Toca da Gamela. Na Toca do Vento, ocorrem uma camada descontínua de 0,15m com fragmentos de até 0,03m de comprimento e concentrações de fogueiras, na parte superior do depósito. Na Toca do Pica-pau, o tamanho dos fragmentos de carvão varia do milímetro até 0,03m e são encontrados dispersos por todo o afloramento, ou concentrados em níveis de fogueiras. No afloramento Toca do Inharé, duas concentrações de fragmentos são encontradas, com 2m e 4m de espessura.

As idades LOE, obtidas para esses afloramentos, (Figuras 32, 33, 34 e 35) variam de 135.000 a 11.360 anos. Considerando as margens de erro, é possível determinar três conjuntos cronológicos de eventos de colúviação. O primeiro, entre 135 a 84 mil anos, o segundo, entre 29 e 21 mil anos, e o terceiro, entre 12 e 11 mil anos. As datações abrangem idades do Pleistoceno Superior até a transição Pleistoceno-Holoceno.

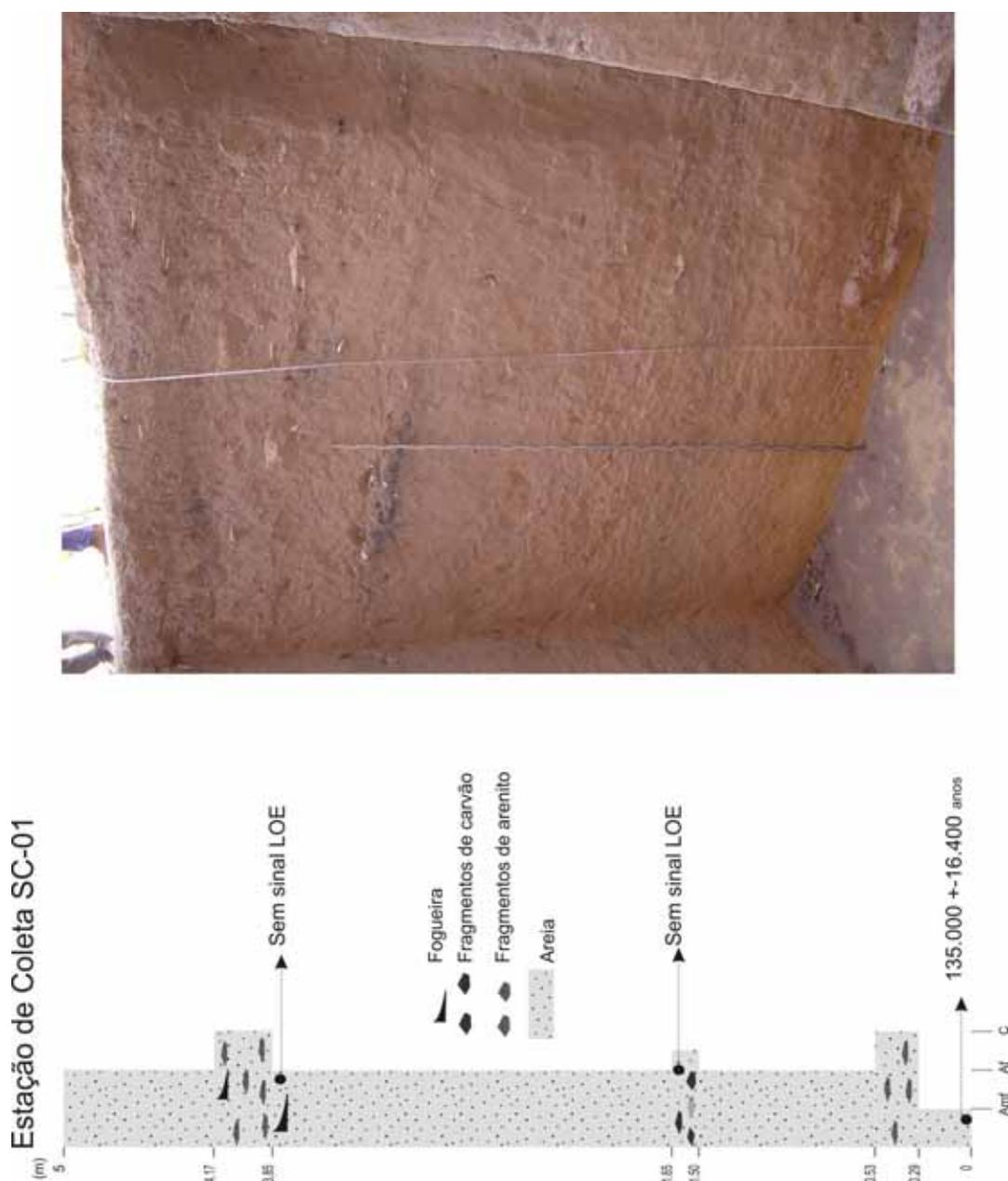


Figura 32: Estação de coleta SC-01 (Toca do Vento) que está localizada na unidade morfoestrutural Vale da Serra Branca. Depósito arenoso de 5m de espessura, onde ocorrem duas concentrações de fragmentos de arenito, seixos de quartzo, e fragmentos de carvão esparsos ou concentrados em fogueiras.

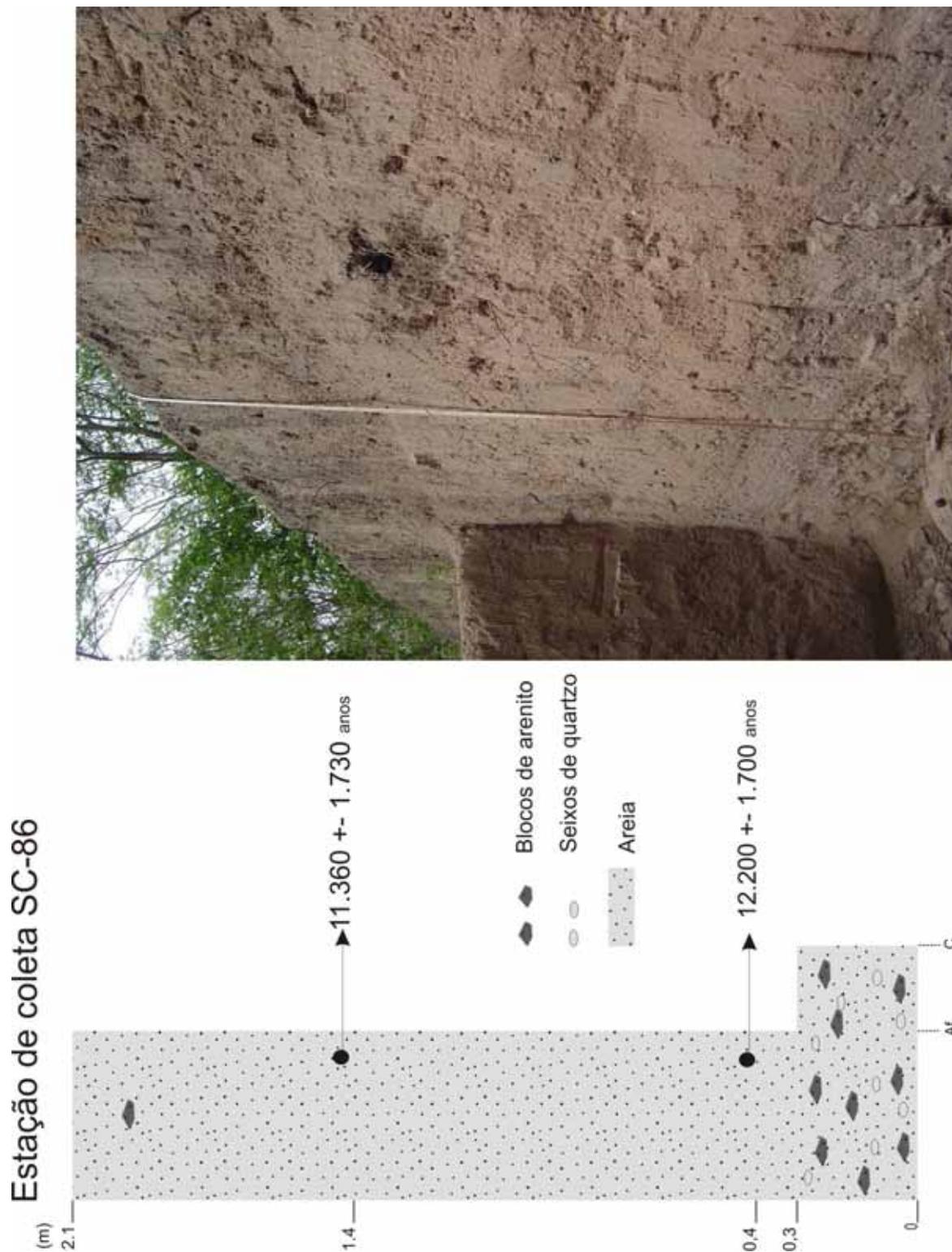


Figura 33. Seção colunar do afloramento SC-86 (Toca da Gamela) que está localizada na unidade morfoestrutural Vale da Serra Branca, que exibe depósito arenoso, cuja base é formada de fragmentos de arenito, seixos e blocos angulosos de arenitos e também seixos arredondados de quartzo.

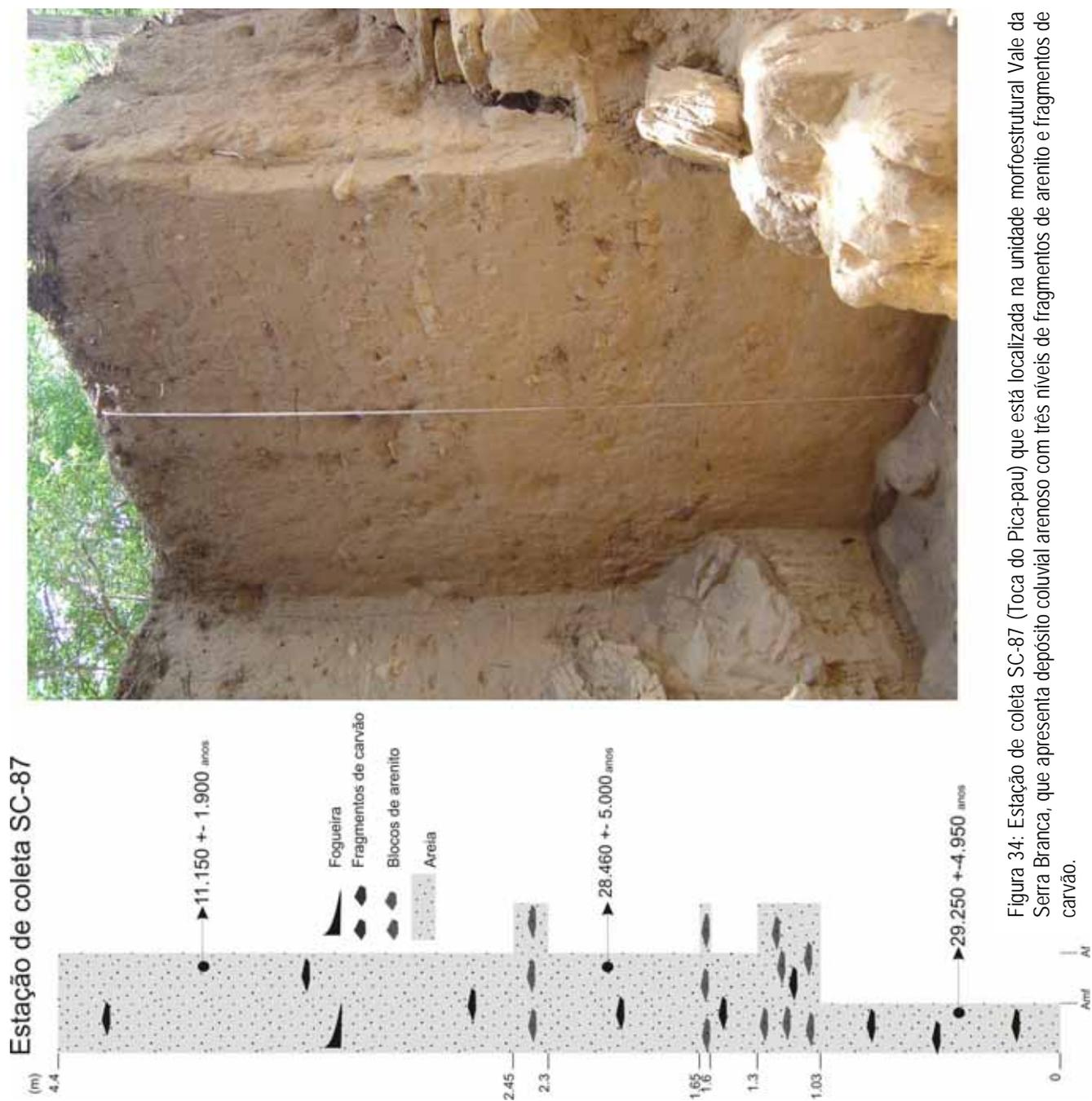


Figura 34: Estação de coleta SC-87 (Toca do Pica-pau) que está localizada na unidade morfoestrutural Vale da Serra Branca, que apresenta depósito colúvia arenoso com três níveis de fragmentos de arenito e fragmentos de carvão.

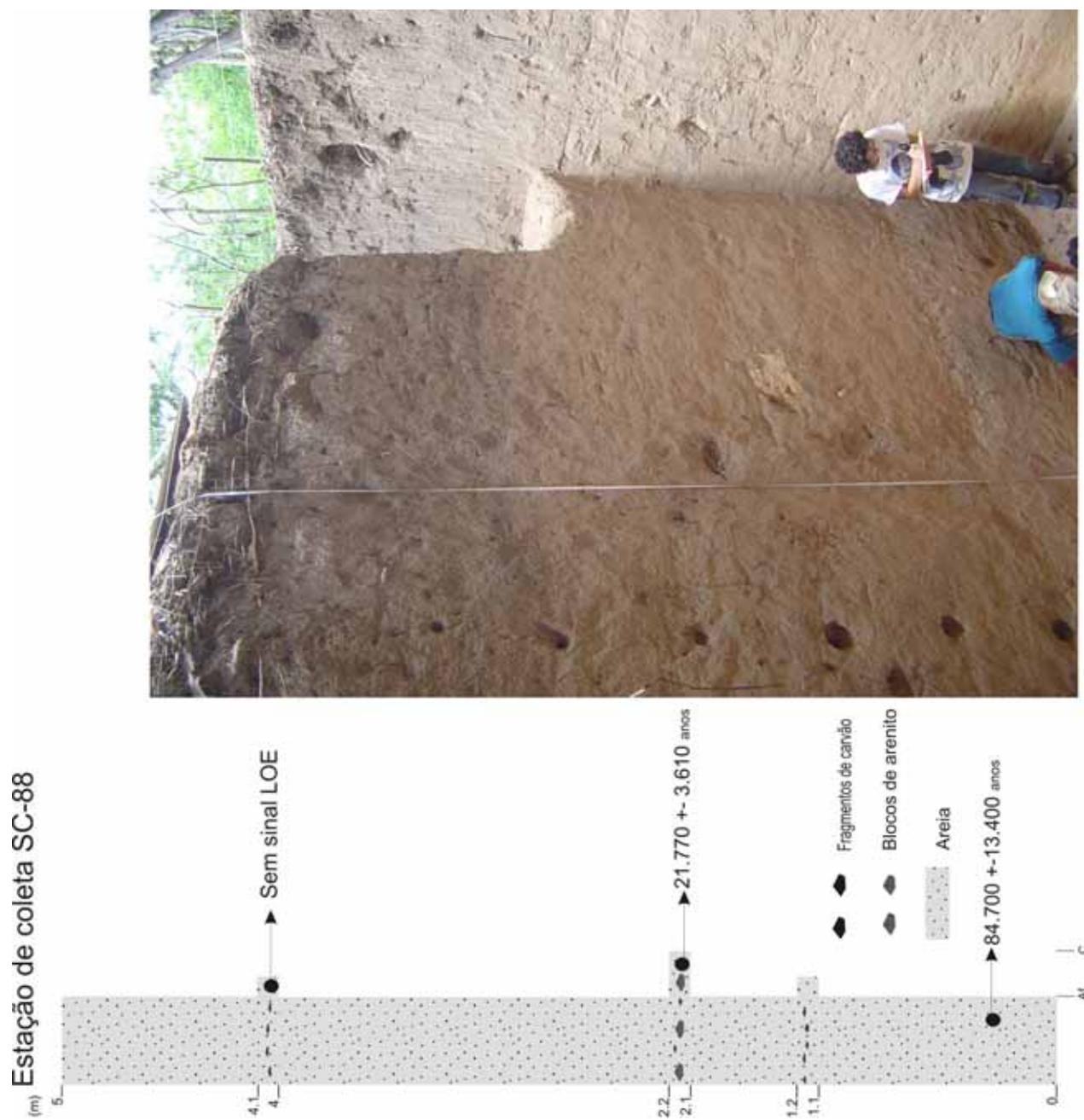


Figura 35: Estação de coleta SC-88 (Toca do Inharé) que está localizada na unidade morfoestrutural Vale da Serra Branca, que apresenta depósito coluvial arenoso com um nível de fragmentos de arenito e dois níveis descontínuos de fragmentos de carvão.

Outro afloramento de colúvios da Serra Branca é representado pela estação de coleta SC-21, que é composto por uma única litologia. Este depósito difere dos quatro primeiros afloramentos no aspecto granulométrico. Enquanto os quatro primeiros afloramentos descritos são arenosos, com diâmetro médio, variando entre areia lamosa e areia, na estação de coleta SC-21 (Figura 36), o sedimento foi classificado como lama arenosa, com diâmetro médio em silte fino e muito pobremente selecionado. São encontrados muitos grânulos de quartzo, alguns seixos arredondados de quartzo e fragmentos de carvão imersos em areia lamosa, ao longo de todo o pacote aflorante. A ausência de sinal LOE não permitiu datação dos sedimentos desse afloramento.

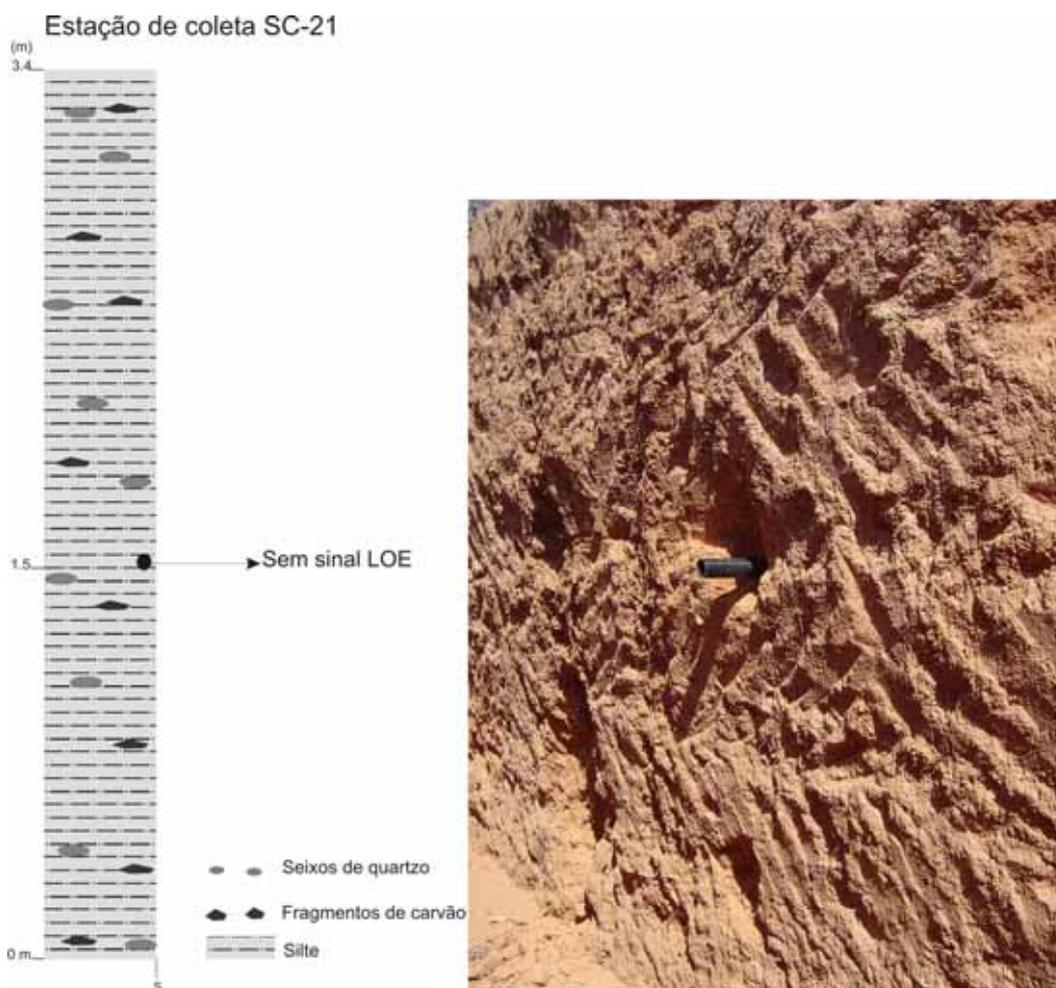


Figura 36 - Seção colunar da estação de coleta SC-21 (próxima a Toca do Morcego) com depósito maciço de areia muito fina com grânulos e seixos de quartzo e fragmentos de carvão dispersos por todo o depósito; notar na fotografia tubo de coleta para datação.

A formação desses depósitos reflete a remobilização dos mantos eluviais de intemperismo das rochas paleozóicas, recobertas por vegetação esparsa, localizados na alta encosta, para suas áreas de estocagens nas porções inferiores. Eles foram evacuados por fluxos de detritos gravitacionais não-canalizados, fluxos de detritos de alta viscosidade. Os gatilhos dessa mobilização foram episódios mais pluviosos, possibilitando a formação de um fluido viscoso de sedimento + água. A própria morfologia do terreno favoreceu o fluxo que foi transportado por forças gravitacionais.

### 6.2.2 Colúvios dos Patamares Estruturais

Os patamares estruturais, localizados no setor sul do parque, representam o escalonamento gerado por processos erosivos aos quais o topo do *front* da *cuesta* foi submetido. Esses processos geraram quatro níveis de patamares estruturais. O paredão frontal da *cuesta* também está recortado por *canyons*. Os sedimentos colúviais ocorrem tanto em níveis escalonados, como exemplo, o afloramento SC-80 (Toca do Perna I) a 540m de altitude, quanto associados aos paredões dos *canyons*, como nos afloramentos SC- 49 (Sítio do Meio) e SC-50 (Toca do Elias) a 440m e 410m de altitude, respectivamente.

A obtenção dos dados morfoestratigráficos, sedimentológicos e geocronológicos dos colúvios dos Patamares Estruturais também foi facilitada pelas escavações arqueológicas. Os afloramentos Sítio do Meio de 4,75m de profundidade, Toca do Elias de 3,70m e Toca do Perna I de 3,20m são trincheiras escavadas em sítios arqueológicos, todos eles localizados no terço inferior da encosta. Os sedimentos são resultantes do intemperismo físico e químico dos arenitos e conglomerados do Grupo Serra Grande, que posteriormente foram transportados por processos gravitacionais por fluxo de detritos.

Na estação de coleta SC-49 (Sítio do Meio), os sedimentos colúviais repousam diretamente sobre as rochas paleozóicas areníticas do Grupo Serra Grande. A modelagem do terreno, feita para a área do Sítio do Meio, exibe morfologia da encosta que atinge 500m de altitude e mostra que o colúvio está depositado no terço inferior da encosta. As setas cinza-escura indicam a direção do fluxo de detritos por percurso preferencial, mas não-canalizado até o seu local de repouso. O depósito é indicado pela seta mais clara (Fig. 37).

O Sítio do Meio apresenta dois eventos de colúviação separados por camada de blocos caídos. Duas camadas de cascalheira são separadas por um nível de concentração de matacões, calhaus e blocos de arenito do Grupo Serra Grande. A primeira camada cascalhosa repousa sobre as rochas paleozóicas; é cascalheira e sustentada por matriz. Apresenta seixos e blocos de quartzo arredondados e seixos e blocos de arenito subangulosos. A matriz é caracterizada por areia cascalhosa, com diâmetro médio em areia média, pobremente selecionada. A camada de cascalheira do topo exibe a parte grossa composta por seixos de quartzo subarredondados a arredondados. Esses seixos já são arredondados na área fonte, pois são provenientes dos arenitos fluviais do Grupo Serra Grande. A matriz é caracterizada como areia cascalhosa, com diâmetro médio em areia média, muito pobremente selecionada. A figura 38 mostra a seção colunar do afloramento, e uma fotografia exibindo o contato entre a primeira camada de cascalheira e a de queda de rochas.

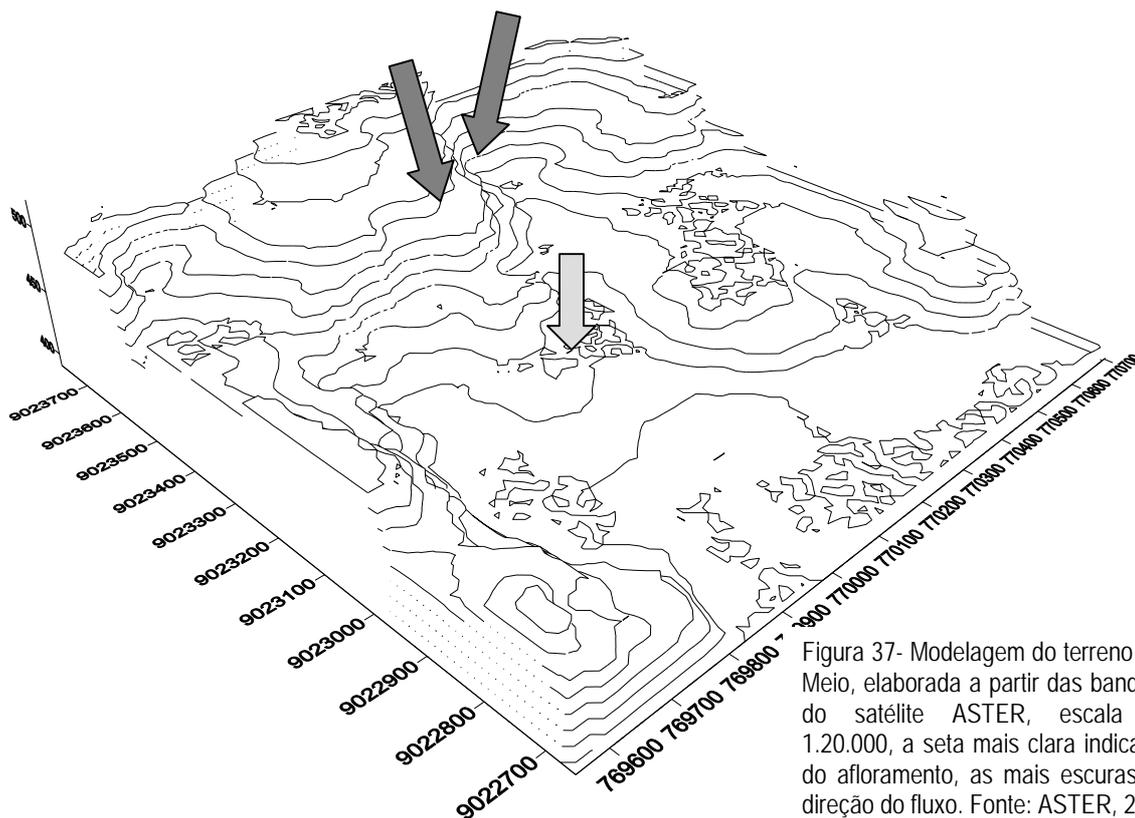


Figura 37- Modelagem do terreno do Sítio do Meio, elaborada a partir das bandas 3a e 3b do satélite ASTER, escala horizontal 1.20.000, a seta mais clara indica a posição do afloramento, as mais escuras indicam a direção do fluxo. Fonte: ASTER, 2006.

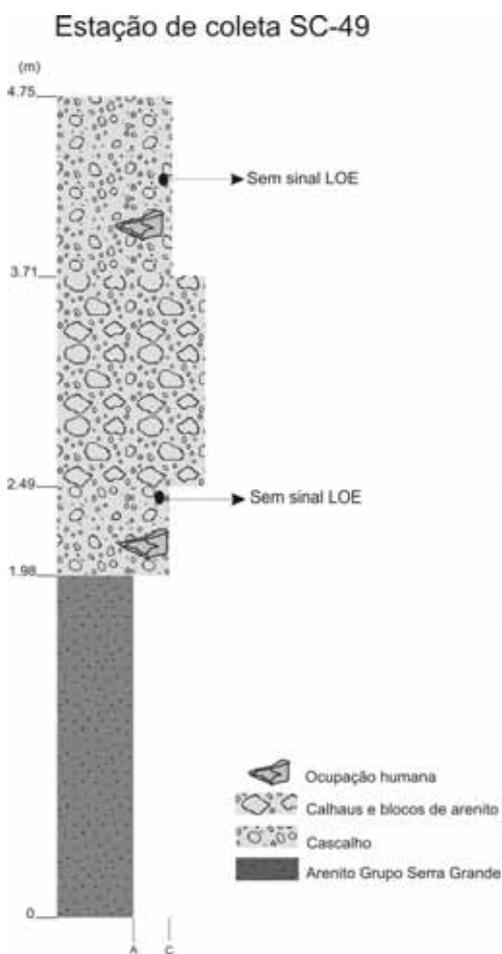


Figura 38 - Seção colunar do Sítio do Meio, que apresenta seqüência de arenitos paleozóicos, cascalhos, matacões, calhaus, blocos de arenito e cascalhos. A fotografia mostra o contato entre a primeira camada de cascalhos e a camada de queda de blocos.

A camada composta por fragmentos rochosos do arenito paleozóico do Grupo Serra Grande exhibe tamanhos de blocos, calhaus e matacões (Fig. 39). Ela separa as duas unidades de colúvio cascalhoso. Provavelmente, essa camada é fruto do desprendimento desses fragmentos do teto do abrigo, recortado por sistemas de fraturas, comuns nas rochas sedimentares. As fraturas formam nichos preferenciais para a ação da erosão e é responsável pela fragmentação da parede rochosa e da força da gravidade, que concorre para a queda dos fragmentos rochosos.

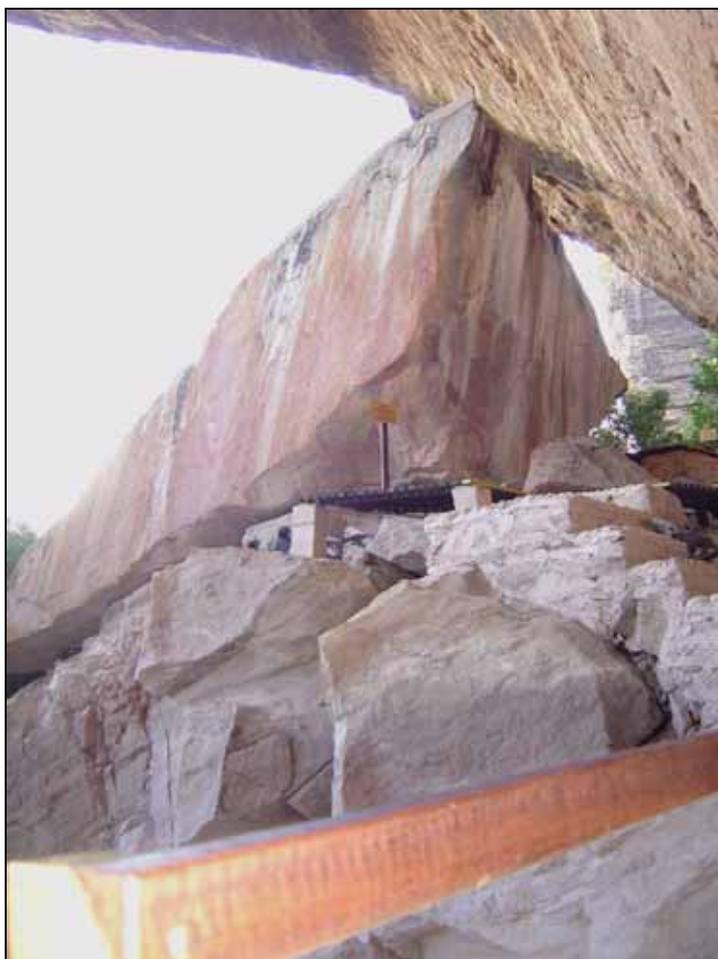


Figura 39 - Calhaus e matacões rochosos desprendidos do teto, Sítio do Meio.

A estação de coleta SC-50 (Toca do Elias) está localizada no terço inferior da encosta, onde, depósito coluvial apresenta duas camadas sedimentares distintas (Fig. 40). A base com 1,45m de espessura é composta por cascalheira, sustentada por matriz, e apresenta um matacão provavelmente caído do teto do abrigo. A matriz é classificada como lama cascalhosa e arenosa, com diâmetro médio em areia fina, muito pobremente selecionada, e os grossos são compostos por seixos de quartzo subarredondados a arredondados com estrutura maciça. A segunda camada com 2,25m de espessura é composta por sedimentos classificados como areia lamosa, muito pobremente selecionada, com diâmetro médio em areia fina, com muitos grânulos, onde se nota de forma esparsa, a presença de blocos de arenito subarredondados, com estrutura maciça. As duas camadas evidenciam dois eventos de colúviação, diferenciados pela constituição granulométrica do depósito, que possivelmente está relacionada à disponibilidade na área fonte.

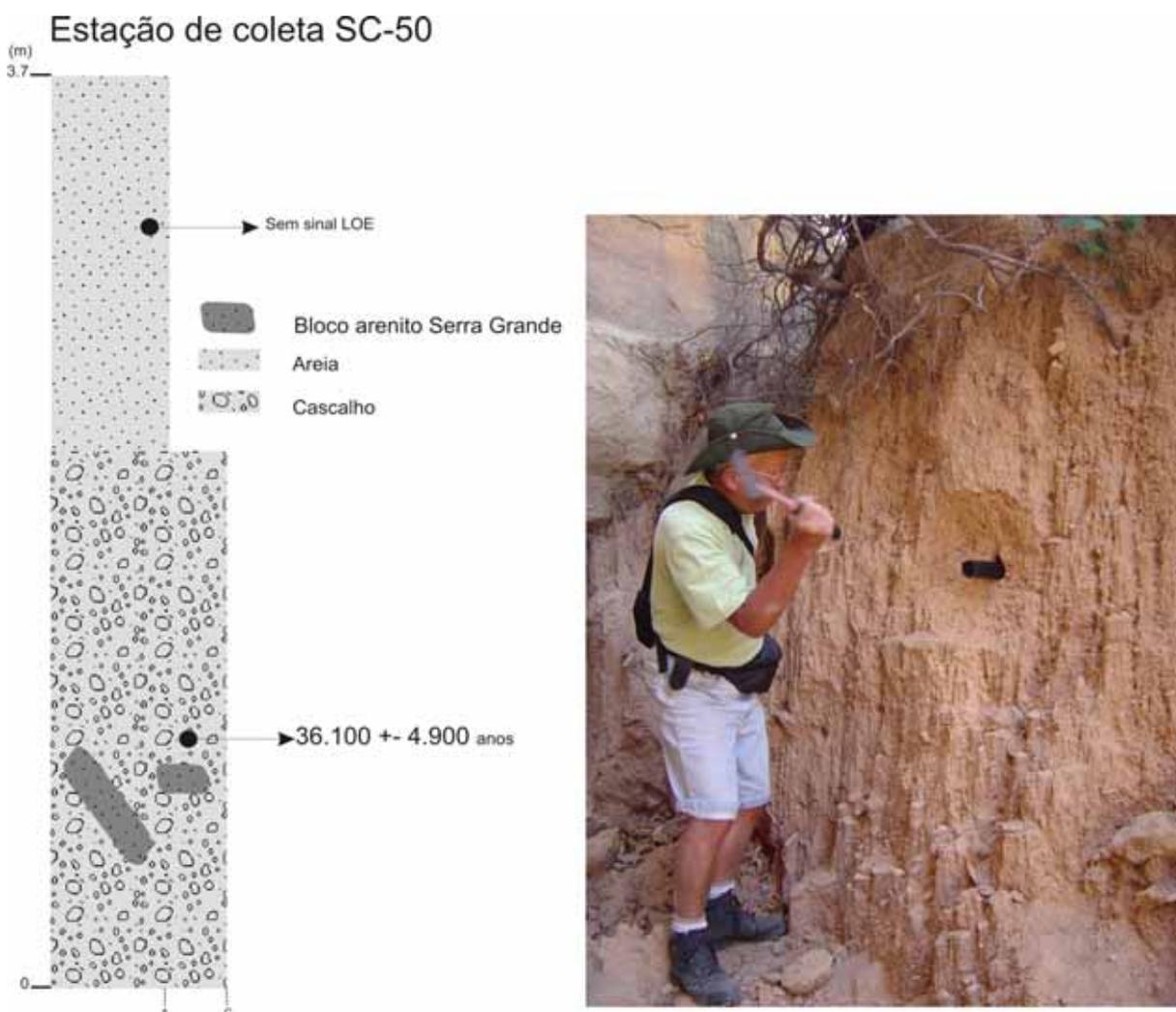


Figura 40 - Estação de coleta SC-50 (Toca da Cerca do Elias) com depósito com a camada basal formada por cascalho e blocos de arenito do Grupo Serra Grande, e a camada acima composta por areia.

Ainda na área dos patamares estruturais encontra-se a estação de coleta SC-80, trincheira aberta durante a escavação arqueológica do sítio Toca do Perna I. A posição topográfica desse depósito é oposta à do Sítio do Meio e Toca do Elias. Enquanto estes estão localizados no paredão frontal da *cuesta*, a Toca do Perna está situada no seu reverso no patamar estrutural 4. Uma das características morfológicas dos patamares estruturais é a existência de vales estreitos, estando o depósito coluvial em questão no terço inferior do paredão de um dos inúmeros vales dessa área.

A modelagem de terreno (Fig.41) exhibe a morfologia da área da Toca do Perna I. O depósito indicado pela seta cinza clara está na no terço inferior da encosta. A seta cinza escura indica a direção do fluxo de detritos por um percurso não-canalizado até sua deposição. Não obstante, o depósito do Perna I, esteja localizado no sítio, em um vale aluvial muito estreito e a distância entre os paredões é de 75m, esse fato sugere que a deposição teve contribuição, tanto de sedimentos de encostas, quanto de sedimentos carreados por fluxos de água corrente (indicado pela seta preta) que se forma neste vale em períodos de chuvas torrenciais. A evidência dessa corrente se dá pela presença de laminações paralelas incipientes. Desse modo esse depósito é classificado como colúvio-aluvial.

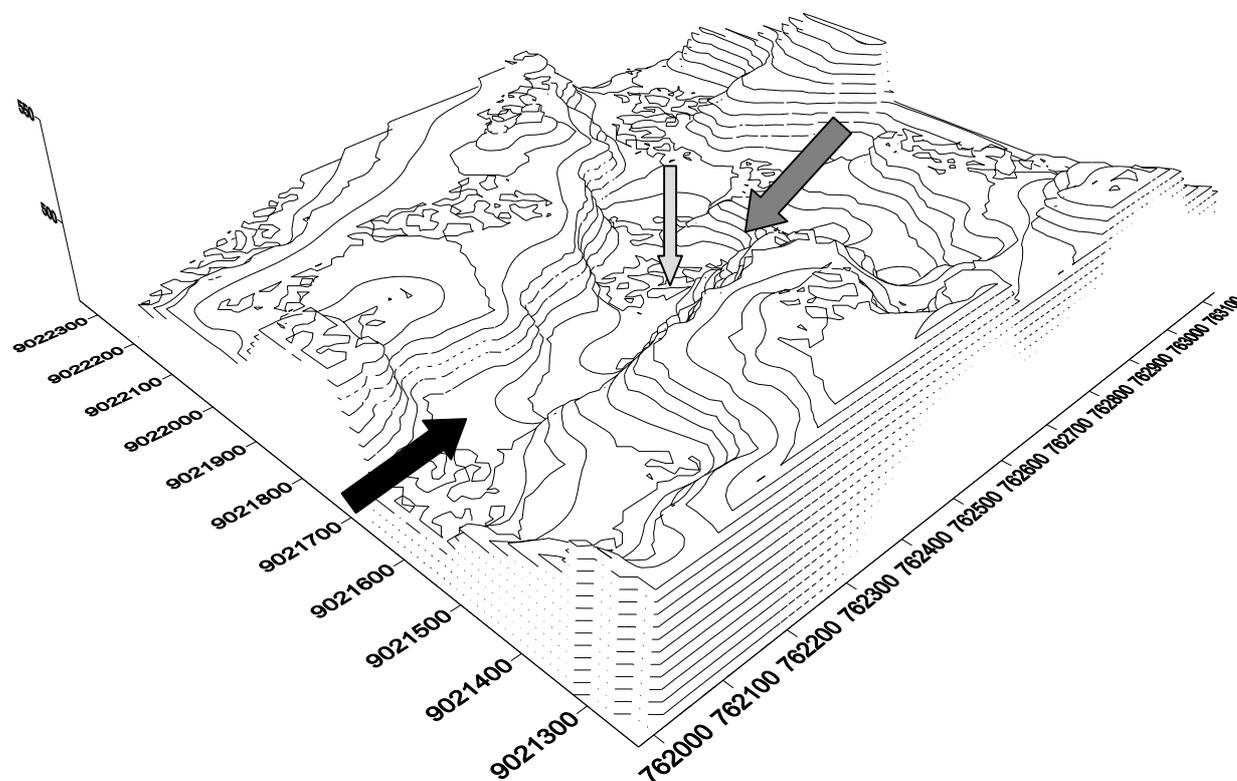


Figura 41 - Modelagem do terreno da área do afloramento da Toca do Perna I, elaborada a partir das bandas 3a e 3b do satélite ASTER, escala horizontal 1.20.000, a seta cinza clara indica a posição do depósito, a seta cinza escura indica a direção do fluxo de detritos e a seta preta indica a direção dos fluxos de água corrente. Fonte: ASTER, 2006.

O afloramento com 3,20m de espessura, conforme observado na figura 42, tem duas litologias distintas, representando dois momentos distintos de colúviação, diferenciados pela constituição granulométrica. A camada basal arenosa composta por areia lamosa, com diâmetro médio em areia muito fina e pobremente selecionada, apresenta estratificações plano-paralelas incipientes. Sobreposta a ela está uma camada de cascalheira de 1,74m de espessura, sustentada por matriz, com a parte grossa composta por seixos arredondados a subarredondados de quartzo; a matriz é classificada como areia cascalhosa, com diâmetro médio em areia média, pobremente selecionada onde se observa estratificação plano-paralela incipiente, conforme pode ser visto na seção colunar apresentada na figura 42.

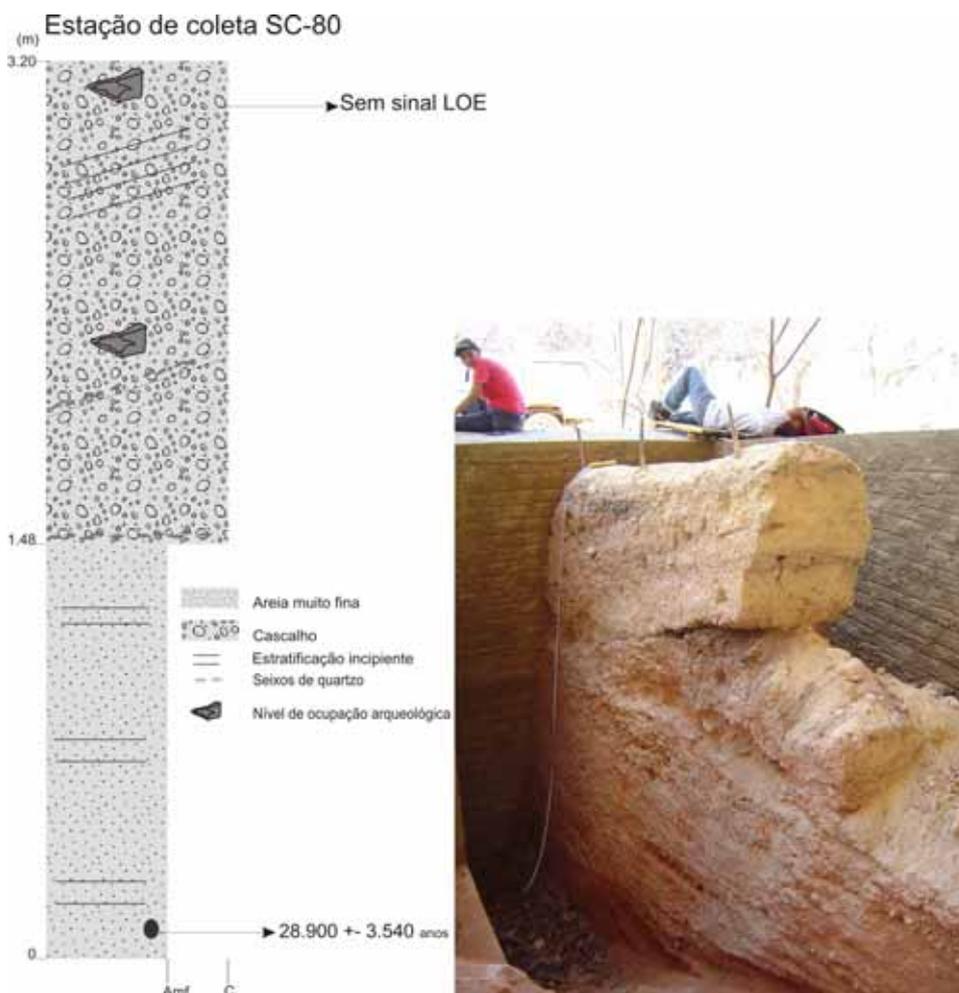


Figura 42 - Estação de coleta SC-80 (Toca do Perna I) onde a base é composta por areia muito fina, e sobreposta a ela, cascalheira sustentada por matriz, onde se nota estratificação plano-paralela incipiente acompanhando a topografia do terreno.

A formação desses depósitos reflete a remobilização dos mantos eluviais de intemperismo das rochas paleozóicas, recobertas por vegetação esparsa, localizados na alta encosta, para suas áreas de estocagens nas porções inferiores. Eles foram evacuados por fluxos de detritos gravitacionais não-canalizados, fluxos de detritos de alta viscosidade. Os gatilhos dessa mobilização foram episódios mais pluviosos, possibilitando a formação de um fluido viscoso de sedimento + água. A própria morfologia do terreno favoreceu o fluxo que foi transportado por forças gravitacionais.

As idades obtidas para os depósitos colúviais dos Patamares Estruturais (Figuras 40 e 42) variaram de 36 a 28 mil anos, nas Tocas do Perna I e do Elias, respectivamente. Considerando as margens de erro datação, é possível agrupá-las em um único evento de colúviação, ocorrido entre  $36.000 \pm 4.500$  e  $28.900 \pm 3.540$  anos passados, ocorrido durante o Pleistoceno Superior. As amostras colhidas no Sítio do Meio foram datadas, porém o sinal de LOE não apresentou reprodutibilidade.

### 6.2.3 Colúvios do Pedimento

Como o relevo onde repousam os sedimentos dessa unidade não foi incluído no Mapa das Unidades Morfoestruturais, antes da apresentação dos resultados sobre os depósitos, foi feita uma breve descrição geomorfológica dessa área.

A unidade geomorfológica aqui descrita é o pedimento, vasta área aplainada por processos de erosão das rochas metamórficas da Faixa Riacho do Pontal. Os processos de erosão deram-se, a partir da ruptura convexa dos paredões da *cuesta*, ponto de onde o pedimento se inclina suavemente, até a calha central do rio Piauí. Nessa área são encontrados os morros e serrotes de mármore, com vertentes abruptas e fortemente carstificados. Para Pellerin (1984 a), os sedimentos que estão no sopé e no entorno desses serrotes são *glacis d'érosion*, formado por uma argila vermelha de alteração.

Segundo Rodet (1997), existem dois conjuntos de maciços de mármore na área. O primeiro se desenvolve entre a *cuesta* e a BR-020, desde o Morro do Garrincho (Fig. 43) até o município de Coronel José Dias, sob forma de um alinhamento bastante regular composto de oito morrotes. O segundo grupo se desenvolve desde Coronel José Dias até a localidade Borda, representando um grande número de pequenos morros bem individualizados, discretamente elevados na paisagem. No primeiro conjunto de maciços de mármore, interessam a essa pesquisa os serrotes do Garrincho e do Sansão, onde estão as estações de coleta SC- 57 e SC-61, respectivamente. No segundo conjunto interessa o serrote da Bastiana onde está a estação de coleta SC-65.



Figura 43 - Pedimento onde estão localizados os serrotes de mármore, Garrincho, Píão, Sansão, Antônio relacionados aos afloramentos estudados. Fonte: ASTER 2006.

No morro do Garrincho, as encostas norte e oeste são recobertas por seixos de quartzo, provenientes da *cuesta* e, nas encostas leste e sul, existem os megalapiás, formas recortadas pela erosão. Na encosta sul, verifica-se a presença de uma cavidade natural, com 28m de desnível e mais de 150m de conduto. No morro do Sansão, há o sumidouro do Sansão e a caverna da Toca de Cima dos Píão (Fig. 43), sítio rico em megafauna pleistocênica. O conjunto do qual faz parte o Serrote do Sansão tem 8 morros coalescentes (Rodet, 1997).

O segundo conjunto é formado pelo grupo Barra do Antônio e Bastiana, morfologicamente interligados. A Barra do Antônio tem mais de 500m de comprimento por mais de 100m de largura, onde está localizada a Toca da Barra da Janela do Antônio, megacavidade abatida, formando um lago temporário, de onde foram retiradas ossos de megafauna. O serrote da Bastiana, onde está localizada a Toca do Barrigudo (Fig. 43), é a continuação natural do maciço precedente, separados entre si, por um vale em V e constitui o ponto mais alto dessa área com 430m de altitude.

Da mesma forma que os depósitos colúviais anteriormente descritos, o estudo dos aspectos morfoestratigráficos, sedimentológicos e geocronológicos dos sedimentos associados aos serrotes foi facilitado pela existência de escavações paleontológicas e arqueológicas no interior de cavernas e no entorno dos serrotes. Os afloramentos da Toca do Gordo do Garrincho de 4m de espessura, Toca de Cima dos Pilão de 6m, Toca do Barrigudo de 4,8m, são trincheiras escavadas em sítios arqueológicos, localizadas no terço inferior da encosta, ou preenchendo cavernas - Toca de Cima dos Pilão. Os sedimentos são produto da dissolução do mármore e dos sedimentos arenosos, esses últimos carreados a partir da *cueta*.

Os sedimentos estudados na trincheira do Garrincho estão localizados ao lado da entrada da cavidade natural. A seta cinza clara indica a localização do depósito no terço inferior do escarpamento topográfico. As setas de tonalidade mais escura indicam a direção dos fluxos gravitacionais que transportaram esses sedimentos (Fig. 44).

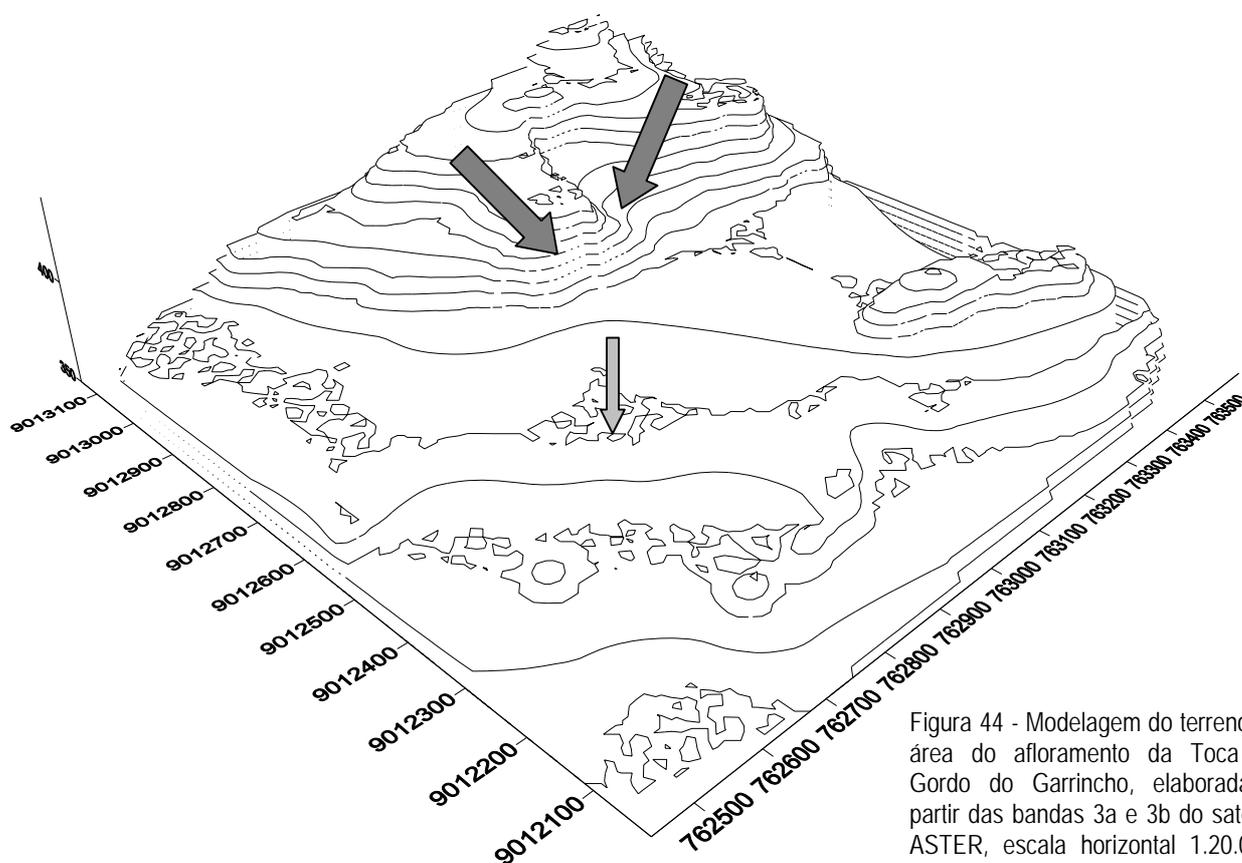


Figura 44 - Modelagem do terreno da área do afloramento da Toca do Gordo do Garrincho, elaborada a partir das bandas 3a e 3b do satélite ASTER, escala horizontal 1.20.000. Fonte: ASTER, 2006.

Esse depósito é formado por duas litologias, cascalhosa e argilo-arenosa. O cascalho ocorre na base e no topo do afloramento. Na base possui 0,2m e no topo tem 0,3m de espessura. A cascalheira é sustentada pela matriz e os clastos são constituídos por seixos e blocos angulosos de mármore e o sedimento da matriz foi classificado como areia lamosa com diâmetro médio em areia fina que é muito pobremente selecionada. Entre essas duas camadas de cascalheira repousa uma camada argilo-arenosa, com 3,5m de espessura, composta por areia cascalhosa e lamosa, com diâmetro médio em areia fina e muito pobremente selecionada. A estrutura do depósito é maciça (Fig. 45).

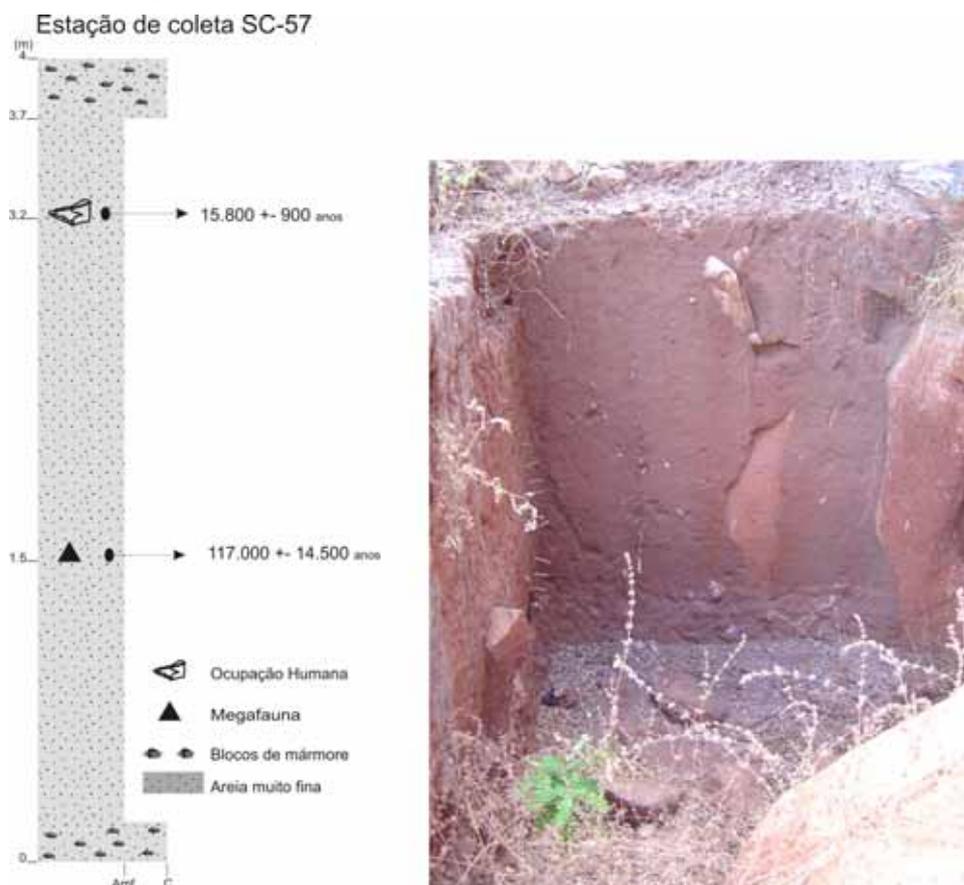


Figura 45 - Estação de coleta SC-57, (Toca do Gordo do Garrincho), onde se nota concentração de blocos e seixos de calcário na base e no topo da camada. Na fotografia o sedimento areno-argiloso avermelhado é resultante do intemperismo do mármore e do arenito.

O outro afloramento estudado, a Toca de Cima dos Pilão (Morro do Sansão), representa depósito de preenchimento dos antigos condutos abertos em caverna dos Pilão; apresenta ao longo de 6m de espessura de sedimentos de três litologias distintas. A litologia argilo-arenosa é a mais espessa, e foi transportada até a caverna por fluxos de lama e tem, a partir da base, 4,45m de espessura. A classificação do sedimento varia de lama a lama arenosa; o diâmetro médio é de silte e o sedimento é muito pobremente selecionado (Fig. 46). O cascalho possui 0,69m de espessura e está sobreposto ao nível argilo-arenoso. Os grossos são compostos por seixos e blocos angulosos de mármore, provenientes da própria caverna. A composição da matriz varia de lama a lama arenosa. A terceira litologia desse depósito são níveis de tufo calcários intercalados com deposição de lama. Segundo Ford e Pedley (1996), a palavra tufo é um termo geral que designa uma grande variedade de

sedimentos calcários, depositados em água doce, em ambientes continentais, comuns no Quaternário superior e formados sob climas diversos, desde temperados frios até semi-áridos. O tufo calcário é o produto da precipitação do carbonato de cálcio em águas, contendo baixo teor de magnésio, sob um regime de água doce em temperatura ambiental. Tipicamente contem restos de micrófitas, macrófitas, invertebrados e bactérias. A importância dos depósitos de tufo calcário encontrados reside no testemunho local de um clima oposto ao clima presente (clima semi-árido), pois Pedley (1990) afirma que climas frios retardam o crescimento dos tufos e que condições semi-áridas não sustentam um fluxo aquoso contínuo e favorável à sua precipitação. O tufo calcário apresenta três camadas distintas de deposição, com 0,31, 0,12, e 0,8m de espessura. Esses níveis de precipitação carbonática possivelmente devem estar ligados à maior contribuição local de água na caverna (Fig. 47).



Figura 46 - Seção colunar da estação de coleta SC-61 (Toca de Cima dos Pilão) que é uma caverna preenchida por pelo menos 6m de sedimentos. No topo há uma seqüência alternada de tufo calcário e de lama arenosa. A fotografia mostra o depósito arenoso (a), a camada de cascalheira (b) e o tufo calcário (c).

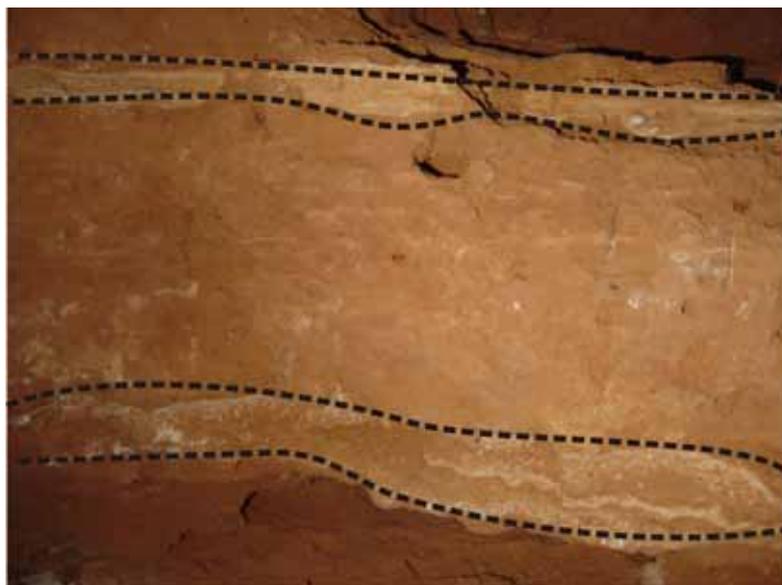


Figura 47 - Detalhe dos dois primeiros níveis de tufo calcário na Toca de Cima dos Pilão.

O terceiro depósito sedimentar estudado, relacionado aos serrotes de mármore, foi a estação de coleta SC-65, (Toca do Barrigudo), que apresenta 4,8m de espessura, composta por sedimentos argilo-arenosos (Fig. 48), com blocos angulosos de mármore e grânulos de quartzo dispersos, sendo que, no topo, existe ligeiro aumento na quantidade dos blocos. O sedimento foi classificado como lama-arenosa, com diâmetro médio em silte, muito pobremente selecionado, com estrutura maciça.

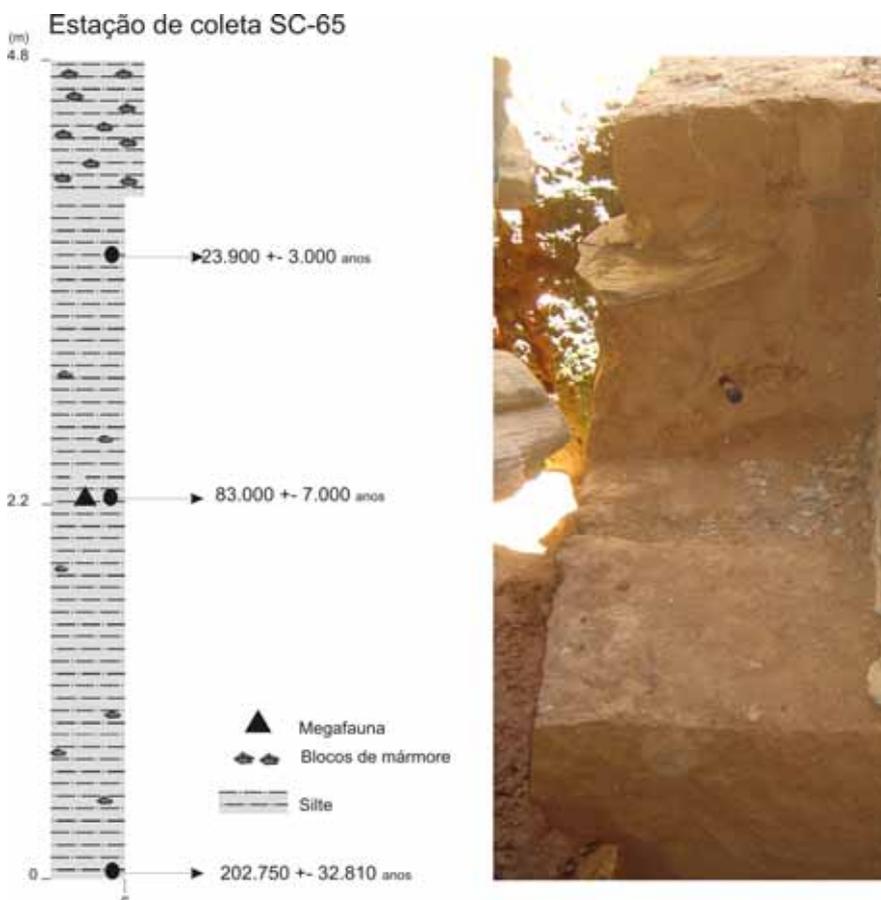


Figura 48 - Seção colunar da estação de coleta SC-65, Toca do Barrigudo. Notar na foto local de retirada da amostra para datação da porção intermediária do pacote sedimentar.

A formação desses depósitos quaternários reflete a remobilização dos mantos eluviais de intemperismo, recobertos por vegetação esparsa, dos serrotes de mármore. Reflete também a contribuição dos sedimentos vindos da área da Bacia do Parnaíba. Eles foram evacuados por fluxos de detritos gravitacionais não-canalizados, durante enxurradas, fluxos de maior fluidez, do tipo corridas de lama, preenchendo tanto as porções inferiores da encosta quanto as antigas paleodepressões localizadas no seu sopé. Essas paleodepressões são os lapiás, conjunto de incisões formadas pela dissolução do mármore, frente à ação de fluxos de água corrente.

Ainda na área da Faixa Riacho do Pontal está a estação de coleta SC-85, localizada às margens da BR-020, a aproximadamente 1km da localidade Garrincho (Fig. 26). Esse depósito apresenta três litologias distintas, conforme pode ser visto na figura 49. A base é formada por um depósito de calcrete, seguida por camada de cascalheira e no topo camada arenosa.

A primeira unidade tem 2m de espessura, sendo formada por calcário nodular secundário, tipo calcrete, sob condições de clima semi-árido (evaporação maior que a precipitação), resultante do intemperismo do mármore pré-cambriano. A segunda unidade, com 0,57m de espessura, é formada por cascalheira sustentada por matriz de lama arenosa, com diâmetro médio em areia muito fina e muito pobremente selecionada. A parte grossa exibe grânulos, seixos arredondados e subarredondados de quartzo. O topo é composto por lama arenosa, com diâmetro médio em areia muito fina, muito pobremente selecionada.

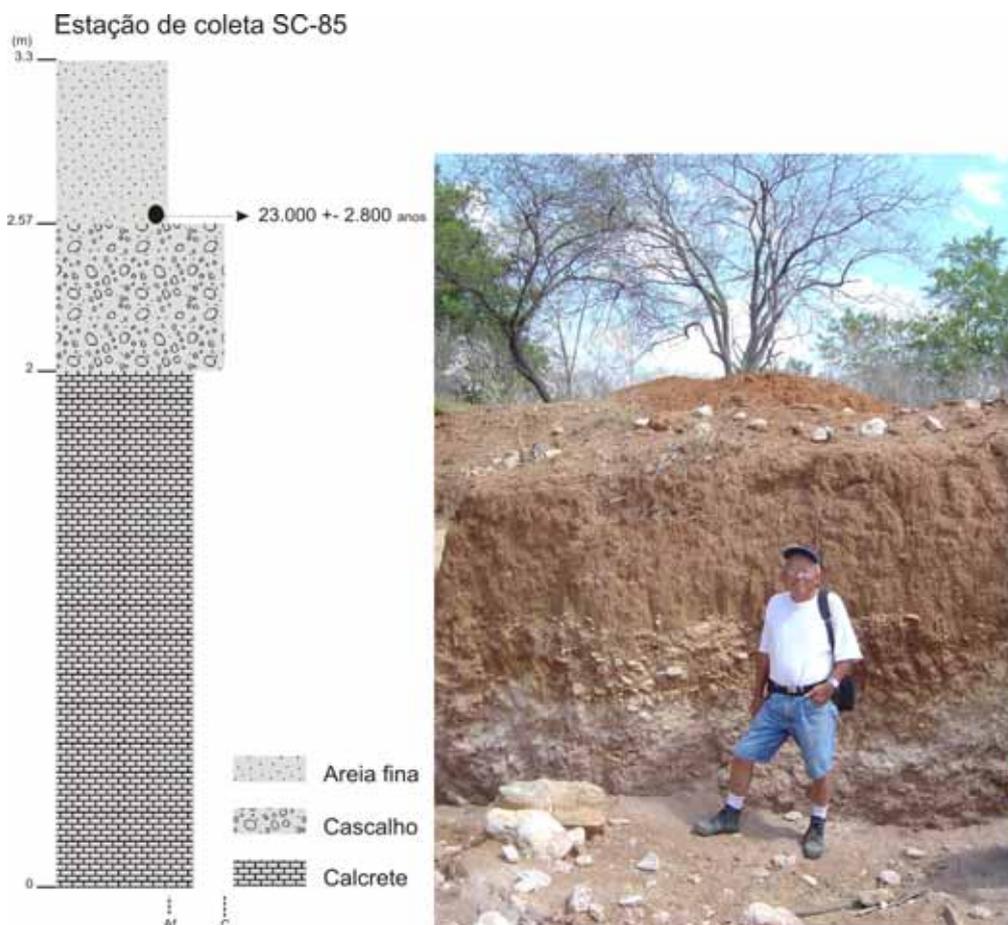


Figura 49 - Seção colunar da estação de coleta SC-85, notar na fotografia, camada basal composta por calcrete, seguida de cascalheira recoberta por lama arenosa.

As idades obtidas para esses depósitos, (Figuras 45, 46, 48 e 49) variaram de 202.000 a 15.800 anos. Considerando as margens de erro, é possível determinar quatro conjuntos cronológicos de eventos de colúviação. O primeiro entre 135 a 117 mil anos, o segundo, entre 83 e 76 mil anos, o terceiro, em 23 mil anos, e o quarto e último, em 15 mil anos. São idades do Pleistoceno Médio e Superior.

#### 6.2.4 Características granulométricas dos depósitos colúviais

As características granulométricas foram obtidas, conforme os parâmetros de Folk & Ward (1957). Elas estabeleceram maior precisão às descrições de campo e distinção entre depósitos arenosos e cascalhosos, que estão relacionados às formações sedimentares da Bacia do Parnaíba. Os depósitos lamosos e cascalhosos estão associados aos serrotes de mármore da Faixa Riacho do Pontal. Os diagramas de Shepard apresentam essa diferenciação. Nas figuras 50 e 51 nota-se a diferença de composição dos sedimentos associados à Bacia do Parnaíba, predomínio de areias e aos associados a Faixa Riacho do Pontal, predomínio de lama, mostrando a importância da área fonte na sedimentação (anexo1).

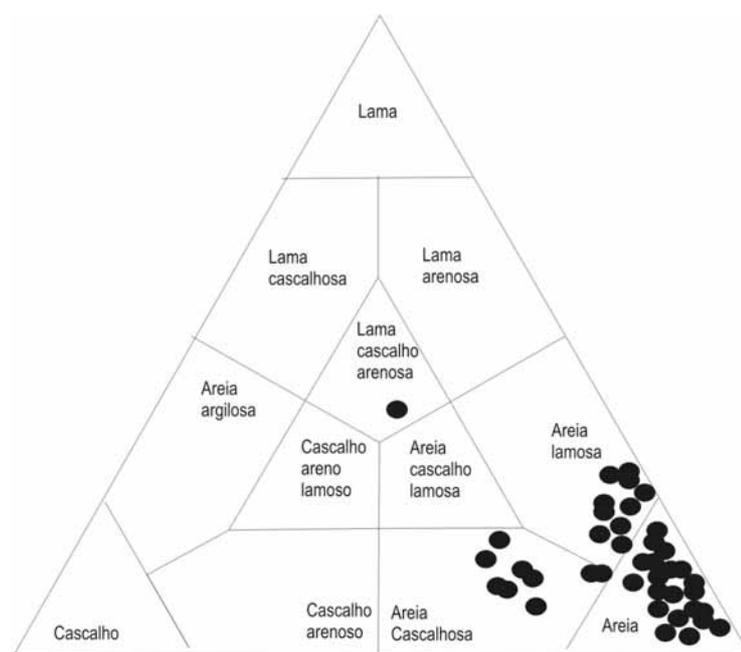


Figura 50 - Diagrama de Shepard para os colúvios cujas matrizes são as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba.

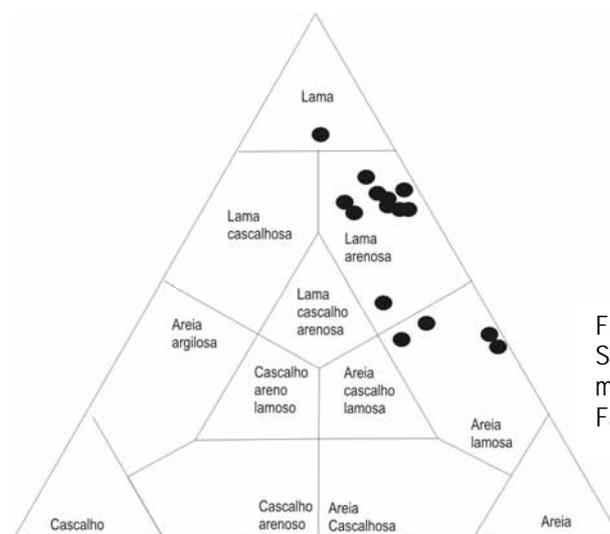


Figura 51 - Diagrama de Shepard para os colúvios cujas matrizes são os mármore da Faixa Riacho do Pontal.

Quanto à distribuição dos valores das classes modais, os sedimentos dos colúvios da Serra Branca foram classificados como areia lamosa na base dos afloramentos da Toca do Vento e da Toca do Pica-pau; as demais amostras são classificadas como areia. O diâmetro médio variou somente nas amostras da base das estações de coleta Toca do Vento e da Toca do Pica-pau. O sedimento é composto de areia muito fina, e as demais amostras são classificadas como areia fina. As amostras retiradas dos colúvios dos Patamares Estruturais apresentam variações na classificação, podendo ser encontradas areia cascalhosa, areia lamosa e cascalhosa e areia lamosa. Os valores de diâmetro médio também variam de areia média areia fina e areia muito fina. A figura 52 mostra a distribuição da frequência acumulada da fração areia nesses afloramentos. Já no último conjunto de dados, referentes às amostras retiradas da unidade coluvial Pedimento, os sedimentos são predominantemente lamosos. O diâmetro médio é silte, embora existam valores em areia fina.

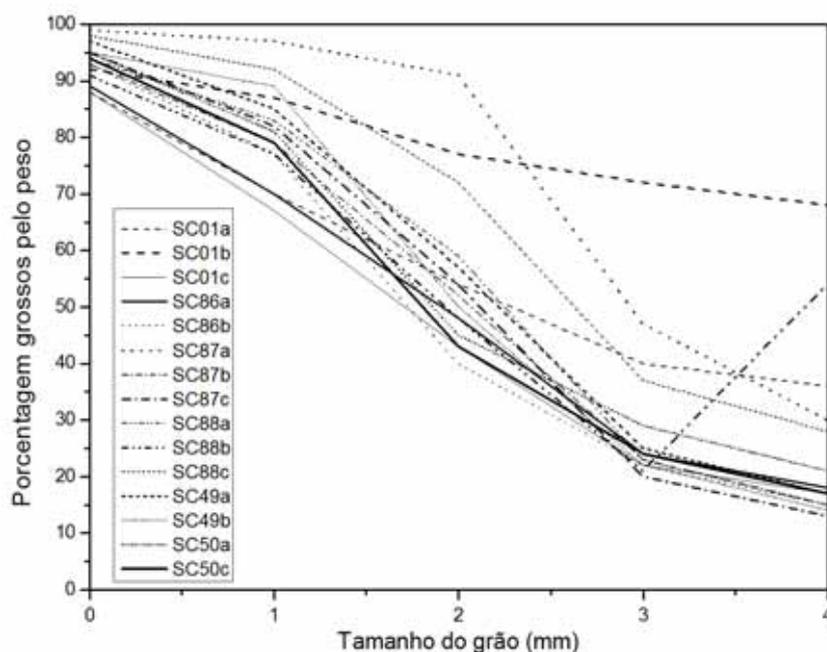


Figura 52 - Distribuição da frequência acumulada da fração areia nos depósitos coluviais da área da Bacia do Parnaíba.

A variação presente na classificação granulométrica dos sedimentos é reflexo da área fonte. Na área da Serra Branca, a área fonte é composta pelos arenitos do Grupo Serra Grande. Já nos Patamares Estruturais, além de arenitos, têm-se os conglomerados do Grupo Serra Grande, que explicam a deposição das cascalheiras e, conseqüentemente, sedimentos de textura mais grossa. Já os sedimentos do Pedimento são compostos, além das areias vindas da Bacia Sedimentar, por contribuição fundamental do intemperismo do mármore, composta por frações insolúveis, que podem explicar a maior quantidade de silte e argila.

Em relação ao grau de seleção, os resultados obtidos das amostras colúviais da Serra Branca indicaram sedimentos pobremente selecionados. Já as amostras provenientes dos Patamares Estruturais apresentaram-se entre pobre a muito pobremente selecionadas, e as amostras retiradas nos depósitos de colúvios do Pedimento são sedimentos muito pobremente selecionados.

Mello (1992), Camargo-Filho e Bigarella (1998), Corrêa (2001), atestam que o grau de seleção está intimamente relacionado com as variações nas condições do fluido de transporte, sendo que depósitos com distribuição granulométrica heterogênea são em geral pobremente selecionados. A má seleção também indica processos sedimentares com pequena capacidade seletiva, tais como os processos de fluxos gravitacionais, constituindo o principal processo de transporte de depósitos colúviais.

Quanto à assimetria das amostras dos colúvios Serra Branca e Patamares Estruturais, os valores se concentram em assimetria positiva a muito positiva, que refletem o caráter arenoso do material. Já os sedimentos das amostras provenientes dos colúvios do Pedimento apresentam valores de assimetria muito negativos, refletindo maior quantidade de finos no material analisado.

A curtose é o grau de agudez dos picos nas curvas de distribuição de frequência e indica a razão de espalhamento médio das caudas da distribuição, em relação ao desvio padrão (Suguio, 1973). Nas amostras dos colúvios provenientes da Serra Branca, há predominância de valores leptocúrticos, seguidos por valores muito leptocúrticos e platicúrticos. Os colúvios dos Patamares Estruturais apresentam valores de curvas platicúrticas, muito leptocúrticas e mesocúrticas. Os colúvios do pedimento apresentam predomínio de valores platicúrticos.

Segundo Suguio (1973), a ocorrência de distribuição com mais de uma classe modal em combinação com valores muito altos ou muito baixos de curtose sugerem uma forte relação com o tipo de transporte. Tais sedimentos podem ter sofrido seleção em região de alta energia, transportados e depositados sem mudanças nas características sendo o resultado desse transporte sedimentos selecionados. Porém, no caso das amostras da área de estudo, os sedimentos são pobremente selecionados. Esse fato se justifica pela natureza de áreas-fonte, compostas por antigos perfis de intemperismo. Os valores refletem a sua área fonte, não o transporte que sofreram.

Os parâmetros granulométricos também foram usados para inferir o ambiente deposicional dos afloramentos em questão, com o emprego do diagrama de Sahu, que utiliza o diâmetro médio, desvio padrão e curtose de Folk & Ward (1957). Os valores provenientes de todas as amostras colúviais foram plotados no gráfico de Sahu (1964). Esse gráfico forneceu as características ambientais de deposição, quanto à energia e à viscosidade.

A figura 53 mostra os dados granulométricos plotados no diagrama de Sahu. O resultado indica que os sedimentos foram depositados em ambiente com pouca fluidez, ou seja, ambiente cujo processo típico de transporte foi o fluxo de detritos, confirmando a natureza coluvial dos depósitos.

Segundo o diagrama de Sahu, as amostras das seções colunares Sítio do Meio, (SC-49), Toca do Pica-pau (SC-87) e Toca do Inharé (SC-88) representam sedimentos transportados em ambiente de alta energia, mas com pouca fluidez, sugerindo baixa disponibilidade de água no processo de deposição.

Quanto às amostras das Toca do Vento (SC-01), Toca da Gamela (SC-86), Toca do Pica-pau (SC-87), Toca do Inharé (SC-88), SC-21, Toca de Cima dos Pilão (SC-61), Toca do Barrigudo (SC-65), Toca do Garrincho, Toca do Elias (SC-50) e Toca do Perna (SC-80), caíram no campo dos sedimentos transportados em ambiente de baixa energia, mas de grande fluidez, sugerindo aumento da participação de água no processo. Nesse grupo estão todas as amostras dos serrotes carstificados. Isso sugere que o preenchimento das cavernas deu-se principalmente por fluxos de sedimento, vindos da área externa das cavernas, durante enxurradas, fluxos de maior fluidez, do tipo corridas de lama.

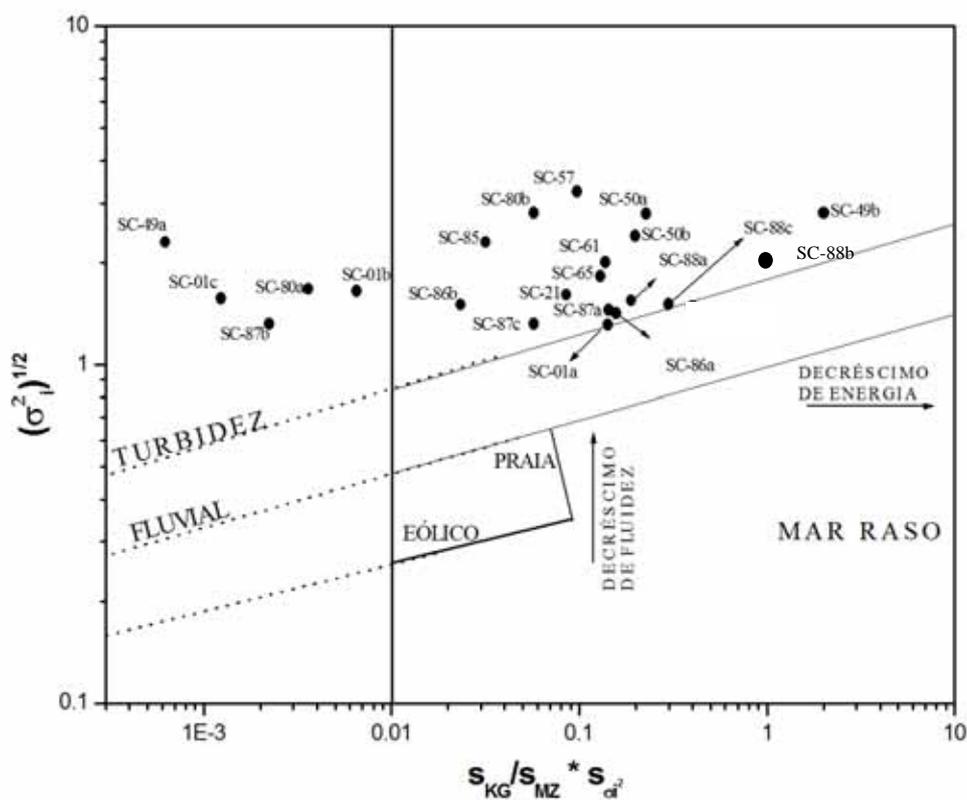


Figura 53 - Representação das amostras coluviais no diagrama de Sahu (1964).

### 6.2.5 Dados geocronológicos dos depósitos coluviais

As idades obtidas através de datações por luminescência opticamente estimulada (LOE) foram empregadas para situar cronologicamente os episódios de colúviação da Serra Branca, dos Patamares Estruturais e do Pedimento. As 17 datações obtidas são mostradas na tabela 9. O período de tempo abrange desde o Pleistoceno Médio, passando pelo Pleistoceno Superior, até a transição Pleistoceno-Holoceno.

Diante da distribuição das idades em curva global de variação dos isótopos  $\delta^{18}\text{O}$ , foi possível sugerir a existência de quatro eventos de atividade de colúviação (Figuras 54 e 55). Mesmo considerando a margem de erro, somente uma datação não pode ser incluída nesses quatro eventos, correspondendo à idade mais antiga de colúviação, 202.750 anos (Fig. 54). Essa sedimentação de depósito lamoso deve ter ocorrido em período frio, no início da glacial Illinoiana, estágio isotópico 7.

O Evento 1, de 135.000 a 117.000 anos, foi registrado em dois afloramentos, depósitos de areia e lama, e correspondem à interglaciação Sangamoniana, correlacionado ao estágio isotópico 5e.

O Evento 2, de 84.700 a 76.200 anos foi reconhecido em três afloramentos de depósitos arenosos e lamosos, que corresponde o período interestadial da glacial Wisconsiniana, abrangendo o limite entre estágios isotópicos 5a e 4.

O Evento 3, de 36.100 a 21.770 anos acha-se registrado em 6 afloramentos de depósitos cascalhosos, arenosos e lamosos, onde foram obtidas sete idades. Esse evento corresponde a períodos mais frios da glacial Wisconsiniana, inclusive, o Último Máximo Glacial (UMG), abrangendo o limite entre estágios isotópicos 3 e 2.

O Evento 4, de 15.800 a 11.150 anos, foi encontrado em registros em três afloramentos de depósitos arenosos e lamosos, com quatro idades. Abrange períodos mais frios e mais quentes durante a transição Pleistoceno-Holoceno, na passagem da glacial Wisconsiniana para a interglacial Holoceno, abrangendo o limite entre os estágios isotópicos 2 e 1.

Foi constatada maior concentração de idades entre 11.500 e 36.100 anos, período em que abrange a transição entre períodos frios da glacial Wisconsiniana e o períodos quentes da interglacial Holoceno.

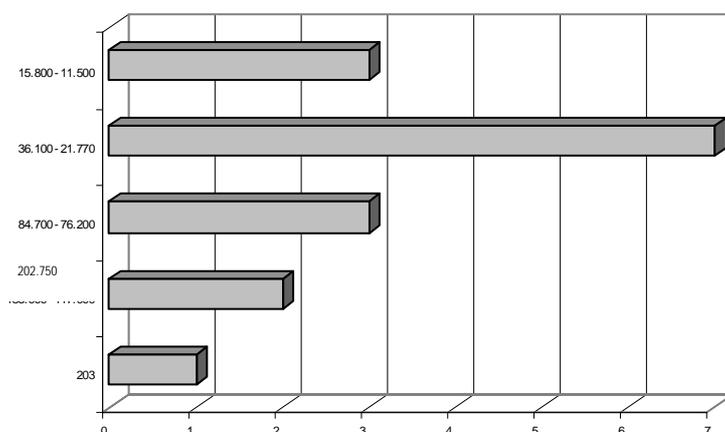


Figura 54 - Idades LOE versus número de amostras dos depósitos coluviais.

Tabela 9 - Datações por TL e LOE de amostras dos depósitos colúviais

AMOSTRA	DOSE ANUAL ( $\mu\text{GY}/\text{ANO}$ )	Q (DOSE AC)		IDADE LOE	IDADE TL
		LOE	TL		
SC-01a	1.140 $\pm$ 25	153,6	154,7	135.000 $\pm$ 16.400	136.000 $\pm$ 16.500
SC-01b	950 $\pm$ 23	sem sinal	31,7	sem sinal	33.400 $\pm$ 4.200
SC-01c	850 $\pm$ 17	sem sinal	16,9	sem sinal	20.000 $\pm$ 2.400
SC-21	960 $\pm$ 20	27,0	15,9	sem sinal	16.600 $\pm$ 2.000
SC-49a	500 $\pm$ 10	sem sinal	22,3	sem sinal	45.100 $\pm$ 5.500
SC-49b	480 $\pm$ 7	sem sinal	31,7	sem sinal	65.830 $\pm$ 7.600
SC-50b	615 $\pm$ 11	sem sinal	20,0	sem sinal	32.500 $\pm$ 3.800
SC-50a	1.700 $\pm$ 140	61,20	61,60	36.100 $\pm$ 4.900	36.340 $\pm$ 4.840
SC-57a	1320 $\pm$ 30	1670	110	117.000 $\pm$ 14.500	94.000 $\pm$ 11.600
SC-57b	950 $\pm$ 19	15,0	11,3	15.800 $\pm$ 1.900	11.900 $\pm$ 1.450
SC-61	1.660 $\pm$ 37	126,0	Sinal muito ruim	76.200 $\pm$ 9.350	sinal muito ruim
SC-62				sem sinal	sinal muito ruim
SC-65a	1.900 $\pm$ 210	385,0	315,0	202.750 $\pm$ 32.810	165.900 $\pm$ 26.850
SC65b	1.750 $\pm$ 60	144,0	140,0	83.000 $\pm$ 7.000	80.710 $\pm$ 6.760
SC-65c	1.400 $\pm$ 32	33,5	27,2	23.900 $\pm$ 3.000	19.400 $\pm$ 2.400
SC-80	830 $\pm$ 20	23,9	20,8	28.900 $\pm$ 3.540	25.200 $\pm$ 3.100
SC-80b	2.530 $\pm$ 295	sem sinal	2,30	sem sinal	910 $\pm$ 155
SC-85	965 $\pm$ 20	21,0	23,0	23.000 $\pm$ 2.800	23.800 $\pm$ 2850
SC-86a	2.350 $\pm$ 110	29,0	35,0	12.400 $\pm$ 1.200	14.950 $\pm$ 1.450
SC-86b	1.520 $\pm$ 155	17,30	28,70	11.360 $\pm$ 1.730	18.850 $\pm$ 2.860
SC-87a	2.030 $\pm$ 240	59,4	64,0	29.250 $\pm$ 3.950	31.510 $\pm$ 5.330
SC-87b	1.880 $\pm$ 240	53,50	57,50	28.460 $\pm$ 5.000	30.590 $\pm$ 5.370
SC-87c	1.120 $\pm$ 135	12,50	12,00	11.150 $\pm$ 1.900	10.700 $\pm$ 1.820
SC-88a	1.100 $\pm$ 115	89,90	92,20	84.700 $\pm$ 13.400	86.900 $\pm$ 13.750
SC-88b	1.500 $\pm$ 180	33,0	36,4	21.770 $\pm$ 3.610	24.000 $\pm$ 3.980
SC-88c	1.110 $\pm$ 95	sem sinal	42,35	sem sinal	38.000 $\pm$ 5.150

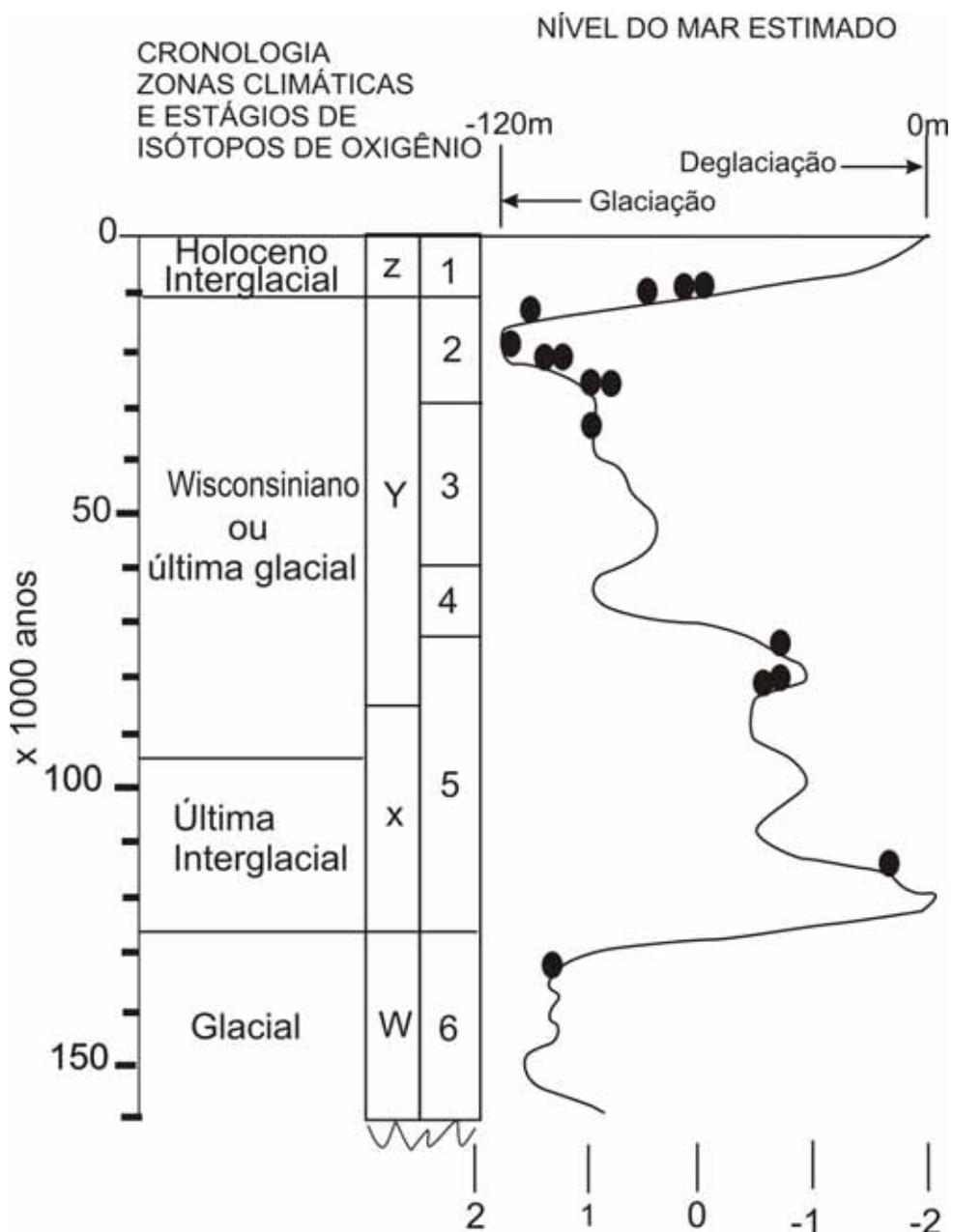


Figura 55 - Idades das deposições coluviais plotadas em curva de variação mundial dos isótopos  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  (Modelo de Ericson e Wollin, 1968).

### 6.2.6 Integração dos dados

Foram estabelecidos três cenários para a sedimentação coluvial na área de estudo, colúvios da Serra Branca, colúvios dos Patamares Estruturais e colúvios do Pedimento. Essa diferenciação foi estabelecida partindo das suas similaridades sedimentológicas e morfoestratigráficas. Os depósitos são fortemente controlados por fatores geomorfológicos, como o relevo, geológicos, como a litologia da área-fonte e também pelo clima.

Os colúvios da Serra Branca situam-se na unidade morfoestrutural do Vale da Serra Branca. Os sedimentos são produtos do manto de intemperismo, gerado por desagregação física e química dos arenitos do Grupo Serra Grande, resultando em areia, seixos, blocos, calhaus e até matacões. Foi verificada a existência de duas litologias, a primeira formada por areias, às vezes lamosa, com diâmetro médio variando entre areia muito fina a areia fina. A outra constituída por concentrações de fragmentos de arenito em matriz arenosa. Na Serra Branca, as encostas de morfologia côncava foram recobertas ao longo do tempo por esses sedimentos. Os afloramentos coluviais estudados, Toca do Vento, Toca da Gamela, Toca do Pica-pau e Toca do Inharé, localizam-se na porção mediana da encosta.

Os colúvios da unidade morfoestrutural Patamares Estruturais, são formados por sedimentos provenientes do manto de intemperismo por desagregação física e química dos arenitos e conglomerados do Grupo Serra Grande e dos arenitos da Formação Itaim. Existem duas litologias, uma arenácea, exibindo areia siltosa muito pobremente selecionada, com diâmetro médio em areia fina, ou areia lamosa, com diâmetro médio em areia muito fina e pobremente selecionada e outra rudácea, formada por cascalheira sustentada por matriz, sendo os grossos compostos por seixos arredondados de quartzo e a matriz composta, ora por lama cascalho-arenosa, com diâmetro médio em areia fina, ora por areia cascalhosa, com diâmetro médio em areia média. Nos Patamares Estruturais os paredões rochosos exibem encostas de morfologia côncava, com rupturas convexas, recobertas ao longo do tempo por esses sedimentos. Os afloramentos estudados, Toca do Perna I, Toca do Elias, Sítio do Meio, estão no terço inferior da encosta.

E, por fim, os colúvios do Pedimento, que diferem dos precedentes, por estarem localizados em outro contexto geológico, havendo, portanto mudança na mineralogia e no tipo de substrato rochoso, pois os sedimentos estão relacionados a rochas metamórficas, principalmente mármore da Faixa Riacho do Pontal, porém existe também contribuição de sedimentos vindos da Bacia Sedimentar do Parnaíba. O aspecto geral da área do Pedimento consiste em uma série de leques aluviais arenosos e cascalhosos, provenientes das rochas da Bacia do Parnaíba e de material argiloso da fração insolúvel de rochas da Faixa Riacho do Pontal, até a calha do rio Piauí. Este material depositou-se ao longo do tempo nessa superfície e associou-se a alguns obstáculos topográficos na paisagem, como os serrotes, formando leques coluviais. Os depósitos dessa área estão associados à escarpamentos mais suaves (localizados no terço inferior da encosta) e ao preenchimento dos lapiás em Toca do Garrincho e Toca do Barrigudo e ao preenchimento das cavernas em Toca de Cima dos Pilão.

No depósito de preenchimento da caverna dos Pilão, são encontrados três níveis de tufo calcário intercalados com depósitos de lama. O tufo calcário segundo Pedley (1990) é fruto de climas temperados amenos e úmidos. O funcionamento de uma área cárstica é devido, entre outros fatores, à existência de cursos de água, com trechos em superfície e outros subterrâneos. Existe uma drenagem que passa ao lado da Toca de Cima dos Pilão (ver a Figura 2), que provavelmente alimentou a rede subterrânea na caverna dos Pilão, formando um microclima local, apropriado para a precipitação do calcário. Dessa forma, é possível sugerir que o tufo calcário corresponde a resposta de um fenômeno local. Apesar de não terem sido datados, pode-se afirmar que são mais novos que 76.000 anos, idade do topo da unidade argilo-arenosa, que está abaixo dos níveis de precipitação calcária.

A formação dos depósitos quaternários, na área do Parque Nacional, reflete a remobilização dos mantos eluviais de intemperismo das rochas paleozóicas, localizadas na alta encosta, para a sua área de estocagem nas porções inferiores. Eles foram evacuados por fluxos de detritos gravitacionais não-canalizados, de alta viscosidade. Os gatilhos dessa mobilização foram episódios de alto grau pluviométrico (chuvas torrenciais), típicos de clima semi-árido, que possibilitou a formação de um fluido viscoso (sedimento + água) e a própria morfologia do terreno favoreceu o fluxo de detritos que foi transportado por forças gravitacionais.

A formação dos depósitos quaternários do Pedimento reflete a remobilização dos mantos eluviais de intemperismo dos serrotes de mármore. Ela também recebeu a contribuição de sedimentos da Bacia do Parnaíba. Eles foram transportados por fluxos de detritos gravitacionais não-canalizados, cujo deslocamento, ao longo do tempo deu-se por deslizamentos translacionais, preenchendo tanto as porções inferiores da encosta quanto as paleodepressões localizadas no seu sopé. Essas paleodepressões são os lapiás, que constituem incisões formadas pela dissolução do mármore frente por fluxos de água corrente.

Baseado em dados geocronológicos, pode se sugerir que a paisagem do Parque Nacional Serra da Capivara e entorno vem sofrendo remobilização dos mantos eluviais da alta encosta, até a sua área de estocagem, por processos gravitacionais, durante episódios de chuvas torrenciais, típicos de clima semi-árido, desde pelo menos 202.750 anos (período frio, no início da glaciação Illinoiana), idade de depósito lamoso na área do Pedimento. Desde então, a paisagem vem sendo reafeiçoada por episódios de colúviação que, através da distribuição das idades obtidas por LOE em curva global de variação dos isótopos  $\delta^{18}O$ , permite sugerir a existência de quatro eventos de colúviação.

Entre cerca 135.000 a 117.000 anos, areias e lamas foram depositadas durante a interglacial Sangamoniana. Novo momento de colúviação foi registrado entre cerca de 84.700 a 76.200 anos, areias e lamas foram depositadas em período interestadial mais quente da glaciação Wisconsiniana. Entre 36.100 a 21.770 anos, houve intensa atividade de colúviação, que gerou depósitos arenosos, cascalhosos e lamosos, ainda durante a glaciação Wisconsiniana, avançando até o Último Máximo Glacial. A última atividade de colúviação foi registrada entre 15.800 a 11.150 anos, durante a transição da glaciação Wisconsiniana para o período mais quente da interglacial Holoceno.

Os dados paleoclimáticos do Nordeste do Brasil ainda são insuficientes para traçar um quadro mais detalhado das mudanças climáticas ocorridas durante o Pleistoceno e o Holoceno. Mas alguns cenários já

podem ser vislumbrados através de comparações com dados da literatura. A remobilização mais antiga dos mantos de intemperismo de cerca de 202.750 anos, o evento 1 de cerca de 135.000 a 117.000 anos, e o evento 2 de cerca de 84.700 a 76.200 anos, não encontraram correspondência na literatura prévia (capítulo 4, item 4.4), que provavelmente representariam novos registros de períodos de úmidos intercalados em clima semi-árido, que poderiam ser responsáveis por eventos de colúviação no Nordeste Brasileiro.

As atividades de colúviação do evento 3, que ocorreram entre cerca de 36.100 a 21.770 anos, do evento 4 de cerca de 15.800 a 11.150 anos, podem ser correlacionadas a dados paleoclimáticos já existentes na literatura. No trabalho de Arz *et al.* (1998), verificaram-se períodos de chuvas intensas, registradas por eventos de aumento de taxa de sedimentação terrígena. Em Auler e Smart (2001), a precipitação de travertino sugeriria períodos muito úmidos, entre 29.000 a 21.000 anos, período que pode ser correlacionado ao evento 3 de colúviação na Serra da Capivara. O evento 4 da Serra da Capivara, pode ser correlacionado aos dados paleoclimáticos de Behling *et al.* (2000), que estudaram sedimentos de testemunho submarino, de Sifeddine *et al.* (2003), que estudaram os palinomorfos de sedimentos lacustres da Lagoa do Caçó (MA), e Gouveia *et al.* (2005), que analisaram razões de isótopos estáveis de carbono matéria orgânica do solo, e concluíram que teria havido aumento na umidade entre 15.000 e 9.000 anos AP, também na área dos Lençóis Maranhenses.

### 6.3 Depósitos aluviais

Os depósitos aluviais aqui estudados afloram no alto rio Piauí, sendo a maioria no município de São Raimundo Nonato (Fig. 56). O substrato do vale do rio Piauí é formado por rochas metamórficas (micaxistos, gnaíse e mármore) e graníticas pertencentes à Faixa Riacho do Pontal. A cerca de 15 km a norte localiza-se a Serra da Capivara (Fig. 56). O sopé da Serra da Capivara exibe uma série de leques aluviais que se estendem até as proximidades da calha do rio (Fig. 57). Trata-se de área suavemente ondulada com seqüências de baixos interflúvios (leques aluviais), sem variações altimétricas consideráveis. As cotas topográficas da área variam de 320m a 400m, e o nível de base é representado pelo próprio rio, a 320m de altitude.



Figura 56 - Alto vale do Rio Piauí, rio entrelaçado instalado na Faixa Riacho do Pontal, próximo ao limite da Bacia sedimentar do Parnaíba, os marcadores coloridos mostram as situações dos afloramentos estudados.



Figura 57 - Representação em perspectiva, sem escala (utilizando dados SRTM/Embrapa) da seqüência de leques aluviais localizados no sopé da Serra da Capivara, que se estendem até a calha do rio Piauí. Fonte: Miranda, 2005.

Os sedimentos do rio Piauí são dominados por sedimentos grossos, da carga de fundo, como areias e cascalhos. O canal desse rio mostra a presença de canais entrelaçados de baixa sinuosidade com barras arenosas e cascalhosas. Atualmente, o rio Piauí, na área de São Raimundo Nonato exibe leito seco. Existem barragens nas proximidades, a barragem do Tanque dentro de São Raimundo Nonato e Petrônio Portela, nas proximidades do povoado Garrincho.

A tabela 10 constitui a lista dos pontos amostrados, com localizações geográficas em coordenadas UTM, com números de amostras para datação por TL ou LOE e números de amostras para análises sedimentológicas.

Tabela 10 - Lista dos pontos de campo com depósitos aluviais amostrados.

ESTAÇÃO DE COLETA	LATITUDE	LONGITUDE	TL/LOE	SEDIMENTOLOGIA	<sup>14</sup> C
SC 17	0763971	9062416	1	3	
SC-53	0756793	9004986	2	6	
SC-55	0776325	9006598	1		
SC-63	0795215	9046580	1	3	
SC-64	0808417	9065782	1	3	1
SC-74	0737452	8993428	2	8	
SC-77	0752992	9002288	2	6	
SC-78	0753638	9003498	2		
SC-102	0754515	9004798	2	3	
SC-103	0754039	9002114	1	3	

### 6.3.1 Descrição dos afloramentos aluviais

#### Estação de Coleta SC-17

O afloramento localiza-se na estrada de terra do Alegre, fora dos limites do Parque, na porção nordeste (Fig. 26) e próximo à Chapada das Canas. É uma área de relevo contrastante, pois ao norte situa-se a Chapada das Canas, onde nascem alguns riachos intermitentes que possivelmente, em episódios de chuvas torrenciais, possibilitaram o carreamento dos sedimentos que se depositaram como leques aluviais, no sopé dessa chapada.

O afloramento é composto por 2m de cascalheira (Fig. 58), polimítica sustentada por clastos. Os clastos são seixos subangulosos de arenito ferruginizado, arredondados de quartzo e concreções ferruginosas. A matriz, segundo a classificação de Shepard (1954), é de areia cascalho lamosa, o diâmetro médio é areia média, muito pobremente selecionada.

Tratam-se de sedimentos provenientes de leque aluvial, localizados na porção distal da encosta, depositados por de fluxo de detrito, formando cascalheiras sustentadas por clastos, com seleção pobre e matriz lamosa.

A amostra datada por termoluminescência desse afloramento forneceu idade de 92.050 anos (Pleistoceno Superior).

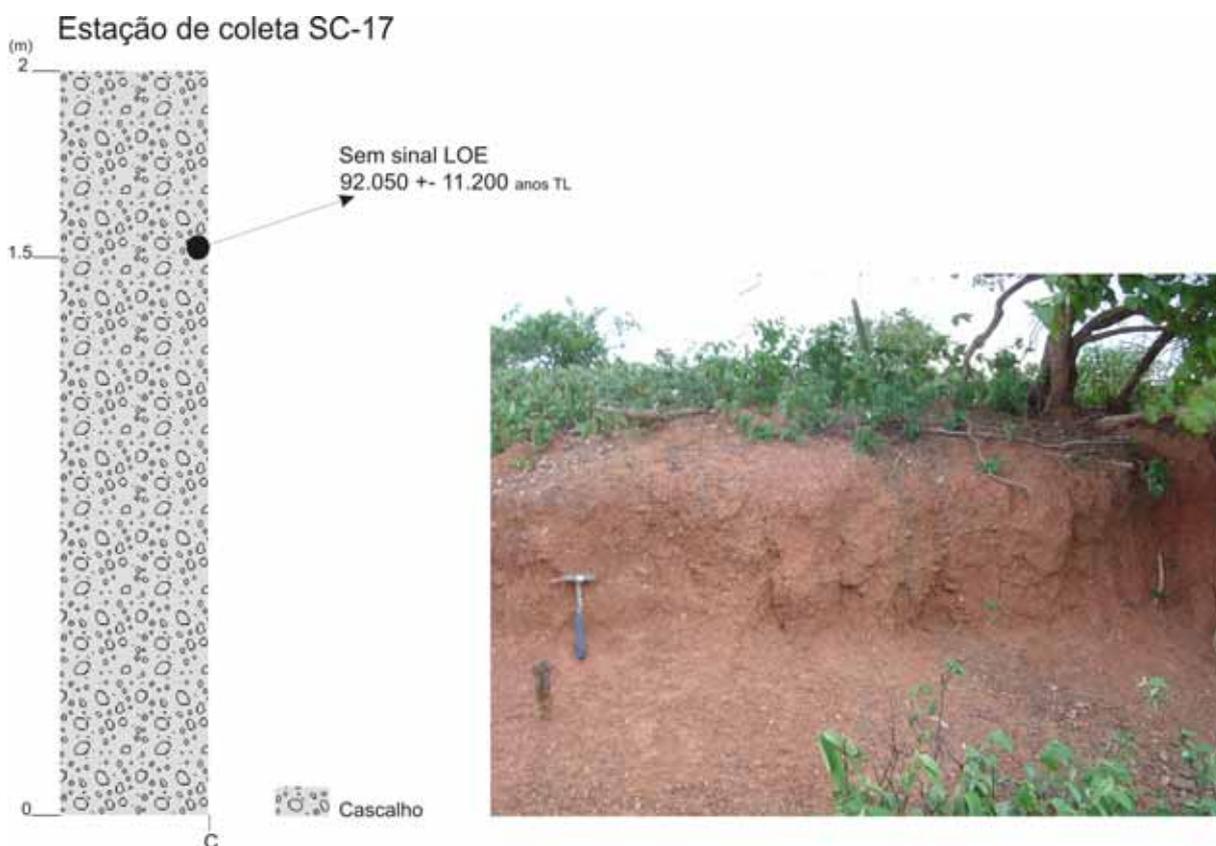


Figura 58 - Seção colunar da estação de coleta SC-17, depósito de cascalheira sustentada por matriz. A fotografia mostra detalhe do afloramento, com seixos de quartzo, arenito ferruginizado e concreções ferruginosas.

### Estação de coleta SC-53

O afloramento SC-53 localiza-se na BR-020 (Fig. 56), ao lado da antiga ponte, conhecida como “ponte quebrada”. A figura 59 traz a modelagem do terreno. A seta apresenta a posição da coleta, localizada na calha do atual leito seco do Rio Piauí. A área tem topografia suave, com cotas variáveis de 340m a 300m.

O afloramento tem 3m de espessura (Fig. 60) e apresenta camada basal de 0,62m de espessura, com laminações paralelas. Superposta a essa camada, existe uma sucessão de três camadas, caracterizadas por granodrecrescência ascendente (*finig-upward*). A gradação indica que, partindo da base para o topo dessas camadas, a energia deposicional diminuiu. Apresentam laminações plano paralelas incipientes. O sedimento varia de grânulos e seixos arredondados de quartzo para areia lamosa ou lama arenosa. A diminuição do tamanho do grão está diretamente relacionada à diminuição da energia do fluxo. O depósito é aqui interpretado como formado por transbordamento do canal fluvial em planície de inundação.

A idade da sedimentação (obtida por LOE) variou de 37.000 a cerca de 10.000 anos (LOE), abrangendo o Pleistoceno Superior e o Holoceno. Nessa última camada, foram encontradas evidências de ocupação humana pela presença de material lítico e estrutura de fogueira.

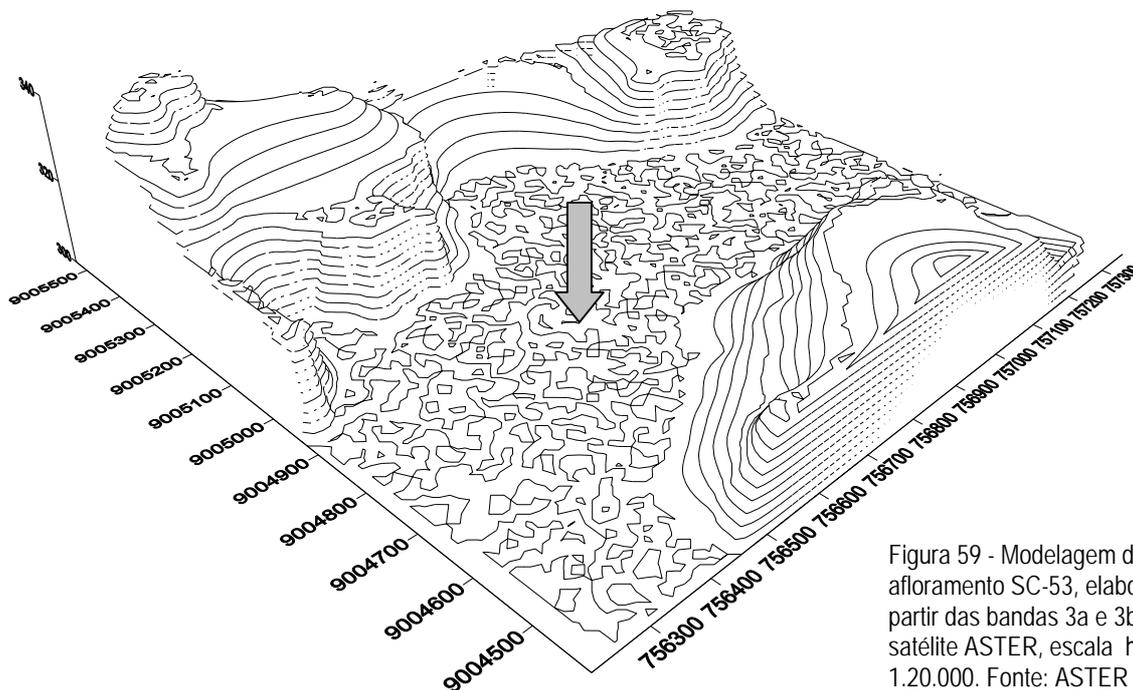


Figura 59 - Modelagem da área do afloramento SC-53, elaborada a partir das bandas 3a e 3b do satélite ASTER, escala horizontal 1.20.000. Fonte: ASTER 2006, bandas 3a e 3b.

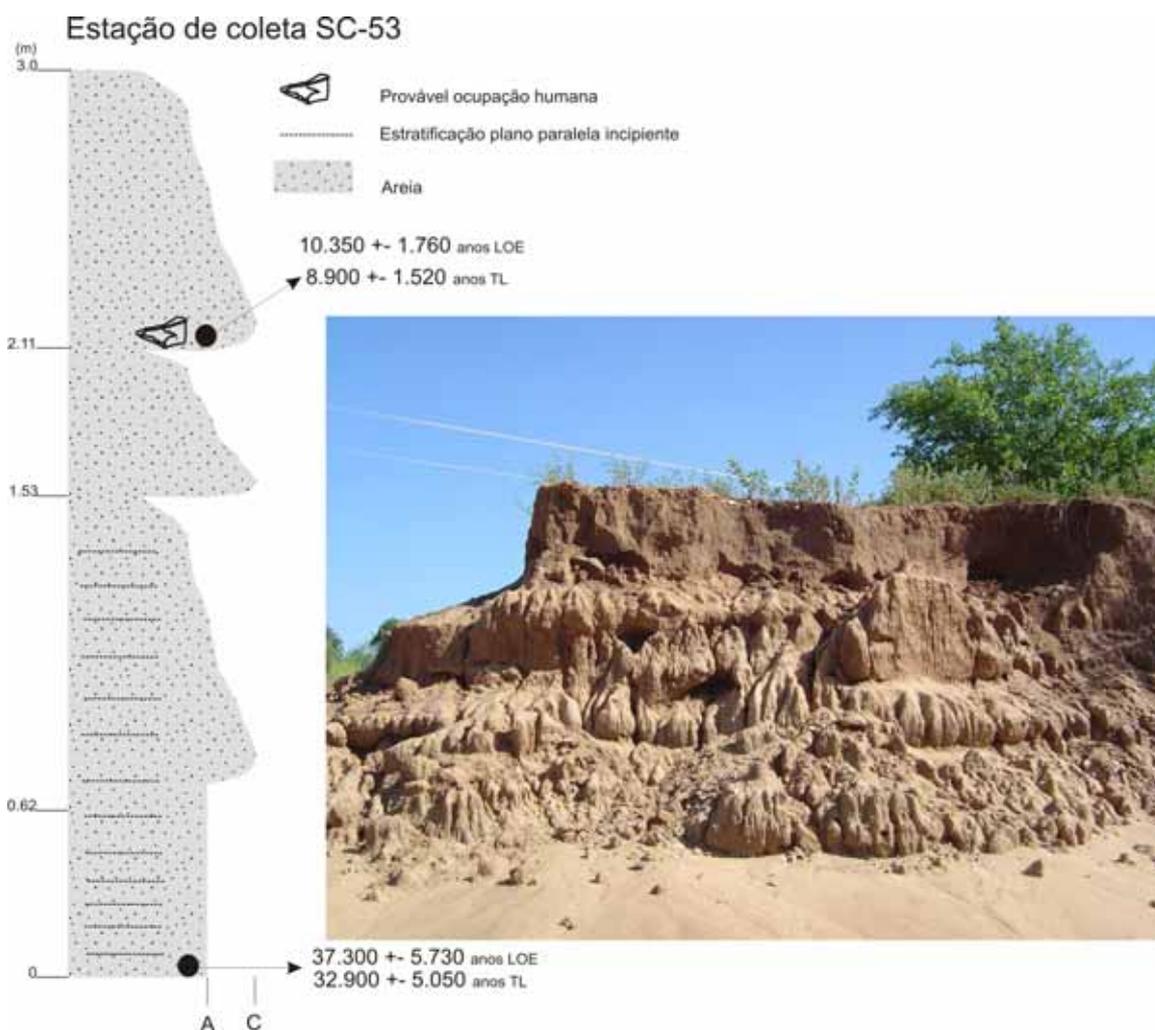


Figura 60 - Estação de coleta SC-53 depósito de planície de inundação do rio Piauí.

#### Estação de Coleta SC-55

O afloramento SC-55 localiza-se à margem esquerda da estrada que leva a Barragem da Onça (Fig. 56). A modelagem de terreno (Fig.61) exhibe topografia levemente ondulada, erodida por incisão de drenagem, marcada pela variação topográfica de 300m a 280m, e a posição do depósito está indicado pela seta.

O depósito é composto por única litologia (Fig. 62) que repousa diretamente sobre gnaisses da Faixa Riacho do Pontal. O depósito é formado por cascalheira polimítica, sustentada por clastos, de quartzo, quartzito e sílex, arredondados a subarredondados e a matriz é arenosa.

Os sedimentos foram depositados por fluxo de detritos, e seus clastos transportados em massa, gerando cascalheira sustentada por clastos. Os seixos apresentam imbricação incipiente e gradação normal, indicando que no topo da seqüência a velocidade e competência do fluxo diminuíram e conseqüentemente os tamanhos dos sedimentos da carga.

A amostra coletada na base do depósito apresenta idade TL em 54.000 +/- 6.300, indicando que a deposição nesse sítio deu-se no Pleistoceno Superior. Na tentativa de obter idade por LOE a amostra não mostrou reprodutividade.

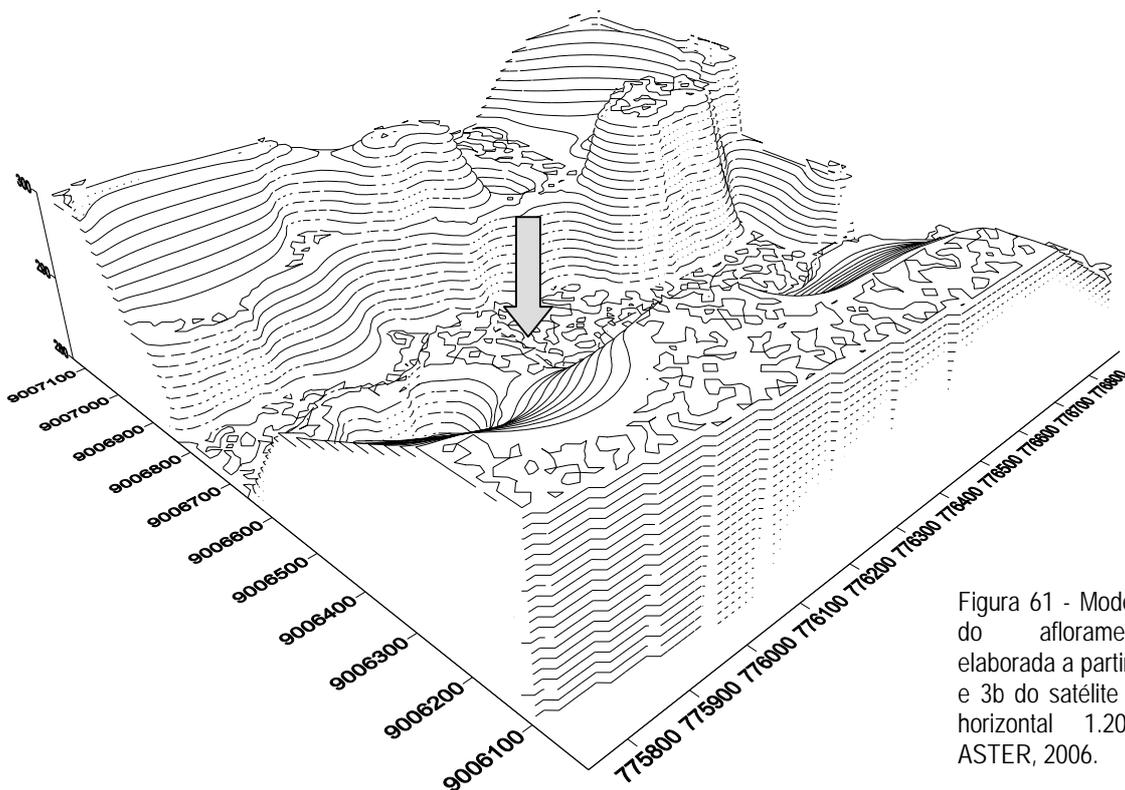


Figura 61 - Modelagem da área do afloramento SC-55, elaborada a partir das bandas 3a e 3b do satélite ASTER, escala horizontal 1.200.000. Fonte: ASTER, 2006.

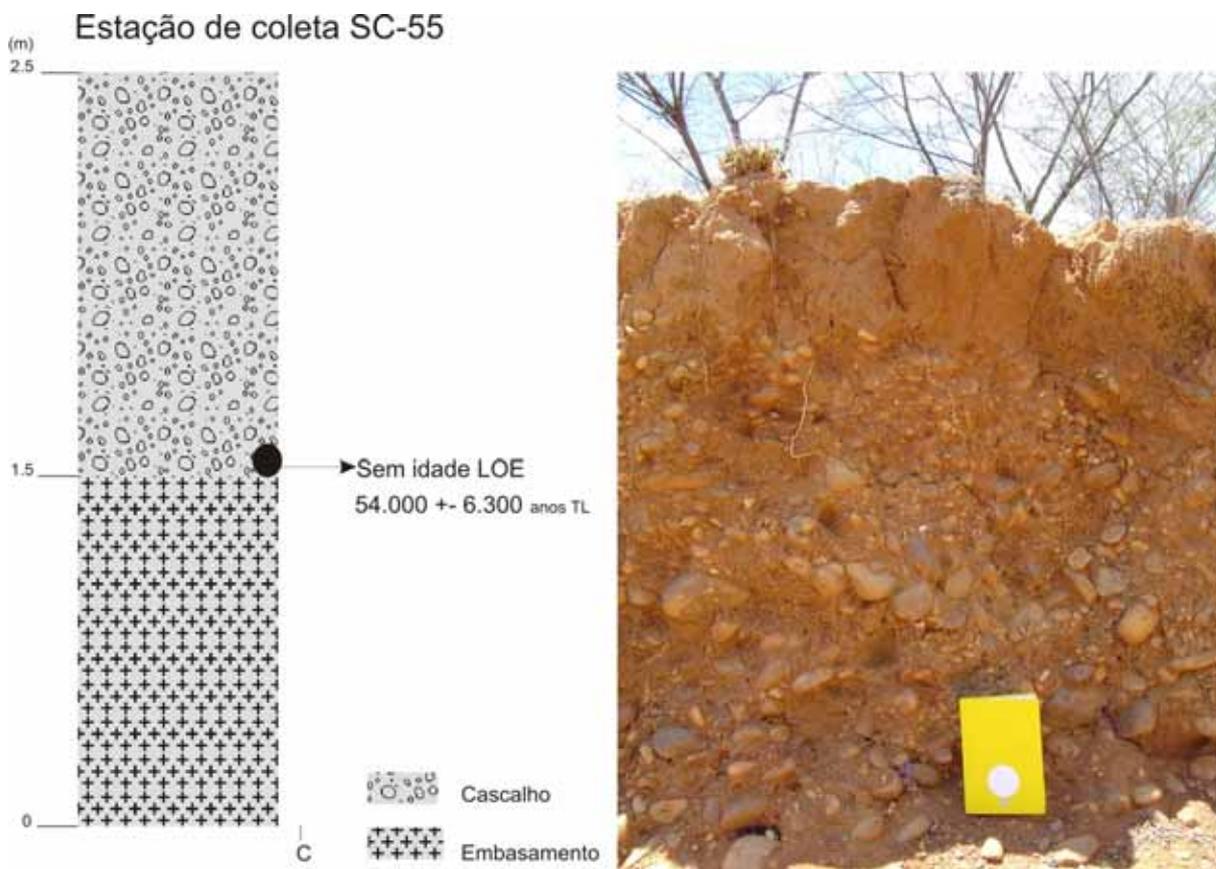


Figura 62 - Seção colunar da estação de coleta SC-55, depósito composto por camada de cascalheira polimítica sobreposta a gnaisses da Faixa Riacho do Pontal.

### Estação de Coleta SC-63

O afloramento localiza-se à margem do Riacho Olho d' Água da Cota, uma das inúmeras incisões de drenagem que erodem os arenitos da Formação Cabeças e folhelhos da Formação Pimenteira na extremidade nordeste da área de estudo, fora do Parque Nacional. Para a sua localização ver a figura 26.

O afloramento tem 3,1m de espessura (Fig. 63) e possui duas camadas sedimentares. A camada basal é constituída de cascalheira sustentada por matriz. Os grossos são seixos, blocos e calhaus, de quartzo exibindo estrutura maciça. Superposta a essa camada, ocorre areia lamosa de estrutura maciça com diâmetro médio em areia muito fina, pobremente selecionada, com espessura de 1,9m.

As características morfológicas e sedimentológicas levam a interpretá-los como um depósito de leque aluvial, associado a enchente laminar, onde a camada de cascalheira sustentada por matriz, e a camada arenosa de sedimento mal selecionado, representam episódios de fluxo de detritos, originados de área fonte próximas. O transporte desses sedimentos ocorreu em eventos de chuvas torrenciais típicas de clima semi-árido.

A amostra datada por LOE não mostrou sinal de leitura, porém apresentou idade TL de 7.600 +- 940, do início do Holoceno, podendo ser correlacionada com o topo do depósito SC-53.

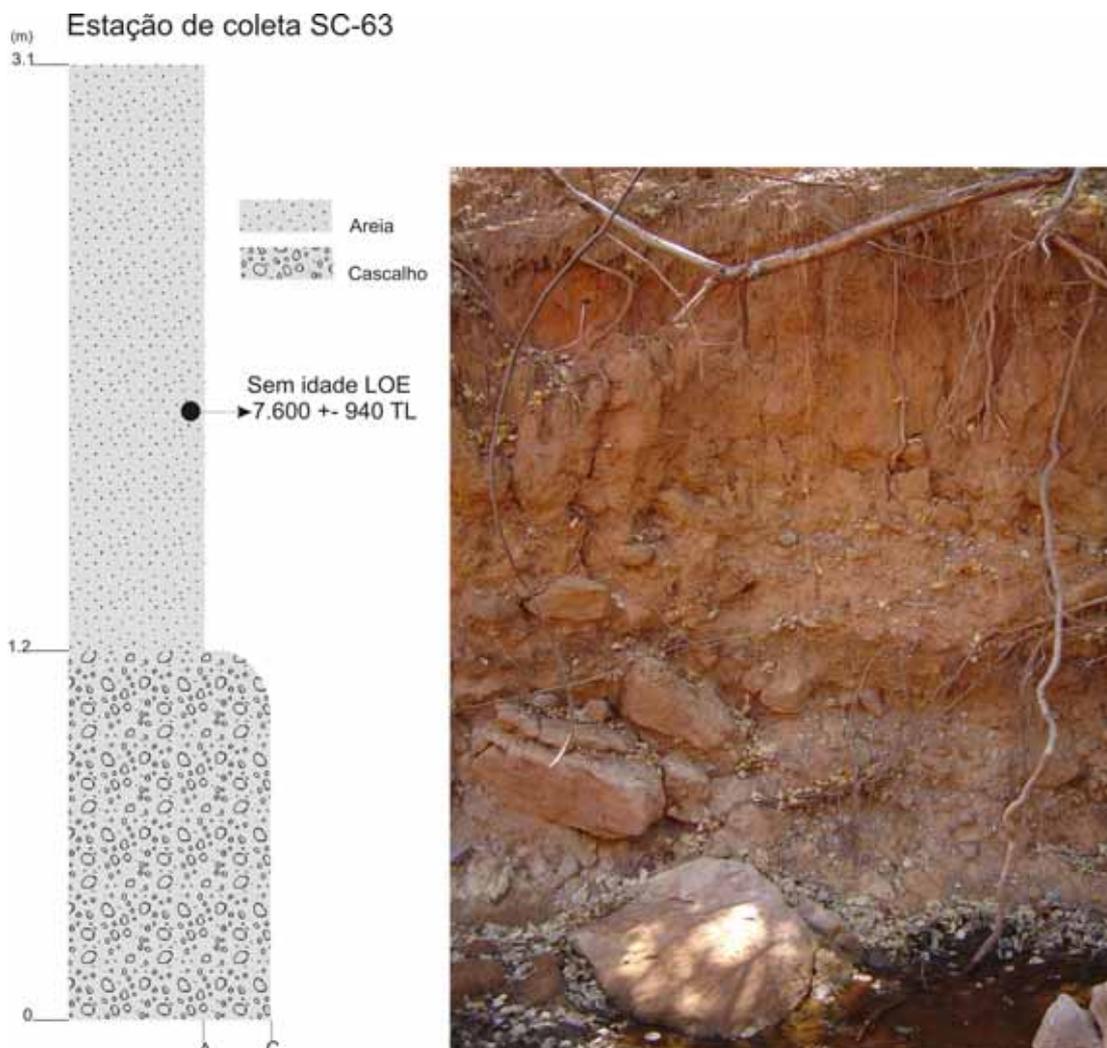


Figura 63 - Estação de coleta SC-63, riacho do Olho d' Água da Cota, depósito aluvial, camada de cascalheira sobreposta por areia mal selecionada.

## Estação de Coleta SC-64

Terraço do rio Piauí, em São João do Piauí, na estrada que leva à Barragem Jenipapo. O depósito é composto por uma única camada com 3,5m de espessura, com estrutura maciça (Fig. 64). A classificação granulométrica indica que os sedimentos variam de areia lamosa a lama arenosa com diâmetro médio em silte, variável de pobre a moderadamente selecionado.

O depósito foi interpretado como formado durante episódios de cheias, relacionadas a chuvas intensas, promovendo maior velocidade e quantidade de sedimentos em suspensão disponíveis. Em consequência, ocorre o extravasamento, construindo uma planície de inundação, adjacente ao canal principal.

A idade da sedimentação pode ser inferida entre o final do Pleistoceno e o começo do Holoceno (considerando-se a margem de erro das idades), podendo também correlacionar-se com os depósitos SC-53 e SC-63.



Figura 64 - Seção colunar da estação de coleta SC-64, com indicações dos locais de amostragem para datação por luminescência e radiocarbono e granulometria, além do nível de ocupação arqueológica.

### Estação de Coleta SC-74

O afloramento localiza-se na calha do rio Piauí, numa estrada vicinal da zona rural de São Raimundo Nonato (Fig. 56). Na modelagem de terreno (Fig. 65) percebe-se que a calha do rio Piauí, a 350m de altitude, é delimitada por superfícies quase planas bem definidas a 380m de altitude e no centro da figura percebe-se um ressalto topográfico em formato de barra arenosa.

O depósito é composto por camada arenosa de 1,6m de espessura com estrutura maciça. O sedimento foi classificado como areia lamosa, com diâmetro médio em silte e muito pobremente selecionado (Fig. 66). É interpretado como uma barra de areia depositada por fluxos de detritos, durante episódio de inundação, quando o nível da água está mais baixo, relacionado com a diminuição da intensidade do evento, possivelmente um rio entrelaçado conglomerático, que alterna camadas arenosas e cascalhosas.

O afloramento 74 é formado por uma camada única de areia, uma vez que a datação de dois níveis apresenta praticamente a mesma idade (considerando as margens de erro). O depósito formou-se durante o Pleistoceno Superior há cerca de 22.000 anos.

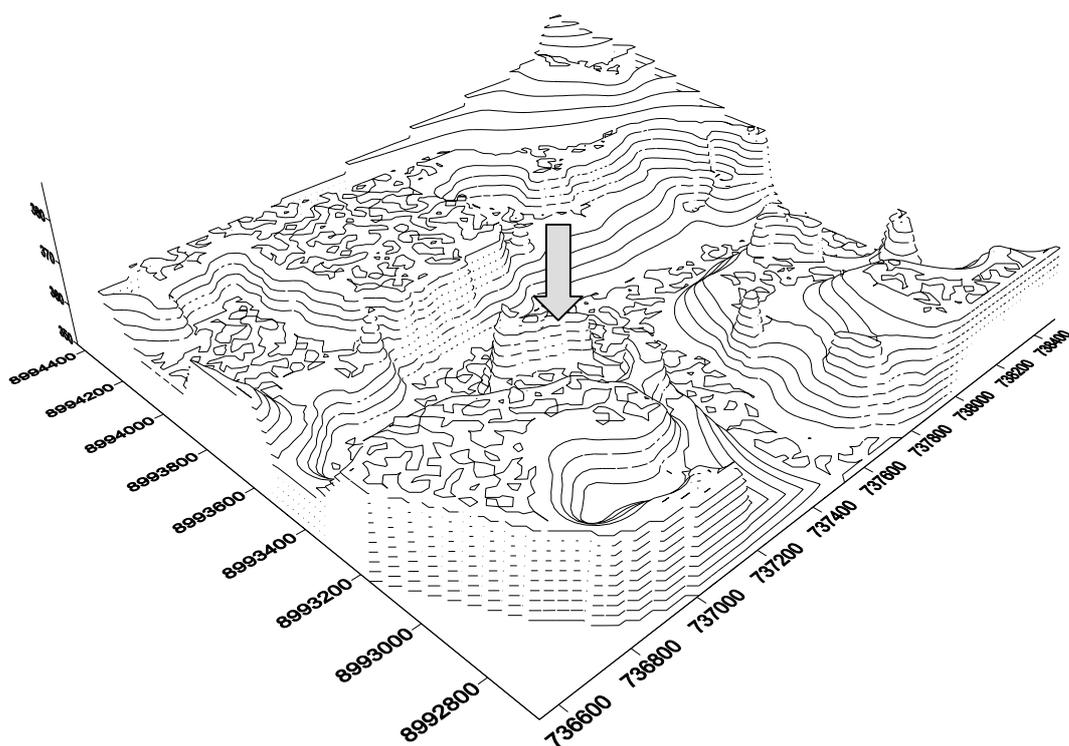


Figura 65 - Modelagem do terreno do afloramento SC-74, elaborada a partir das bandas 3a e 3b do satélite ASTER, escala horizontal 1.20.000. Fonte: ASTER, 2006.

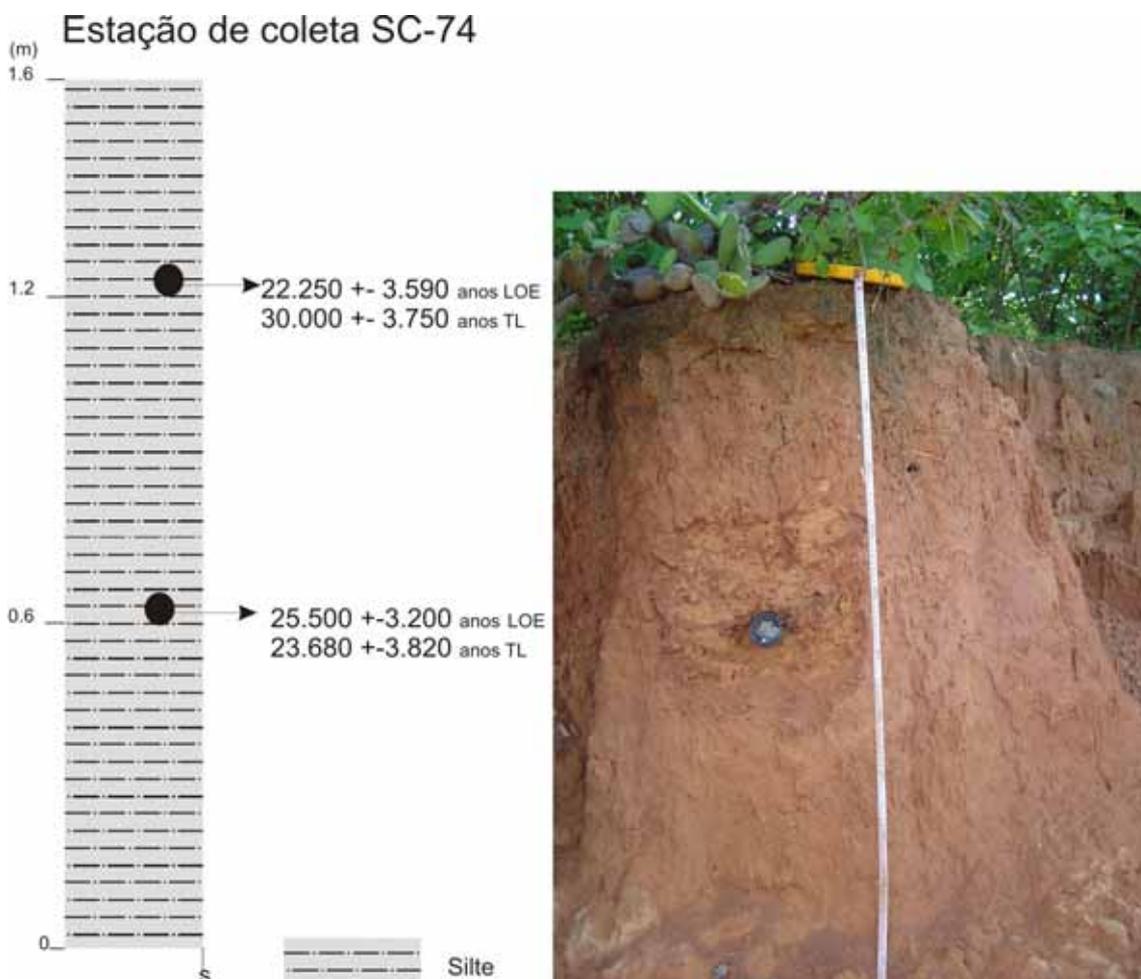


Figura 66 - Seção colunar e fotografia da estação de coleta SC-74.

#### Estação de Coleta SC-77

O afloramento da estação de coleta SC-77 é um terraço fluvial do rio Piauí, próximo ao açude do "Tanque" (Fig. 56), construído em São Raimundo Nonato. A figura 67 apresenta a modelagem do terreno, a calha do rio Piauí a 300m de altitude, cercada por terraços que chegam a 330m. É possível notar na calha a existência de três depressões. A seta indica a posição do afloramento.

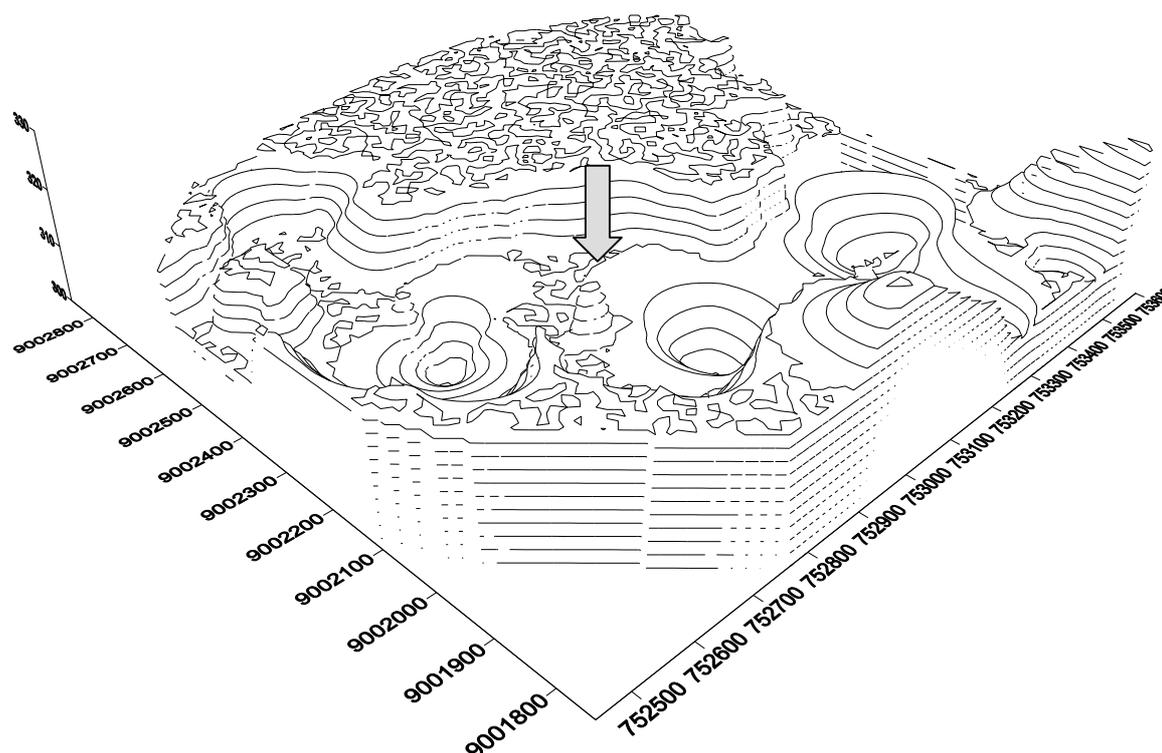


Figura 67 - Modelagem do terreno do afloramento SC-77, elaborada a partir das bandas 3a e 3b do satélite ASTER, escala horizontal 1.20.000. Fonte: ASTER, 2006.

As rochas que afloram no leito do rio são gnaisses da Faixa Riacho do Pontal. O depósito tem duas litologias, uma arenácea e outra rudácea (Fig. 68). A camada basal é rudácea, composta por cascalheira, sustentada por matriz de estrutura maciça. A camada intermediária arenácea é formada por areia lamosa, com diâmetro médio em areia fina, e muito pobremente selecionada. Concreções ferruginosas estão presentes e dispersas por toda essa camada arenosa. Acima dessa camada, o rio depositou outro pacote cascalhoso, e acima dele, a última camada arenosa.

As camadas de cascalho sustentado por matriz e de estrutura maciça, foram depositadas por fluxos hidrodinâmicos de alta energia, isto é, fluxos de detritos provavelmente relacionados a eventos de inundação. As areias maciças também representam eventos de inundação, não obstante o nível da água era mais baixo, relacionado com a diminuição da intensidade do evento.

Esta associação de camadas sedimentares possivelmente está relacionada a rio entrelaçado conglomerático, onde ocorrem acentuadas flutuações na descarga das correntes, onde produzem essa alternância de sedimentos cascalhosos e arenosos.

As idades LOE da camada arenosa mais espessa sugeriram a sedimentação, durante o Pleistoceno Superior, há cerca de 120.000 anos.

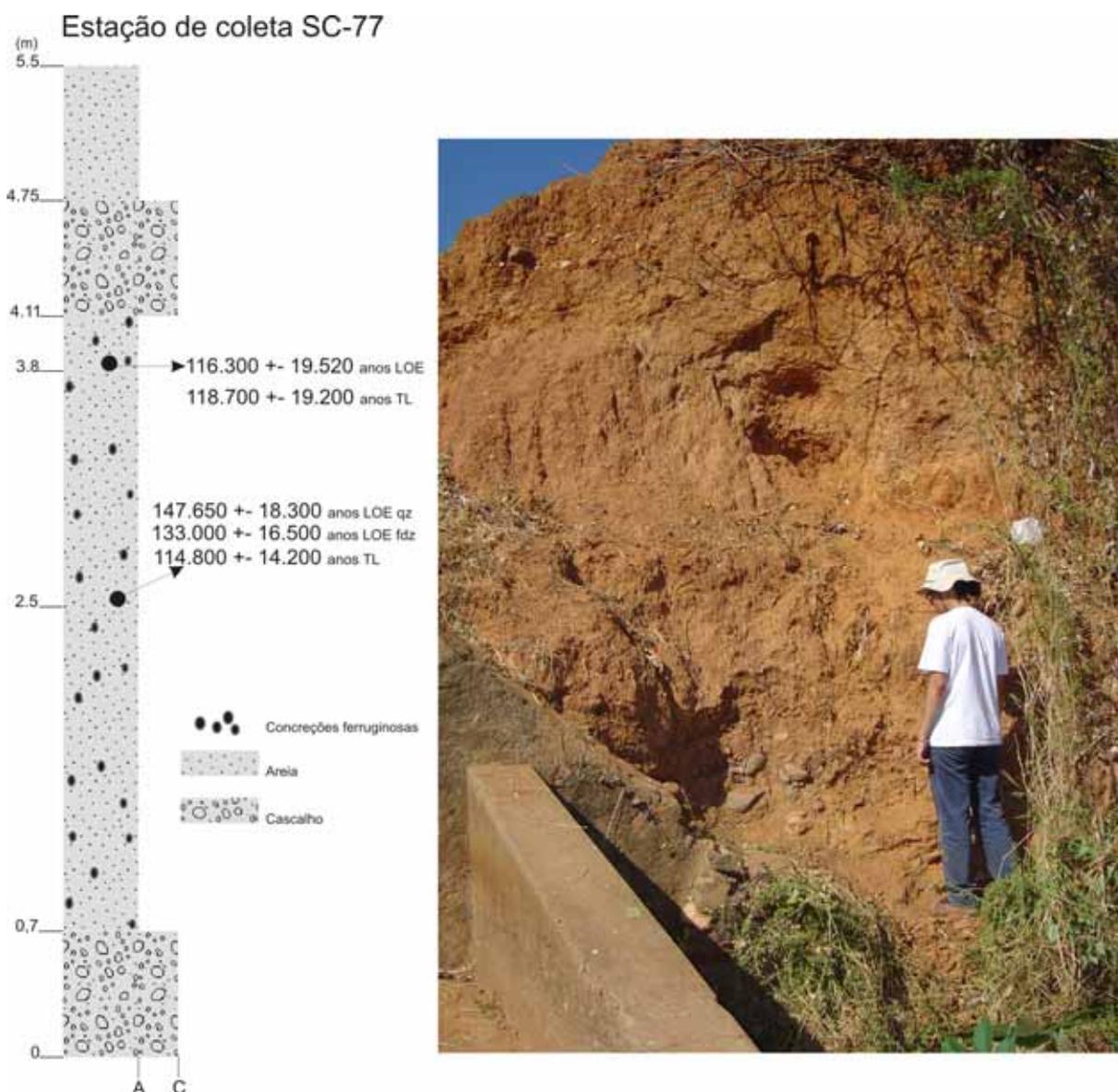


Figura 68 - Estação de coleta SC-77 na cidade de São Raimundo Nonato, onde se vê seqüência aluvial de 5,5m de espessura de camadas alternadas de cascalho e areia.

#### Estação de Coleta SC-78

O afloramento SC-78 localiza-se em São Raimundo Nonato (Figs. 26 e 56), nos fundos da Serrana Motos (revendedora de motocicletas), situada na margem da rodovia estadual PI-140. A morfologia do terreno indica que o afloramento estudado (indicado pela seta) localiza-se às margens de uma superfície deprimida, em uma pequena lagoa, ligada à planície de inundação do Rio Piauí (Fig. 69).

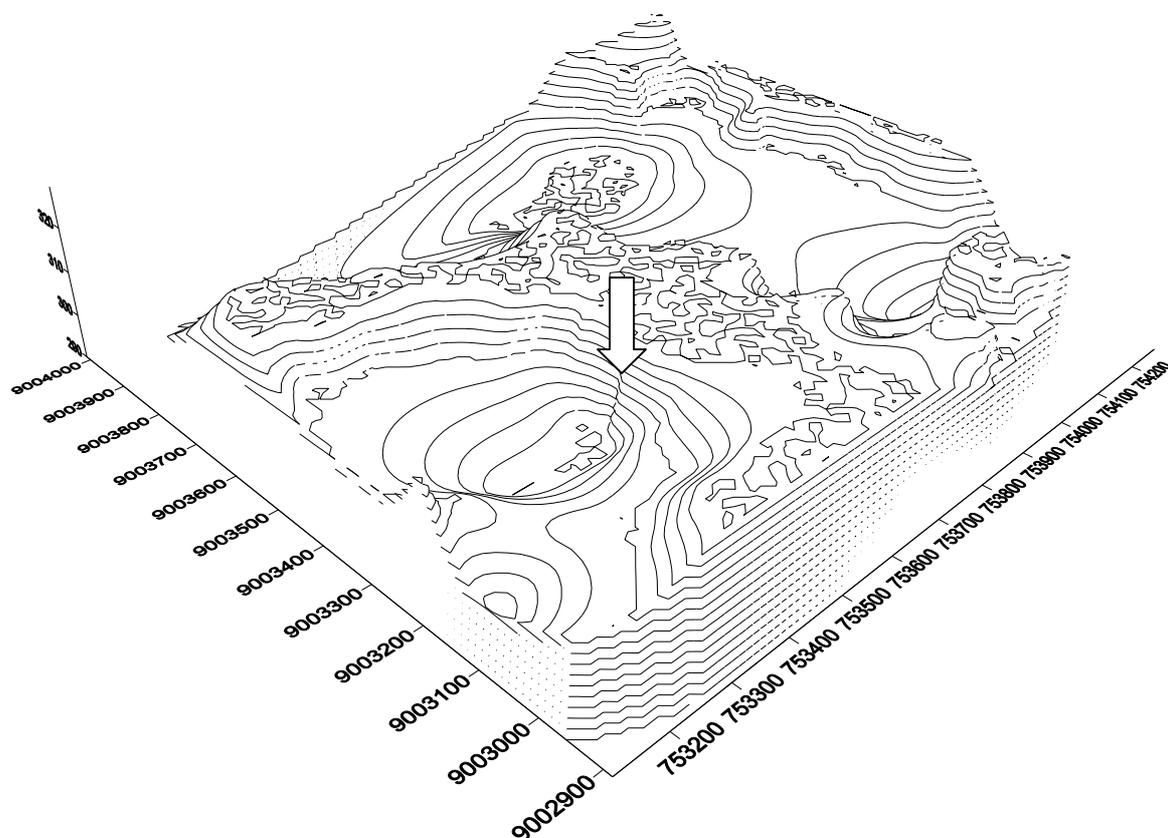


Figura 69 - Modelagem do terreno do afloramento SC-78, elaborada a partir das bandas 3a e 3b do satélite ASTER, escala horizontal 1.20.000. Fonte: ASTER, 2006.

A base do afloramento (Fig. 70) mostra uma camada argilosa maciça, com 1m de espessura, depositada possivelmente por decantação de carga em suspensão, indicando um ambiente de baixa energia, isto é, uma pequena lagoa. A segunda camada representa total mudança no ambiente deposicional, que inicialmente era de baixa energia, mas passa para um de alta energia, depositando-se camada cascalhosa, sendo os clastos, seixos arredondados a subarredondados de quartzo em matriz areno-argilosa, indicando ambiente de alta energia, ligada a processos de fluxos de detritos. Os seixos apresentam imbricação incipiente além de gradação normal, indicando que no topo da seqüência a velocidade e a competência do fluxo diminuíram e conseqüentemente a quantidade de grossos.

As idades TL e LOE mostram-se bastante coerentes, estimando o início da sedimentação do nível argiloso basal (lacustre), há cerca de 430.000 anos no Pleistoceno Médio, e a base da camada de cascalheira, em cerca de 180.000 mil anos, também no Pleistoceno Médio.

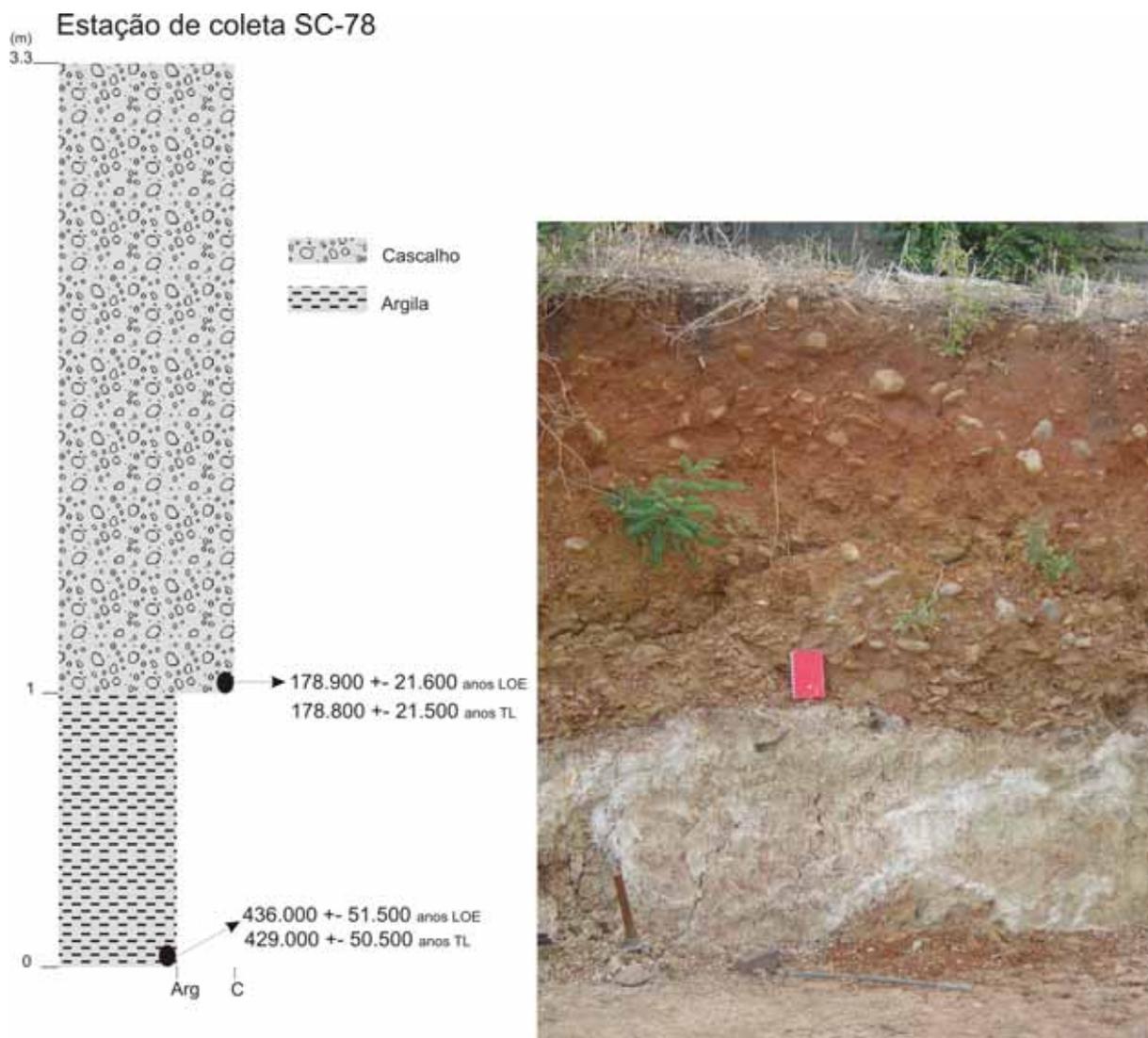


Figura 70 - Estação de coleta SC-78 com depósito aluvial formado por argila basal e cascalheira sustentada por matriz superposta.

#### Estação de Coleta SC-102

O afloramento da estação de coleta SC-102 está localizado próximo ao trevo da BR-020, na saída oeste de São Raimundo Nonato (Fig. 26 e 56). A figura 71 apresenta a modelagem da área; a posição do depósito é indicada pela seta. A topografia é suavemente ondulada, com altitude variando de 340 a 310, sendo que os sedimentos preservados na porção mais plana guardam ainda a forma de terraço.

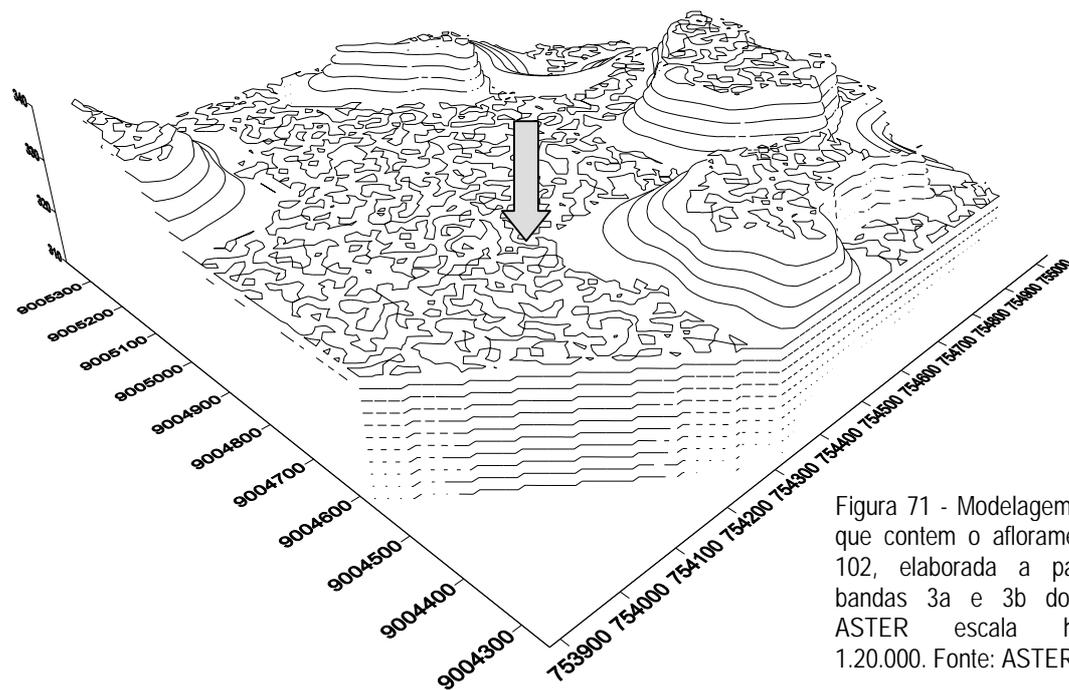


Figura 71 - Modelagem da área que contém o afloramento SC-102, elaborada a partir das bandas 3a e 3b do satélite ASTER escala horizontal 1.20.000. Fonte: ASTER 2006.

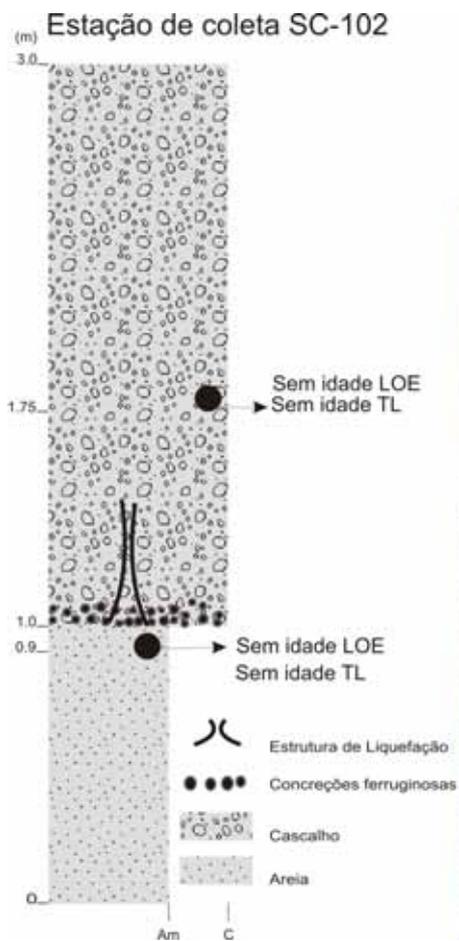


Figura 72 - Estação de coleta SC-102.

Esse depósito exhibe duas camadas distintas (Fig. 72). A base é composta por areia cascalhosa com diâmetro médio em areia média, depositada provavelmente por fluxos de detritos em eventos de perda de energia, durante inundações, quando o nível da água do rio estava mais baixo. Acima se depositou cascalheira sustentada por clastos de quartzo arredondados a subarredondados. Na base da cascalheira existem concreções ferruginosas. Nota-se imbricação dos seixos, depositados por fluxos de detritos em eventos de alta energia, gerados por inundações, além da presença de estruturas de liquefação. Litologicamente esse perfil é semelhante ao perfil da estação de coleta SC-77, cujos sedimentos também indicam acentuadas flutuações na descarga das correntes produzindo esta alternância de sedimentos cascalhosos e arenosos. Porém esse afloramento destaca-se dos demais por ter sofrido perturbação pós-deposicional, que causaram rearranjo da estrutura da camada de cascalho, evidenciado pela presença de estruturas de liquefação.

Estruturas de liquefação ocorrem quando existe a transformação de um material granular em estado sólido (semi-inconsolidado), para um estado semi-fluido, devido o aumento repentino da pressão dos poros provocado por choques, normalmente atribuído a sismos (Youd, 1973, citado por, Lima, 2007). É um mecanismo comum que provoca deformação em sedimentos inconsolidados, associados com a tremor sísmico e ocorre geralmente após a deposição do sedimento e antes da sua compactação. Durante a liquefação, a estrutura do empacotamento é rompida e os grãos ficam temporariamente suspensos no fluido ou são levantados o suficiente para quebrar o arcabouço (Lowe, 1975). São chamadas de pilares e bolsões (Figuras 73 e 74). Estruturas semelhantes foram encontradas por Bezerra *et al.* (2005) em afloramentos de canais fluviais entrelaçados do Rio Grande do Norte e Ceará.

Os pilares e os bolsões são estruturas que ocorrem normalmente, associadas uma a outra. Segundo Bezerra *et al.* (2005), pilares são colunas de seixos e blocos verticalizados, cuja altura pode chegar a poucos metros, com espessura de poucos decímetros. Normalmente a estrutura tem forma sutilmente cônica, com topo mais espesso que a base. Os bolsões costumam ser as raízes desses pilares. Os pilares são as estruturas mais comuns, no afloramento do rio Piauí.

Os seixos e blocos encaixados no interior dos pilares apresentam mergulho acentuado. Caracteriza também essas estruturas a diminuição da quantidade de matriz em seu interior, onde o empacotamento do arcabouço é mais apertado do que nas porções laterais exteriores. Isso se dá, devido à expulsão de boa parte do material mais fino, durante o escape ascendente do fluido. No que diz respeito a composição granulométrica da matriz, tanto o interior quanto as laterais exteriores apresentam composição semelhante, com o predomínio das frações areia grossa a areia fina, em ambos os casos, principalmente areia grossa nas laterais e areia média no interior (Lima, 2007).

As amostras coletadas para datação, LOE e TL, não apresentaram reprodutividade, portanto a idade da sedimentação não foi determinada.

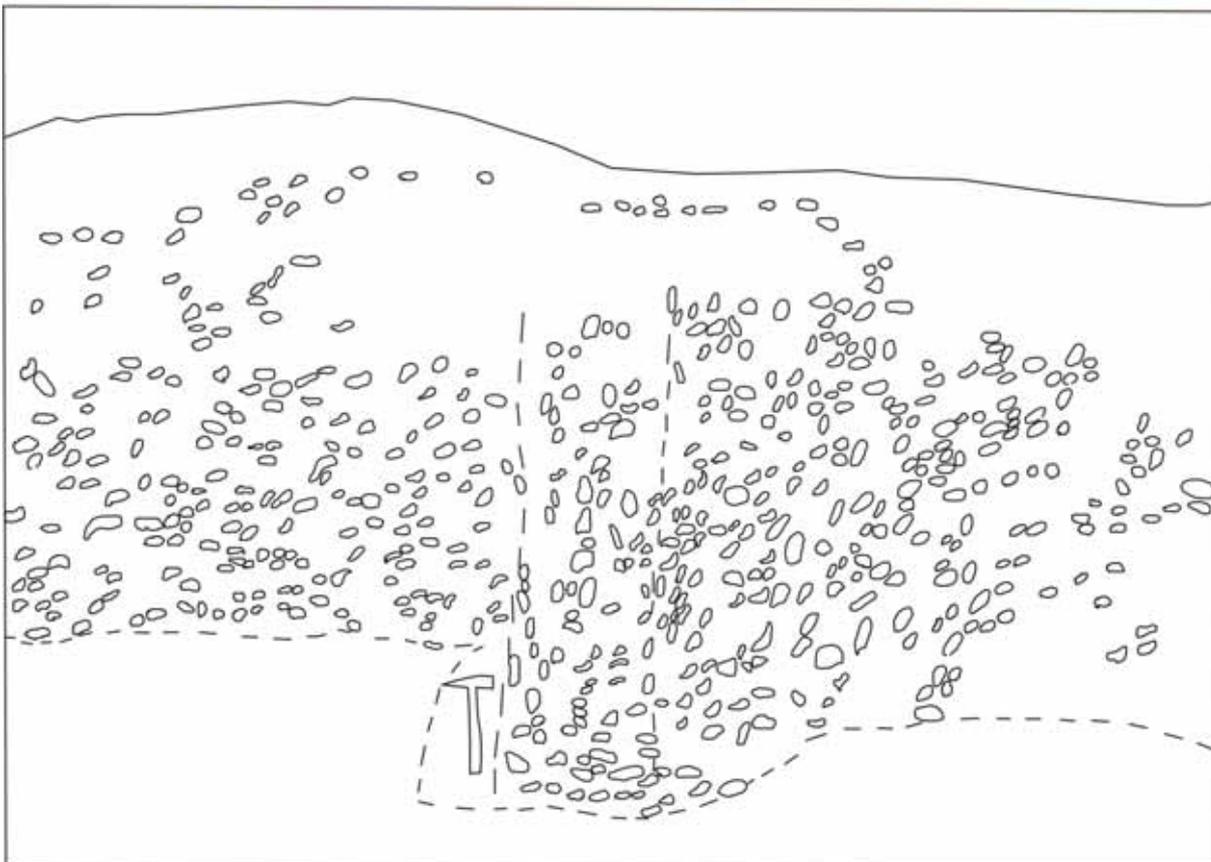


Figura 73 - Detalhe da estação de coleta SC-103. Estrutura em pilar com 2m de altura por 30 cm de espessura, notar na fotografia os seixos verticalizados e a reduzida quantidade de matriz no centro da estrutura.

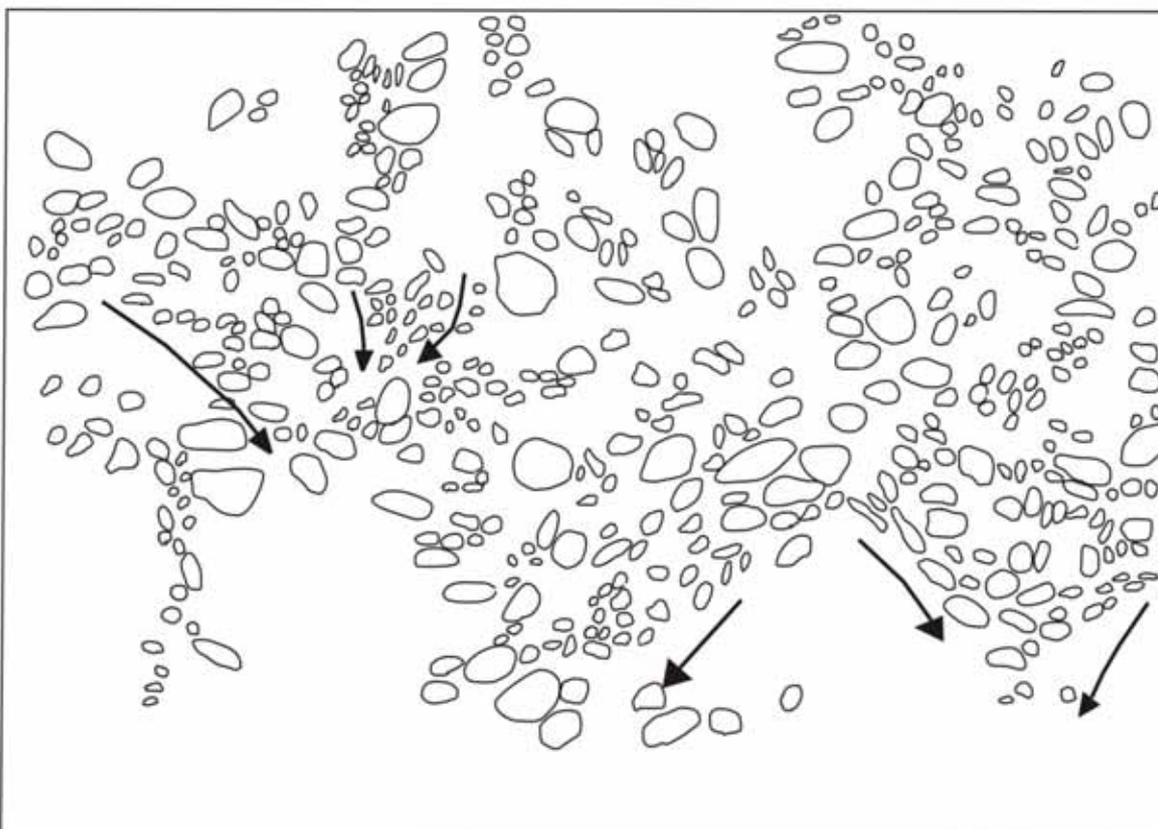


Figura 74 - Detalhe da estação de coleta SC-103. Estrutura em pilar com bolsões na base.

### Estação de Coleta SC-103

Uma trincheira aberta pela prefeitura, durante a instalação de canos de água em uma rua do Bairro Umbelina, em São Raimundo Nonato (Figs.56 e 26), mostrou uma camada de cascalheira sustentada por clastos de quartzo, arredondados a subangulosos, maciça, com matriz composta por lama areno-cascalhosa, com diâmetro médio em areia média, muito pobremente selecionada (Fig. 75).

As características sedimentológicas desse depósito indicam que ele foi depositado por fluxos de detritos, durante episódios de alta energia, gerados por eventos de inundação do rio Piauí.

A sedimentação ocorreu há cerca de  $296.550 \pm 45.900$  anos (idade LOE), no Pleistoceno Médio.

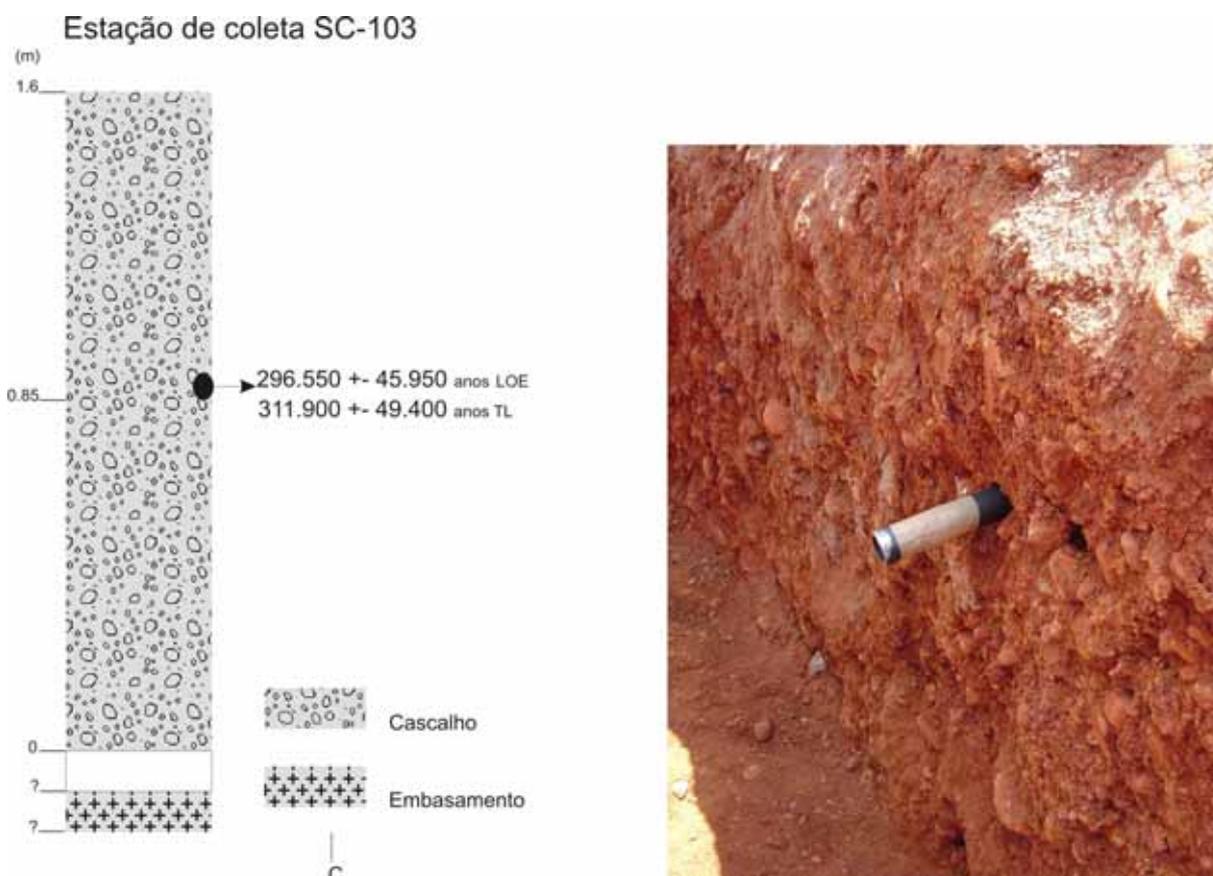


Figura 75 - Seção colunar da estação de coleta SC-103, cascalheira depositada diretamente sobre embasamento cristalino, notar na fotografia tubo de coleta para datação.

Durante os trabalhos de campo, na cidade de São Raimundo Nonato, foram identificados depósitos de cascalheira em diversos bairros, como Aldeia, Parede e Umbelina. Nas proximidades do trevo da BR-020, cascalheiras foram depositadas durante atividade fluvial do rio Piauí. O "Cruzeiro", ponto mais alto da cidade, também no Bairro Umbelina, é recoberto por um terraço cascalhoso do rio Piauí. Toda a cidade de São Raimundo Nonato foi edificada em cima de antigas barras de cascalho de rio entrelaçado, cuja deposição mais antiga data de cerca de 300.000 anos e a mais nova de cerca de 180.000 anos.

### 6.3.2 Características granulométricas dos depósitos aluviais

Em relação à distribuição dos valores das classes modais, os sedimentos provenientes dos depósitos aluviais foram classificados como lama arenosa, areia lamosa, areia cascalho lamosa e cascalho arenoso, (Fig. 76). A tabela completa com a classificação granulométrica está no anexo 3. Possivelmente a proveniência dos sedimentos está relacionada ao intemperismo das rochas da Bacia do Parnaíba e da Faixa Riacho do Pontal.

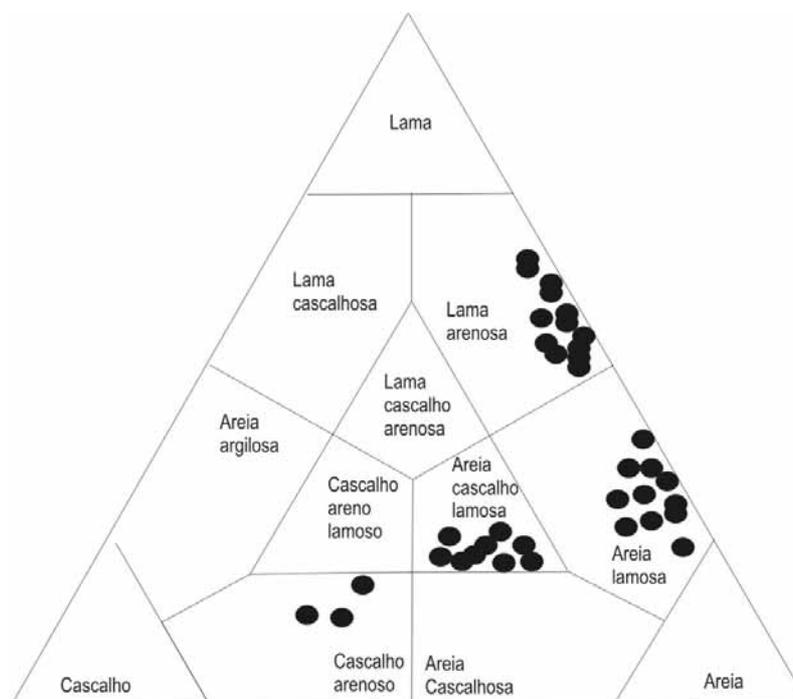


Figura 76 - Diagrama de Shepard para amostras aluviais.

As análises granulométricas mostram predominância de sedimentos muito pobremente selecionados e pobremente selecionados (ver anexo 3).

Quanto ao parâmetro de assimetria, há predomínio de valores de assimetria muito positiva, sugerindo sedimentos depositados em fluxo unidirecional (anexo 3). Em relação a curtose, os valores variam de muito leptocúrticos a platicúrticos.

Os valores granulométricos plotados no diagrama de Sahu (Fig. 77) mostram que somente os sedimentos da estação de coleta SC-64 (depósito de planície de inundação) situaram-se no campo de ambiente fluvial. Quanto às demais amostras, ficaram distribuídas no campo de ambiente de baixa fluidez, com características semelhantes aos depósitos elúvio-coluviais e coluviais, sugerindo que foram depósitos incipientemente retrabalhados por transporte rápido e por pequenas distâncias pelo rio Piauí e afluentes, conservando ainda as propriedades granulométricas prévias.

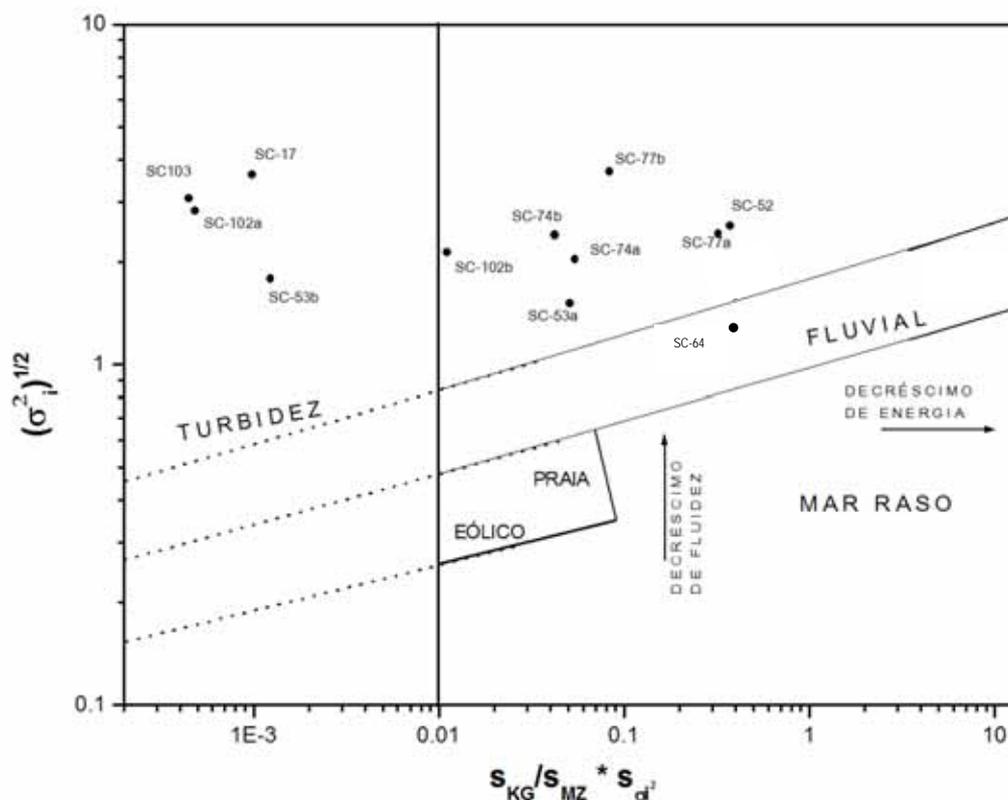


Figura 77 - Diagrama de Sahu (1964) para as amostras aluviais, mostrando que a maioria caiu no campo de alta turbidez, ambiente semelhante aos depósitos elúvio-colúviais e colúviais, sugerindo que o retrabalhamento fluvial foi em geral muito incipiente.

### 6.3.3 Dados geocronológicos

As idades obtidas através de datações por luminescência opticamente estimulada (LOE) e termoluminescência (TL) foram empregadas para situar cronologicamente os episódios de atividade fluvial do rio Piauí e de seus afluentes. As 14 datações obtidas são mostradas na tabela 11. O período de tempo abrange desde o Pleistoceno Médio, passando pelo Pleistoceno Superior, até a transição Pleistoceno-Holoceno.

Diante da distribuição das idades na curva global de variação dos isótopos ( $\delta^{18}\text{O}$ ), foi possível sugerir a existência de três eventos de atividade fluvial (Figuras 78 e 79). Mesmo considerando a margem de erro, três datações não podem ser incluídas nessas concentrações. A deposição de argila, relacionada à planície de inundação do rio Piauí de 436.000 anos, ocorreu em período quente da interglaciação Aftoniano, correspondendo ao estágio isotópico 12. A deposição de cascalheira do rio Piauí, de 296.550 anos em período quente da interglaciação Yarmouthiano, relaciona-se ao estágio isotópico 8, e a última datação, à deposição de cascalheira do rio Piauí, de 178.900 anos, em período da glaciação Illinoiano, estágio isotópico 7.

O Evento 1 de 133.000 a 92.050 anos apresenta registro em barras arenosas e barras cascalhosas de dois afloramentos. Essas idades abrangem o período frio, no começo da glacial Wisconsiniana, passando por

período quente, da interglaciação Sangamoniana até o início do período frio da glaciação Illinoiano, abrangendo os estágios isotópicos 7, 5e e 5c.

O Evento 2 vai de 54.000 a 22.250 anos e apresenta registro em barras cascalhosas, barras arenosas e depósitos de planície de inundação em três afloramentos, correspondendo a quatro idades. Essas idades correlacionam-se a períodos mais frios da glaciação Wisconsiana, incluindo o UMG (Último Máximo Glacial), abrangendo os estágios isotópicos 3 e 2.

O Evento 3 vai de 15.600 a 7.600 anos apresenta registro em barras cascalhosas, barras arenosas e depósitos de planície de inundação de três afloramentos, correspondendo à transição de período frio do fim da glaciação Wisconsiana até o interglacial quente do Holoceno, abrangendo os estágios isotópicos 2 e 1.

Assim como nos depósitos coluviais (ver item 6.2.5) há maior concentração de eventos de atividade do rio Piauí, durante o último máximo glacial e durante a transição Pleistoceno-Holoceno. De posse dos dados cronológicos dos depósitos aluviais e coluviais (Fig. 79), é possível correlacionar os eventos de colúviação e atividade do rio Piauí. Os eventos cronológicos 1, 2 e 4 ocorrem nos depósitos coluvial e aluvial, somente o evento 3 de colúviação não apresenta correspondência nos depósitos aluviais.

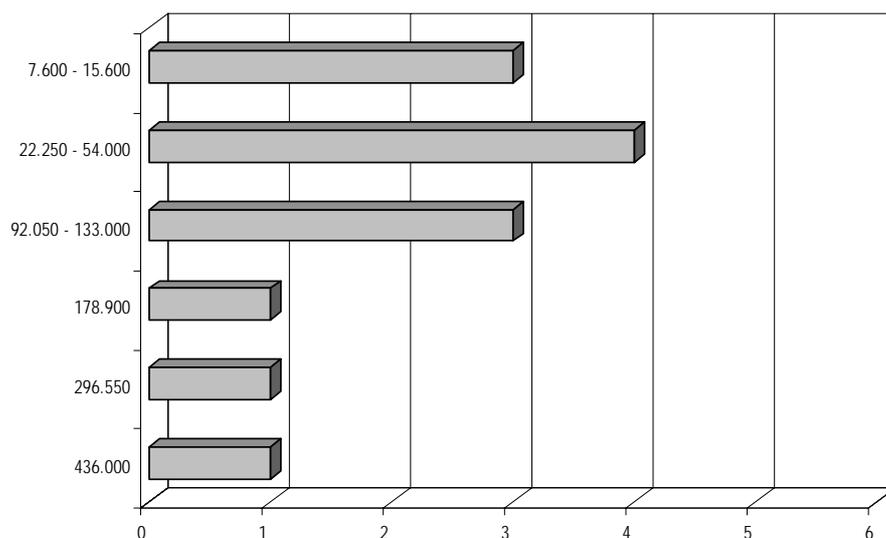


Figura 78 - Idades TL e LOE versus quantidades de amostras dos depósitos aluviais.

Tabela 11 - Datações por TL e LOE referentes aos depósitos aluviais.

AMOSTRA	DOSE ANUAL ( $\mu\text{GY}/\text{ANO}$ )	Q (DOSE AC)		IDADE LOE	IDADE TL
		LOE	TL		
SC-17	1.990 $\pm$ 26	sem sinal	109,5	sem sinal	92.050 $\pm$ 11.200
SC-53a	1450 $\pm$ 150	54,25	47,80	37.300 $\pm$ 5.730	32.900 $\pm$ 5.050
SC-53b	2.080 $\pm$ 250	21,50	18,50	10.350 $\pm$ 1.760	8.900 $\pm$ 1.520
SC-55	580 $\pm$ 10	sem sinal	31,4	sem sinal	54.000 $\pm$ 6.300
SC-63	1.370 $\pm$ 31	sem sinal	10,4	sem sinal	7.600 $\pm$ 940
SC-64	1.070 $\pm$ 24	16,8	13,4	15.600 $\pm$ 1.900	12.500 $\pm$ 1.550
SC-74a	1.860 $\pm$ 200	41,45	44,10	22.250 $\pm$ 3.590	23.680 $\pm$ 3.820
SC-74b	1300 $\pm$ 32	33,2	39,5	25.550 $\pm$ 3.200	30.000 $\pm$ 3.750
SC-77 a LOE quartzo	1.790 $\pm$ 43	264,3	205,5	147.650 $\pm$ 18.300	114.800 $\pm$ 14.200
SC-77a LOE feldspato	1790 $\pm$ 43		238,6	133.000 $\pm$ 16.500	
SC-77b	2.000 $\pm$ 250	245	250	116.300 $\pm$ 19.520	118.700 $\pm$ 19.920
SC-78 <sup>a</sup>	680 $\pm$ 12	295,0	290,0	436.000 $\pm$ 51.500	429.000 $\pm$ 50.500
SC-78b	1.210 $\pm$ 25	216,0	215,0	178.900 $\pm$ 21.600	178.000 $\pm$ 21.500
SC-102a	sem sinal	sem sinal	sem sinal	sem sinal	sem sinal
SC-102b	sem sinal	sem sinal	sem sinal	sem sinal	sem sinal
SC-103	1.000 $\pm$ 110	290	305	296.550 $\pm$ 46.950	311.900 $\pm$ 49.400

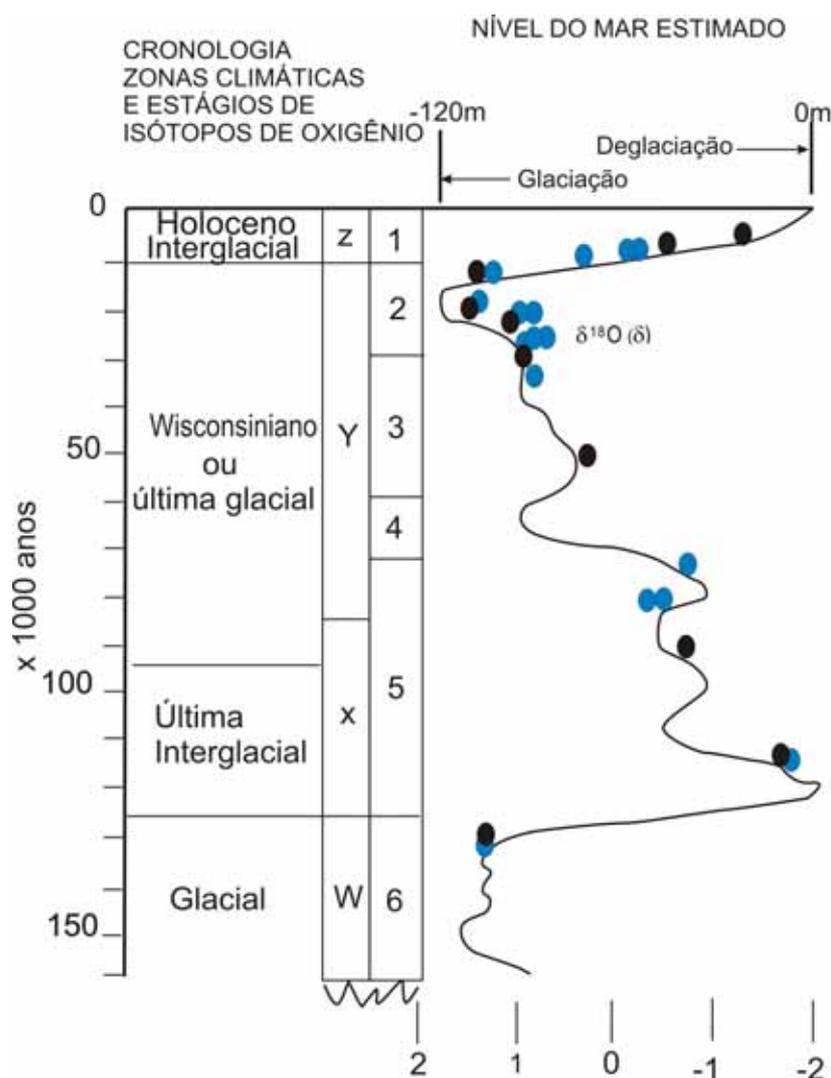


Figura 79 - Idades das deposições aluviais ( círculos pretos) e idades colúvias (círculos azuis) plotadas, em curva de variação mundial dos isótopos  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  (Modelo de Ericson e Wollin, 1968).

#### 6.3.4 Integração dos dados

Os depósitos aluviais da área de estudo estão relacionados ao curso do alto rio Piauí, podendo ser classificados como depósitos proximais. Suas camadas cascalhosas e arenosas são sugestivas de um rio entrelaçado cascalhoso. As características sedimentológicas, tais como, estruturas sedimentares predominantemente maciças, estruturas plano-paralelas incipientes, gradação normal, imbricação incipiente, mal seccionamento dos grãos, indicam que a sedimentação deu-se em regime de fluxo de detritos durante episódios de inundação. A energia da inundação variou conforme a granulometria da camada. Os cascalhos foram depositados em ambiente de alta energia de inundações maiores. As areias foram depositadas em ambiente de menor energia indicando uma diminuição da energia das enxurradas ou mesmo uma diminuição de água disponível no leito do rio.

Foram encontrados depósitos de planície de inundação, formados por areia lamosa no caso da estação de coleta SC-53 e SC-64, mostrando momentos de extravasamento do canal ligados a eventos de maiores enchentes.

Os afloramentos SC-17 e SC-63 podem ser interpretados como depósitos de leques aluviais, formados por cascalho, sustentado por matriz e depositados por fluxos gravitacionais do tipo fluxo de detrito; o depósito SC-63 representa um evento de enchente laminar.

As características sedimentológicas desses depósitos permitiram concluir que a sedimentação se deu em momentos de chuvas intensas e episódicas, em área de vegetação esparsa, típica de clima semi-árido.

As 11 idades obtidas para os depósitos, associados à calha do rio Piauí, permitiram algumas inferências a respeito da sua evolução. Os dados sugerem que o rio Piauí já estava instalando na paisagem, desde pelo menos 436.000 anos passados, idade de depósito argiloso de planície de inundação.

Entre cerca de 296.550 a 92.050 anos, o rio apresentava padrão entrelaçado e depositava barras arenosas e cascalhosas, e os depósitos das estações de coleta, SC-103, SC-78b, SC-77a, SC-77b e SC-55, corroboraram com essa idéia. Os cascalhos foram depositados em ambiente de alta energia quando a inundação tem maior força. As areias foram depositadas em ambiente de menor energia indicando uma diminuição da energia das enxurradas, ou mesmo uma diminuição de água disponível no leito do rio.

Entre cerca de 54.000 a 22.250 anos, durante o Último Máximo Glacial, foi registrado uma nova fase de atividade do rio Piauí, que depositou barras cascalhosas e arenosas de canal e areias de planície de inundação. Os terraços das estações de coleta SC-53a, SC-74a, SC-74b corroboraram com essa idéia.

Entre cerca de 15.600 anos e 7.600 anos atrás (Holoceno), também houve atividade fluvial, quando se formaram depósitos arenosos de planície de inundação registrados nas estações de coleta, SC-63 e SC-53b.

#### 6.3.4 Datação por radiocarbono

Foram coletadas 3 amostras para datação por radiocarbono, optou-se por apresentá-las de forma reunida na tabela 12. Duas amostras foram de fragmentos de carvões, encontrados em depósitos de origem coluvial (SC-01 e SC-21) e uma terceira amostra de fragmentos de carvão foi retirada de depósito de origem aluvial, (SC-64). As idades obtidas foram muito diferentes das idades obtidas pela técnica da luminescência. Possíveis explicações poderiam ser transporte dos fragmentos de carbono por atividade biológica, ou o material datado por radiocarbono poderia ser fragmentos de raízes de árvores carbonizadas, intromissas nos sedimentos.

Tabela 12 - Datação por  $^{14}\text{C}$ , apresentação das idades de 3 amostras coletadas.

AMOSTRA	IDADE CONVENCIONAL	IDADE CALIBRADA	IDADE LOE
SC-01 colúvio	8310 +/- 60	9480	sem sinal
SC-21 colúvio	3370 +/- 60	3720	sem sinal
SC-64 alúvio	3230 +/- 60	3580	15.000±2.100

---

CAPÍTULO 7

PALINOLOGIA, PALEOVEGETAÇÃO E PALEOCLIMAS HOLOCÊNICOS NA LAGOA GRANDE, BREJO DO PIAUÍ.

---

O estudo da dinâmica ambiental do Holoceno, que abarca os últimos 11.000 anos, permite identificar as variações climáticas que provocaram profundas mudanças na história de evolução de paisagem (Sugúio, 1999). Os microfósseis, preservados em sedimentos lacustres, tais como grãos de pólen, esporos de plantas e de algas, assim como alguns grupos de algas unicelulares (diatomáceas) são indicadores confiáveis dessa dinâmica. Os dados palinológicos apresentados nesse trabalho foram obtidos através do estudo de testemunhos coletados em depósito flúvio-lacustre, na Lagoa Grande, município de Brejo do Piauí (PI), distante cerca de 85 km a norte de São Raimundo Nonato (Fig. 80). O objetivo principal desse estudo foi reconstituir a história paleoambiental do ecossistema caatinga, durante os últimos milênios.

O termo "caatinga" vem da língua Tupi e significa "mata branca", que se refere ao aspecto da vegetação durante a estação seca, quando a maioria das árvores perde as folhas, e os troncos esbranquiçados e brilhantes dominam a paisagem (Prado, 2003).

As folhas e as flores integram a paisagem durante um curto período de chuvas, e a caatinga permanece "dormente", durante a maior parte do ano. A vegetação herbácea cresce durante as chuvas curtas e esparsas (Rizzini *et al.* 1998). A caatinga arbórea está restrita às manchas de solos relativamente mais ricos em nutrientes e as florestas úmidas, chamadas de brejos de altitude, estendem-se sobre encostas e topos das chapadas e serras, com mais de 500m de altitude, que recebem mais de 1.200mm de chuvas orográficas (Andrade-Lima, 1982; Prado, 2003). A origem da vegetação da caatinga tem sido debatida ao longo de muitos anos, mas resultados de estudos recentes sugerem que a caatinga é parte de uma floresta tropical seca sazonal, que ocupou grandes áreas da América do Sul em períodos mais secos e frios, durante o Pleistoceno (Pennington *et al.*, 2000, 2004).

A planície de inundação Lagoa Grande em Brejo do Piauí é formada por solo turfoso no topo (paludial) muito úmido, exibindo vereda (ou bunitizal) e vegetação da caatinga, adaptada à alta umidade do solo, causada por lençóis freáticos rasos (Fig. 81). Possivelmente, em estações de chuva, a Lagoa Grande atingiu no passado cerca de 2 km de comprimento e 500m de largura, na parte mais larga. Atualmente, acha-se reduzida a somente dois pequenos corpos lacustres, próximos ao Morro do Coroa.

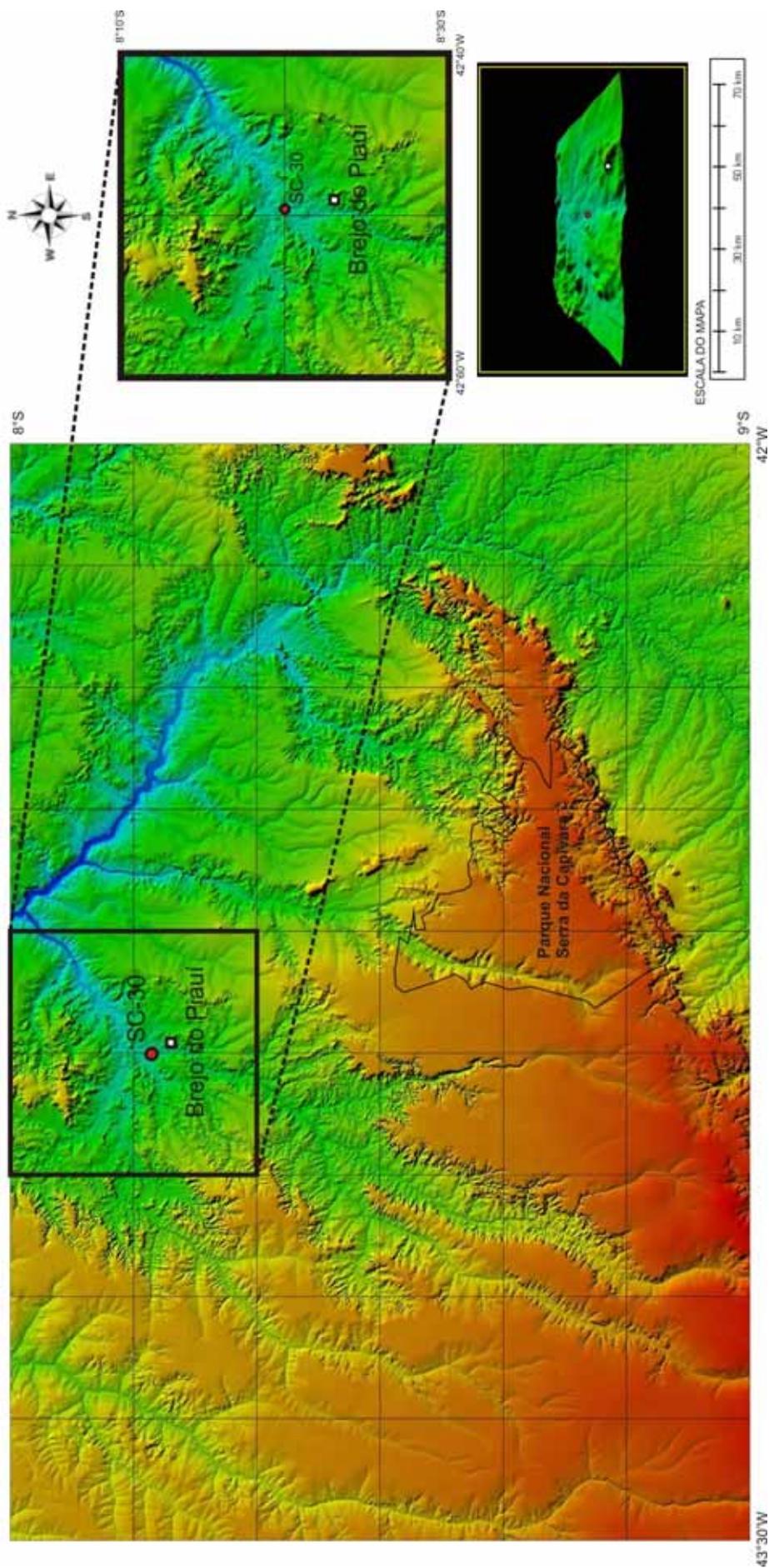


Figura 80 - Localização da Estação de Coleta SC-30 (utilizando dados de imagem SRTM da Embrapa) que corresponde a Lagoa Grande, Brejo do Piauí, (PI). Fonte: Miranda, 2005.



Figura 81 - Lagoa Grande (estação de coleta SC-30), localizada no município de Brejo do Piauí (PI), onde ocorrem depósitos flúvio-lacustre constantemente alagados.

Foram coletados dois testemunhos na margem leste da Lagoa Grande, onde a espessura total foi de 2,36m, conforme as figuras 82 e 83. Da base para o topo, têm-se uma sucessão de cascalho, areia, areia muito fina, argila arenosa e argila, que constitui uma seqüência com granodecrescência ascendente. A camada argilosa exibe muitas raízes no topo, rumo à camada de areia muito fina aumenta a compactação.

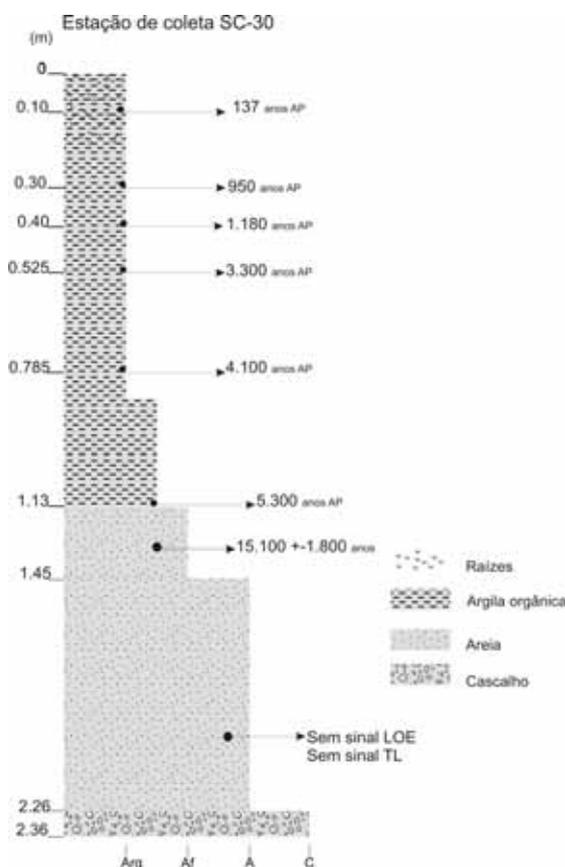


Figura 82 - Seção colunar da estação de coleta SC-30, Lagoa Grande, Brejo do Piauí (PI), representando uma seqüência sedimentar fluvial na base até 1,13m e lacustre de 1,13m até o topo.



a)



b)



c)

Figura 83 – a) topo; b) porção intermediária e c) base do testemunho utilizado para o estudo palinológico. A seta vermelha indica à porção turfosa de onde foram retiradas amostras para a análise palinológica. A seta azul mostra a porção arenosa e cascalhosa do testemunho.

### 7.1 Datação Radiocarbônica (AMS) dos sedimentos

Os resultados de datação radiocarbônica, utilizando a técnica AMS das seis amostras da seqüência lacustre, enviadas a Beta Analytic Inc., encontram-se na Tabela 13.

Tabela 13 - Datações por radiocarbono de amostras dos testemunhos SC-30a e SC-30b.

TESTEMUNHO	IDADE <sup>14</sup> C ANOS A.P.	<sup>13</sup> C/ <sup>12</sup> C	IDADE CONVENCIONAL (ANOS A.P.)	IDADE CALIBRADA (ANOS A.P.)
SC-30a) 10 cm	136.4+/-0.5	28.10/00	137.2+/-0.5	137
SC-30a) 30 cm	960+/-40	24.10/00	970+/-40	950
SC-30a) 40 cm	1140+/-40	-22.90/00	1170+/-40	1180
SC-30a) 52,5 cm	2900 +/-40	-19.10/00	3000+/-40	3300
SC-30b) 78.5 cm	3600+- 40	-20.1 0/00	3680+-40	4100
SC-30b) 113 cm	4340+-40	-19.7 0/00	4430+-40	5130

### 7.2 Resultados qualitativos - descrição dos palinomorfos

Os tipos polínicos encontrados, abaixo discriminados, foram identificados segundo a sistemática adotada em Joly (1988) e Cronquist (1988), enquanto que a de esporos seguiu a sistemática encontrada em Pereira (1969):

#### Algas

Divisão – Chlorophycophyta

Classe – Chlorophyceae

Ordem – Zygnematales

Família – Desmidiaceae

Gênero – *Cosmarium*

Tipo – *Cosmarium*

Esporo inaperturado, equinado e psilado.

Medida: Diâmetro 30 µm

Estampa I: 1

Família – Zygnemataceae

Gênero – *Spirogyra*

Tipo – *Spirogyra*

Esporo elíptico

Medida: Diâmetro 29 x 25 µm

Estampa I: 2 a,b

Gênero – *Zygnema*

Tipo – *Zygnema*

Esporo esférico, achatado, finamente faveolado por todo o corpo.

Medida: Diâmetro 40 µm

Estampa I: 3 a,b

## Esporos

Tipo – Monolete psilado

Esporo monolete, esclerina psilada, simetria bilateral.

Medida: Diâmetro = 29 x 15 µm.

Estampa II: 1

Reino – Plantae

Divisão – Pteridophyta

Família – Blechnaceae

Gênero – *Blechnum*Tipo – *Blechnum*

Esporo monolete, esclerina psilada, simetria bilateral, laesura distinta.

Medida: Diâmetro = 40 x 29 µm.

Estampa II: 2

Família – Cyatheaceae

Gênero – *Cyathea*Tipo – *Cyathea*

Esporo trilete, simetria radial, âmbito triangular, laesura distinta, esclerina estriada.

Medida: Diâmetro = 50 x 47 µm.

Estampa II: 3 a,b

Família – Pteridaceae

Gênero- *Pteris*Tipo – *Pteris* 1

Esporo trilete, simetria radial, âmbito circular, esclerina espessa- psilada.

Medida: Diâmetro = 28 x 25 µm

Estampa II: 4

Tipo – *Pteris* 2

Esporo trilete, simetria radial, âmbito circular, laesura distinta, esclerina psilada,.

Medida: Diâmetro = 20 µm.

Estampa II: 5

Tipo – *Pteris* 3

Esporo trilete, simetria radial, âmbito circular, laesura distinta, esclerina psilada

Medida: Diâmetro = 20 µm.

Estampa II: 6

Gênero - *Sphagnum*Tipo – *Sphagnum*

Esporo trilete , esclerina psilada, simetria radial, âmbito sub-triangular, laesura distinta.

Medida: Diâmetro = 24 µm.

Estampa II: 7

## Angiospermas

Classe – Liliopsida

Sub-classe – Arecidae

Ordem – Arecales

Família – Arecaceae

Tipo – Arecaceae

Grão psilado, prolato- esferoidal / subesferoidal.

Medidas: P = 42 µm, E = 28 µm, P/E = 1,5 µm.

Estampa III: 1

Gênero - *Mauritia flexuosa*

Espécie – *M. flexuosa*

Grão heteropolar, simetria bilateral, monoporado, equinada e escabrada, esférico.

Medidas: P = 45 µm, E = 45 µm, P/E = 1 µm.

Estampa III: 2

Sub-classe – Commelinidade

Ordem – Cyperales

Família – Poaceae (Gramineae)

Tipo1- Poaceae

Grão monoporado, apolar, assimétrico, psilada, grão esférico.

Medidas: P= 25 µm, E = 25 µm, P/E = 1 µm.

Estampa III: 3

Tipo 2-Poaceae

Grão monoporado, apolar, assimétrico, psilada, grão esférico.

Medidas: P= 40µm, E = 40 µm, P/E = 1 µm.

Estampa III: 4 a,b

Família – Cyperaceae

Tipo 1 – Cyperaceae

Grão mônade, heteropolar, simetria bilateral, inaperturado, baculado e psilado, prolato esferoidal/ subesferoidal.

Medidas: P= 27 µm, E= 24 µm, P/E = 1,12 µm

Estampa III:5,6,7

Sub- classe – Liliidae

Ordem- Liliales

Família- Pontederiaceae

Gênero- *Eichhornia*

Tipo- *Eichhornia*

Grão dicolpado, baculado, subprolato/ subesferoidal.

Medidas: P = 29 µm, E= 25 µm, P/E= 1,16 µm.

Estampa III: 8

Classe- Magnoliopsida

Sub-classe- Caryophyllidae

Ordem- Caryophyllale

Família- Amaranthaceae

Gênero- *Alternanthera*

Tipo1 – *Alternanthera*

Grão fenestrado, reticulado, apolar, assimétrico, exina escabrada.

Medidas: P= 15 µm, E= 15 µm, P/E = 1 µm

Estampa III: 9 a,b

Gênero – *Pfaffia*

Tipo 2– *Pfaffia*

Grão reticulado, apolar, assimétrico, exina escabrada.

Medidas: P= 15 µm, E= 15 µm, P/E = 1 µm

Estampa III: 10

Sub- classe – Asteridae

Ordem – Asterales

Família – Asteraceae

Gênero- *Baccharis*

Tipo –*Baccharias*

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, equinado, subprolato/subesferoidal.

Medidas: P=17 µm, E= 13 µm, P/E =1,30 µm

Estampa III: 11 a,b

Gênero- *Vernonia*

Tipo – *Vernonia* sp

Estampa IV: 1 a,b

Ordem – Lamiales

Família – Boraginaceae

Gênero - *Cordia*

Tipo –*Cordia*

Grão isopolar, simetria radial, esférico, microequinado.

Medidas: P= 26 µm, E= 26 µm, P/E = 1 µm.

Estampa IV: 2

Ordem – Rubiales

Família Rubiaceae

Tipo – *Psychotria*

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, baculado, suboblato.

Medidas: P = 28  $\mu\text{m}$ , E = 33  $\mu\text{m}$ , P/E = 0,84  $\mu\text{m}$

Estampa IV: 3

Gênero – *Diodia* / *Richardia*

Tipo – *Diodia* / *Richardia*

Grão isopolar, estephanocolpado, exina espessa, equinado

Medidas: P = 62  $\mu\text{m}$ , E = 65  $\mu\text{m}$ , P/E = 0,95  $\mu\text{m}$

Estampa IV: 4

Gênero – *Borreria*

Tipo – *Borreria*

Grão simetria radial, isopolar, estephanocolporado, esférico, baculado

Medidas: P = 26  $\mu\text{m}$ , E = 26  $\mu\text{m}$ , P/E = 1  $\mu\text{m}$ .

Estampa IV: 5 a,b,c

Ordem – Ericales

Família – Ericaceae

Grão tetrahedral, isopolar, simetria radial, rugulado, prolato-esferoidal / subesferoidal.

Medidas: P = 27  $\mu\text{m}$ , E = 25  $\mu\text{m}$ , P/E = 1,08  $\mu\text{m}$ .

Estampa IV: 6 a,b

Sub-classe – Rosidae

Ordem – Fabales (Leguminosa)

Família – Mimosaceae

Tipo – Mimosaceae

Grãos de Pólen reunidos em tétrede tetragonal, esférico, psilada, isopolar, simetria radial.

Medidas: P = 23  $\mu\text{m}$ , E = 23  $\mu\text{m}$ , P/E = 1  $\mu\text{m}$

Estampa IV: 7

Ordem – Celastrales

Família – Celastraceae

Tipo 1- Grão apolar, assimétrico, inaperturado, clavado, prolato-esferoidal / subesferoidal.

Medidas: P = 49  $\mu\text{m}$ , E = 45  $\mu\text{m}$ , P/E = 1,08  $\mu\text{m}$

Estampa V: 1

Tipo 2 - Grão apolar, assimétrico, inaperturado, clavado, prolato-esferoidal / subesferoidal

Medidas: P= 50  $\mu\text{m}$ , E= 48  $\mu\text{m}$ , P/E= 1,04  $\mu\text{m}$

Estampa V: 2

Sub- Classe – Dilleniidae

Ordem – Malvales

Família- Malvaceae

Tipo – Malvaceae

Grão apolar, assimétrico, equinado e baculado, esférico.

Medidas: P= 26  $\mu\text{m}$ , E= 26  $\mu\text{m}$ , P/E = 1  $\mu\text{m}$ .

Estampa V: 3

Ordem – Myrtales

Família – Onograceae

Gênero – *Ludwigia*

Tipo – *Ludwigia*

Grão isopolar, simetria radial, tricolporado, esférico.

Medidas: P = 82  $\mu\text{m}$ , E= 82  $\mu\text{m}$ , P/E = 1  $\mu\text{m}$

Estampa V: 4

Sub- classe – Calyophyllidae

Ordem – Polygonales

Família – Polygonaceae

Gênero – *Polygonum*

Tipo – *Polygonum*

Grão apolar, exina reticular, esférico.

Medidas: P = 46 $\mu\text{m}$ , E = 46 $\mu\text{m}$ , P/E = 1 $\mu\text{m}$ .

Estampa V: 5

Ordem – Sapindales

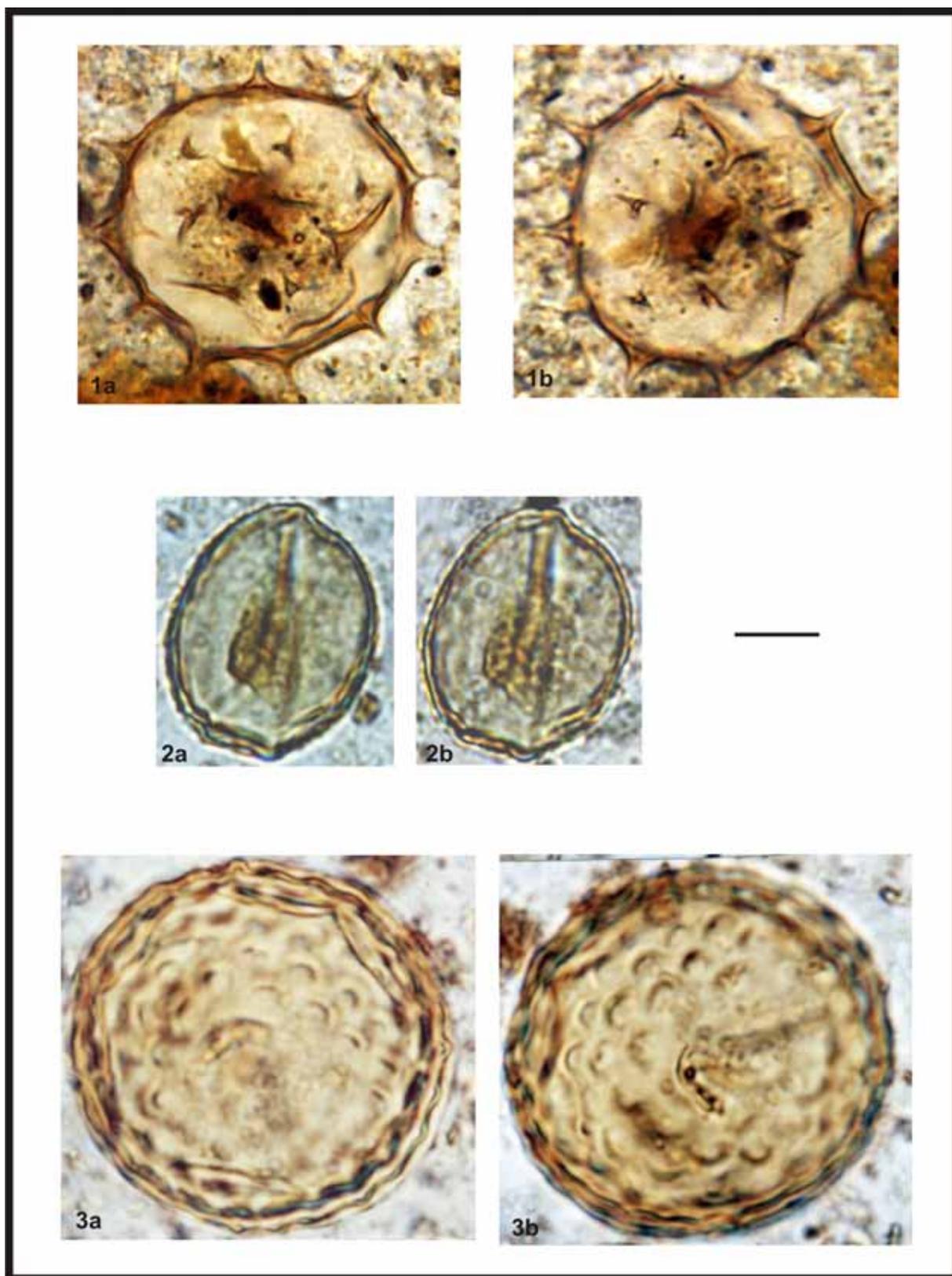
Família – Sapindaceae

Tipo – *Sapindaceae*

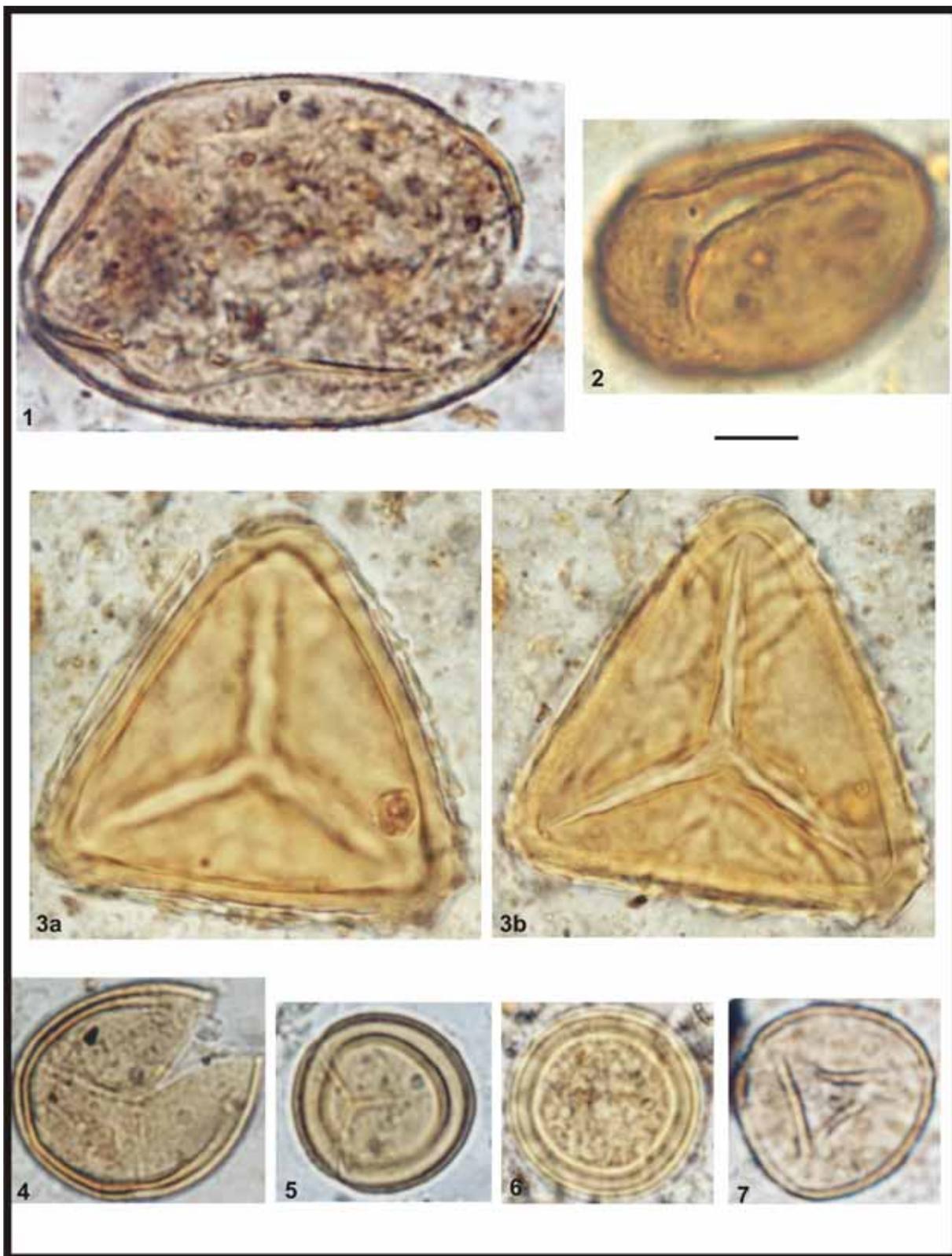
Grão isopolar, simetria radial, psilado, tricolporado, esférico.

Medidas: P = 20  $\mu\text{m}$ , E= 20  $\mu\text{m}$ , P/E = 1  $\mu\text{m}$ .

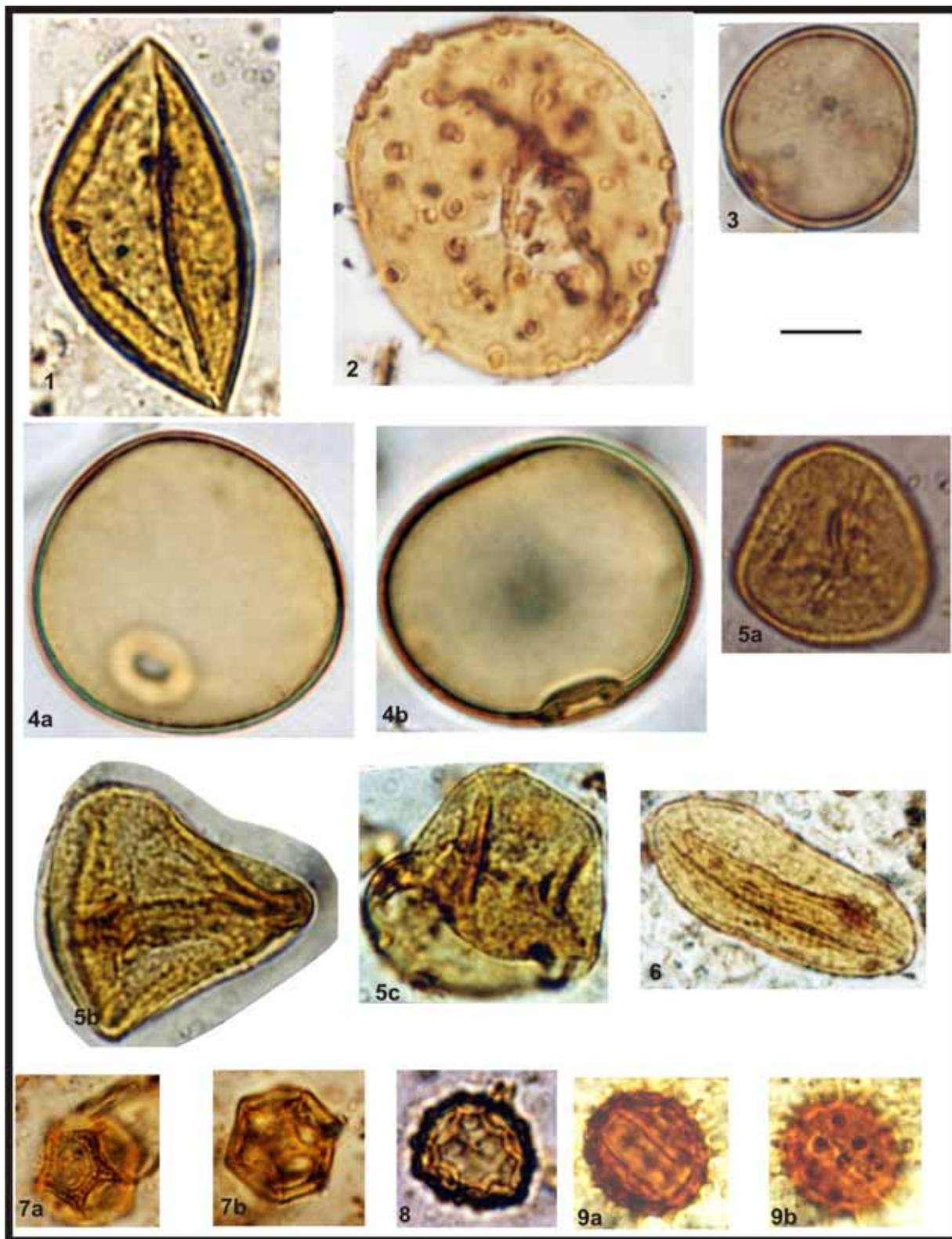
Estampa V: 6 a,b



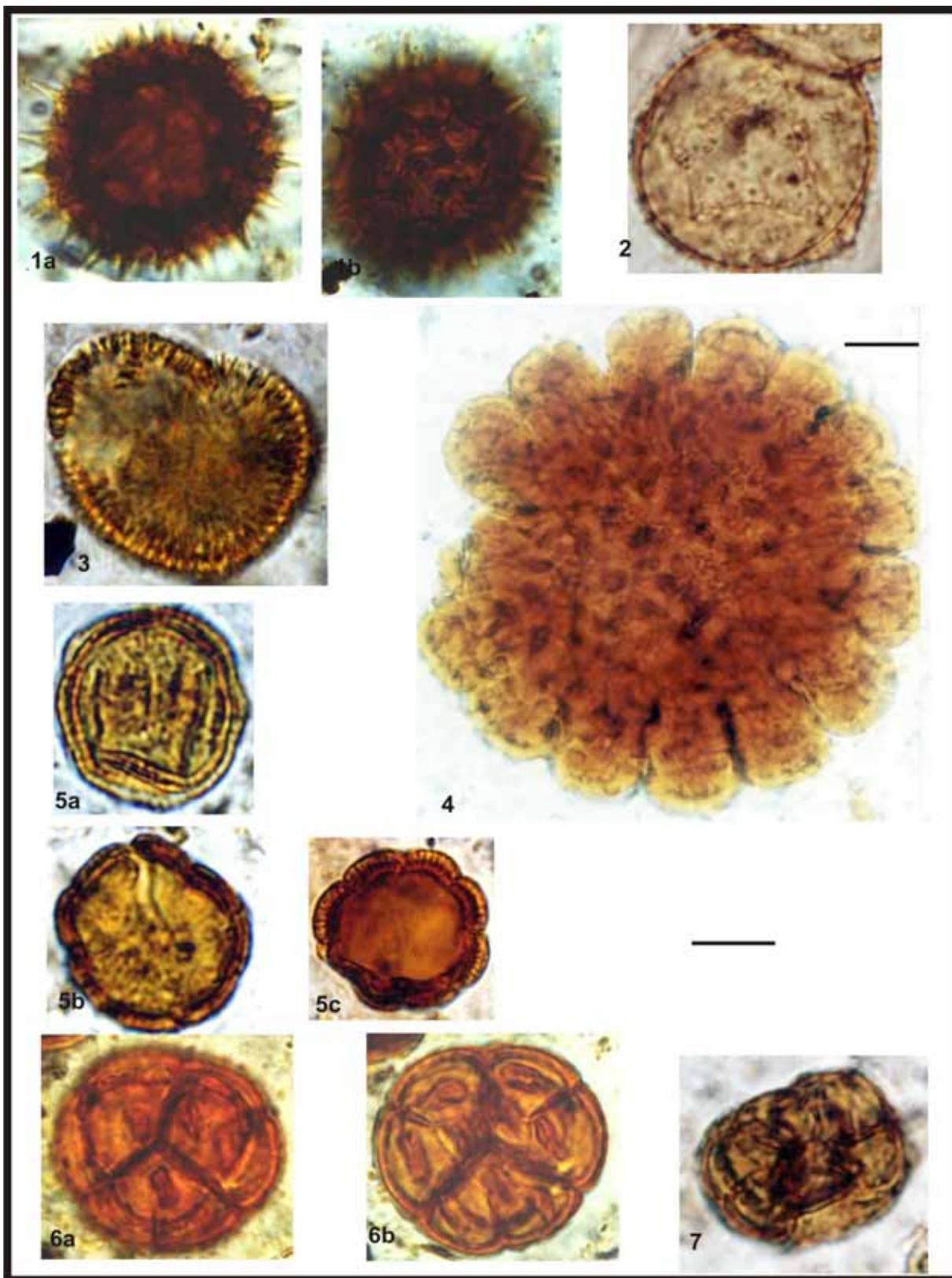
Estampa I - Algas, Desmidiaceae: *Cosmarium* sp. (1 a,b); Zygnemataceae: *Spirogya* sp (2 a,b); *Zygnema* sp (3 a,b). Escala 10  $\mu$ m.



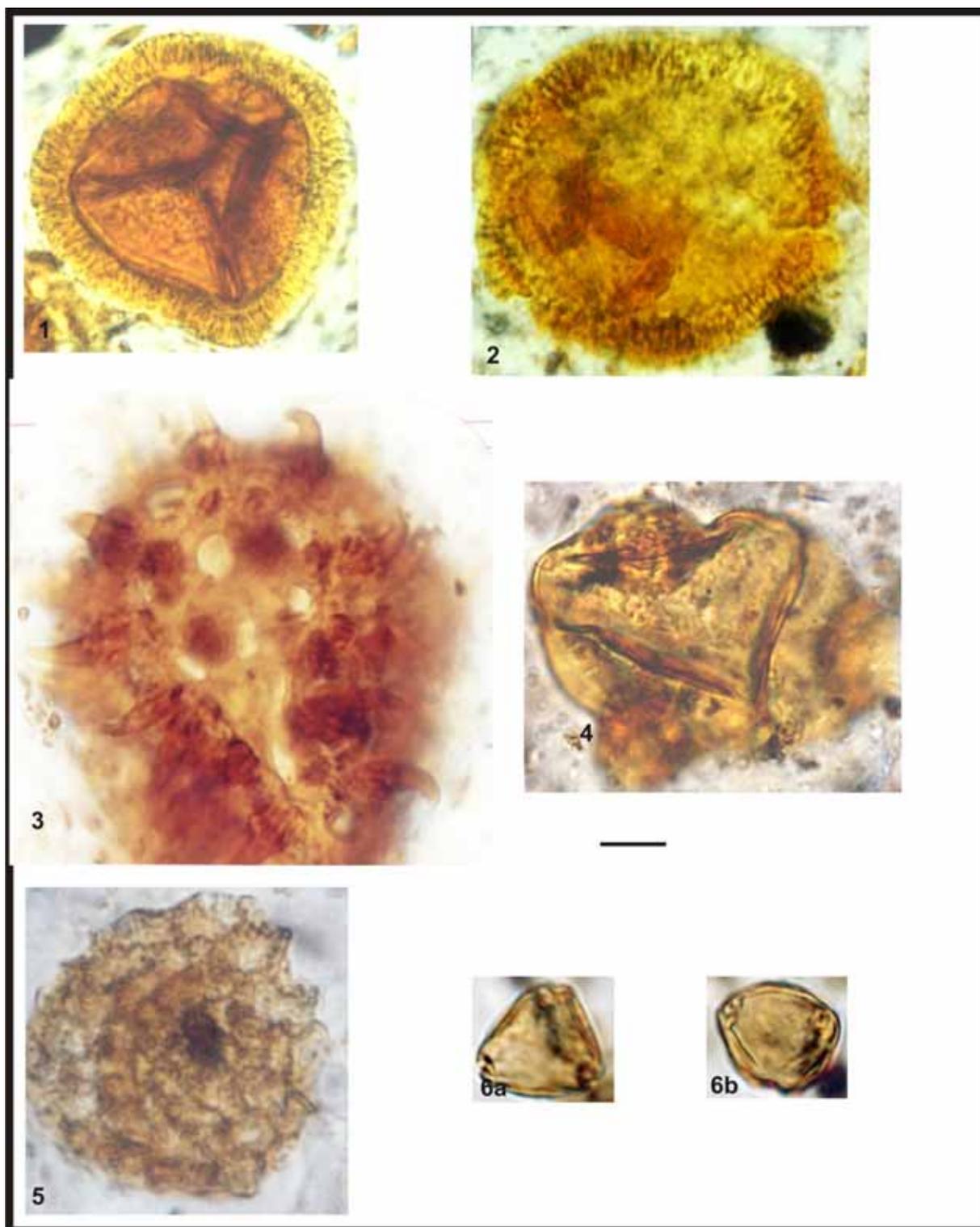
Estampa II - Esporos, Monolete psilado (1). *Blechnaceae*: *Blechnum* sp. (2); *Cyatheaceae*: *Cyathea* sp (3 a, b); *Pteridaceae*: *Pteris* sp 1. (4); *Pteris* sp. 2 (5); *Pteris* sp. 3 (6); *Shagnaceae*: *Sphagnum* sp (7). Escala 10 $\mu$ m.



Estampa III - Pólen de angiosperma, Arecaceae (1); *Mauritia flexuosa* (2), Poaceae: tipo 1 (3) tipo 2 (4 a,b); Cyperaceae tipo 1 (5), tipo 2 (6), tipo 3(7); Ponteriaceae: *Eichornia* sp (8); Amaranthaceae: *Alternanthera* sp (9 a,b), *Pfaffia* sp (10); Asteraceae: *Baccharis* sp (11 a, b), Escala 10µm.



Estampa IV - Asteraceae: *Vernonia* sp (1a,b); Borginaceae: *Cordia* sp (2); Rubiaceae: *Psychotria* sp (3); *Diodia* sp/ *Richardia* sp.(4); *Borreria* sp (5 a, b, c); Ericaceae (6 a, b) Mimosaceae (7) Escala 10 $\mu$ m.



Estampa V - Celastraceae: Tipo 1 (1); Tipo 2 (2); Malvaceae (3); Onograceae: *Ludwigia* sp. (4); Polygonaceae (4): *Polygonum* sp. (5); Sapinaceae (6 a, b) Escala 10 $\mu$ m.

### 7.3. Resultados quantitativos - apresentação dos palinodiagramas

Os resultados da análise palinológica dos testemunhos estão apresentados em palinodiagramas de porcentagem e concentração, mostrados nas figuras 84, 85, 86, 87 e 88.

A identificação e a contagem dos palinomorfos dos sedimentos no Brejo do Piauí permitiram delimitar quatro biozonas polínicas, que refletem alterações ocorridas na composição da vegetação que, por sua vez, é afetada pelas variações climáticas do Holoceno. O palinodiagrama de porcentagem foi expresso em relação à soma total de grãos de pólen, esporos e algas encontradas na área de estudo.

O gráfico de concentração foi gerado a partir dos dados de porcentagem. Quatro palinodiagramas são apresentados, para uma melhor compreensão. A figura 85 mostra os táxons arbóreos (*Arecaceae*, *Celastraceae*, *Cordia*, *Mauritia flexuosa*, *Mimosaceae* e *Sapindaceae*) e os táxons arbustivos pertencentes aos gêneros *Baccharis*, *Diordia* e *Richardia*, *Ericaceae*, *Ludwigia*, *Psycotria* e *Vernonia*.

A figura 86 corresponde ao gráfico de concentração dos táxons de ervas aquáticas *Borreria*, *Cyperaceae*, *Polygonum* e ervas terrestres, como *Eichhornia*, *Malvaceae* e *Poaceae* (*Gramineae*).

Na figura 87, encontram-se os táxons de esporos de Briófitas e Pteridófitas como *Blechnum*, *Cyathea*, monoete psilado, *Pteris* e *Sphagnum* e algas como *Cosmarium*, *Spirogyra* e *Zignema*.

Na figura 88, estão representados a soma das categorias de pólen arbóreo, arbustivo, de ervas aquáticas, terrestres, de esporos de pteridófitas e de algas, em concentração por cm<sup>3</sup> de sedimento.

#### 7.3.1 Palinodiagramas de porcentagem

A figura 84 corresponde ao palinodiagrama de porcentagem dos principais táxons botânicos das 45 amostras dos sedimentos coletados dos testemunhos, em depósito flúvio-lacustre da Lagoa Grande. Nesse palinodiagrama foram estabelecidos 4 biozonas, descritas a seguir:

a) Biozona SC1: entre 115 a 60 cm, caracterizada pela grande quantidade de *Mauritia flexuosa*, popularmente denominada de Buriti. É a espécie predominante da área estudada. Essa zona representa a parte basal do testemunho, com datações de <sup>14</sup>C (AMS), na base de 5.130 anos AP e no topo de 3.300 anos AP. Entre os táxons arbóreos presentes, os de menores porcentagens encontrados foram *Cordia*, *Mimosaceae*, *Sapindaceae*. Os táxons arbustivos mais importantes, sob o ponto de vista quantitativo, foram *Baccharis* (*Asteraceae*) aproximadamente (10%) e de *Ludwigia* (*Onograceae*) (10%). Encontram-se também nessa biozona uma grande diversidade de ervas aquáticas e terrestres com grandes porcentagens de *Cyperaceae* (60%), *Polygonum* (20%), *Amaranthaceae* (15%), *Poaceae* (20%) e *Borreria* (20%). Os táxons presentes em menores quantidades foram de *Eichhornia* e *Malvaceae* representados por menos de 10%.

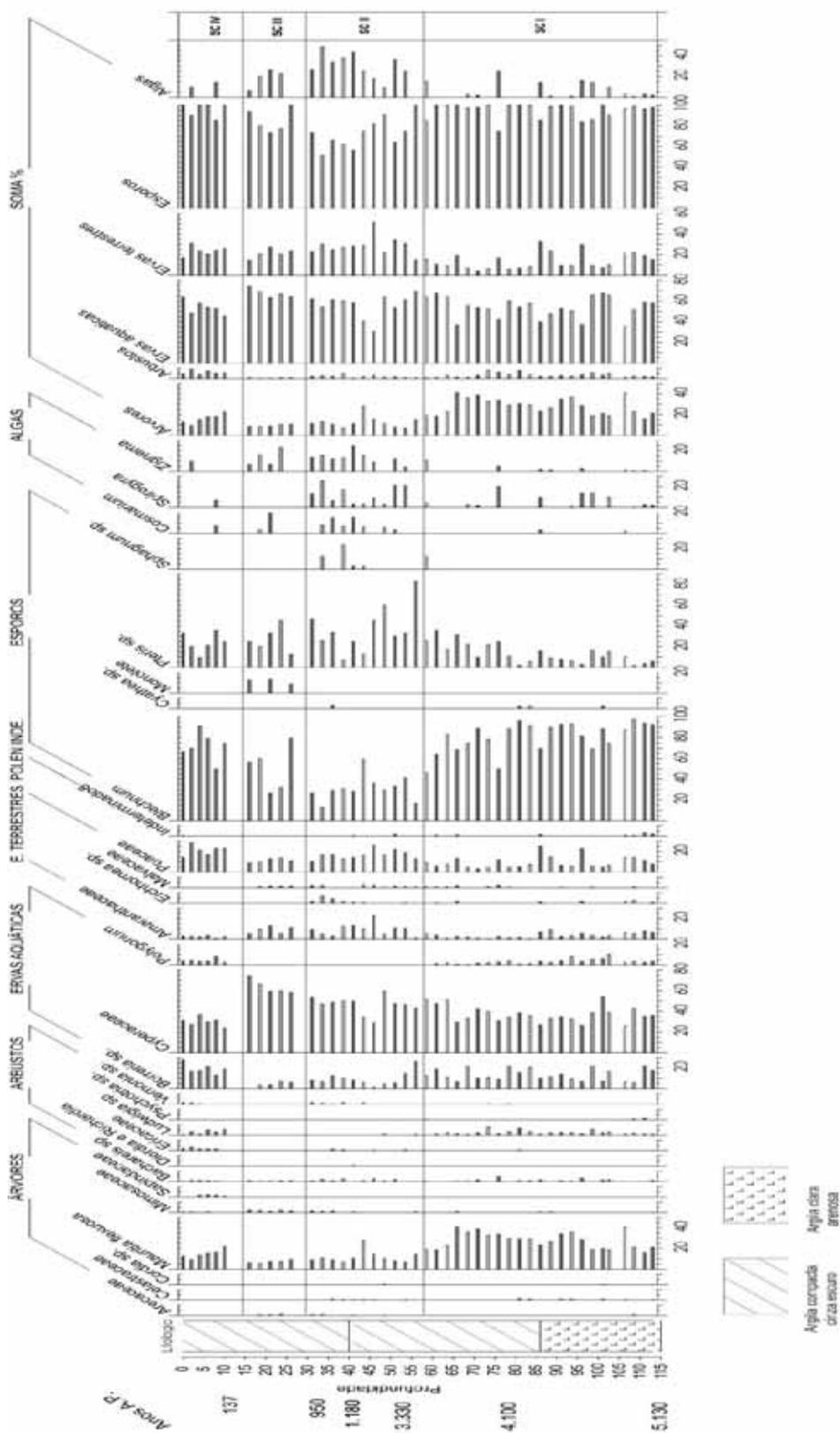


Figura 84 - Palinodiagrama de porcentagem dos principais taxons polínicos encontrados em testemunho de sedimento da Lagoa Grande, Brejo do Piauí, (PI).

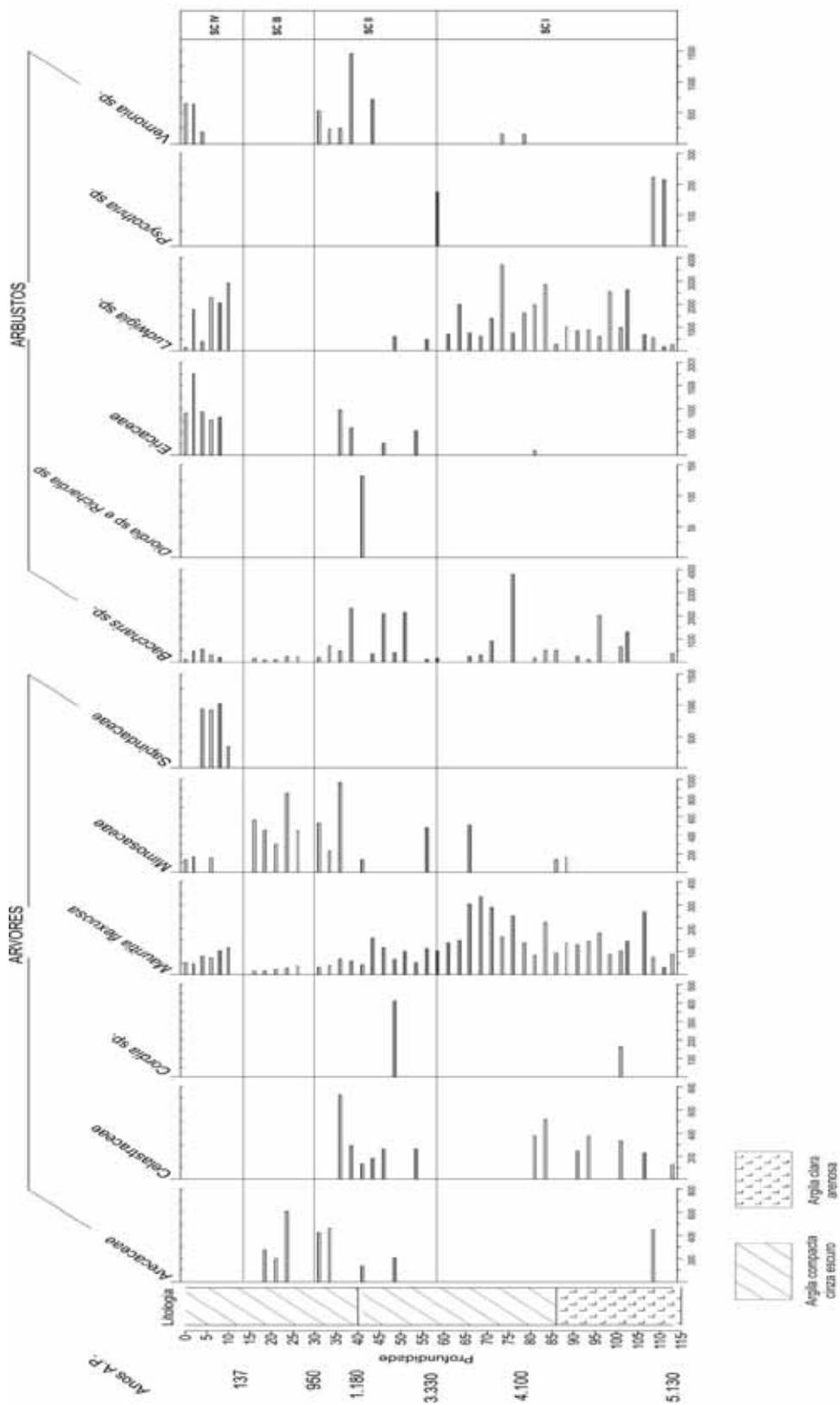


Figura 85 - Palinodiagrama de concentração dos principais taxons arbóreos e arbustivos encontrados na Lagoa Grande, Brejo do Piauí, (PI).

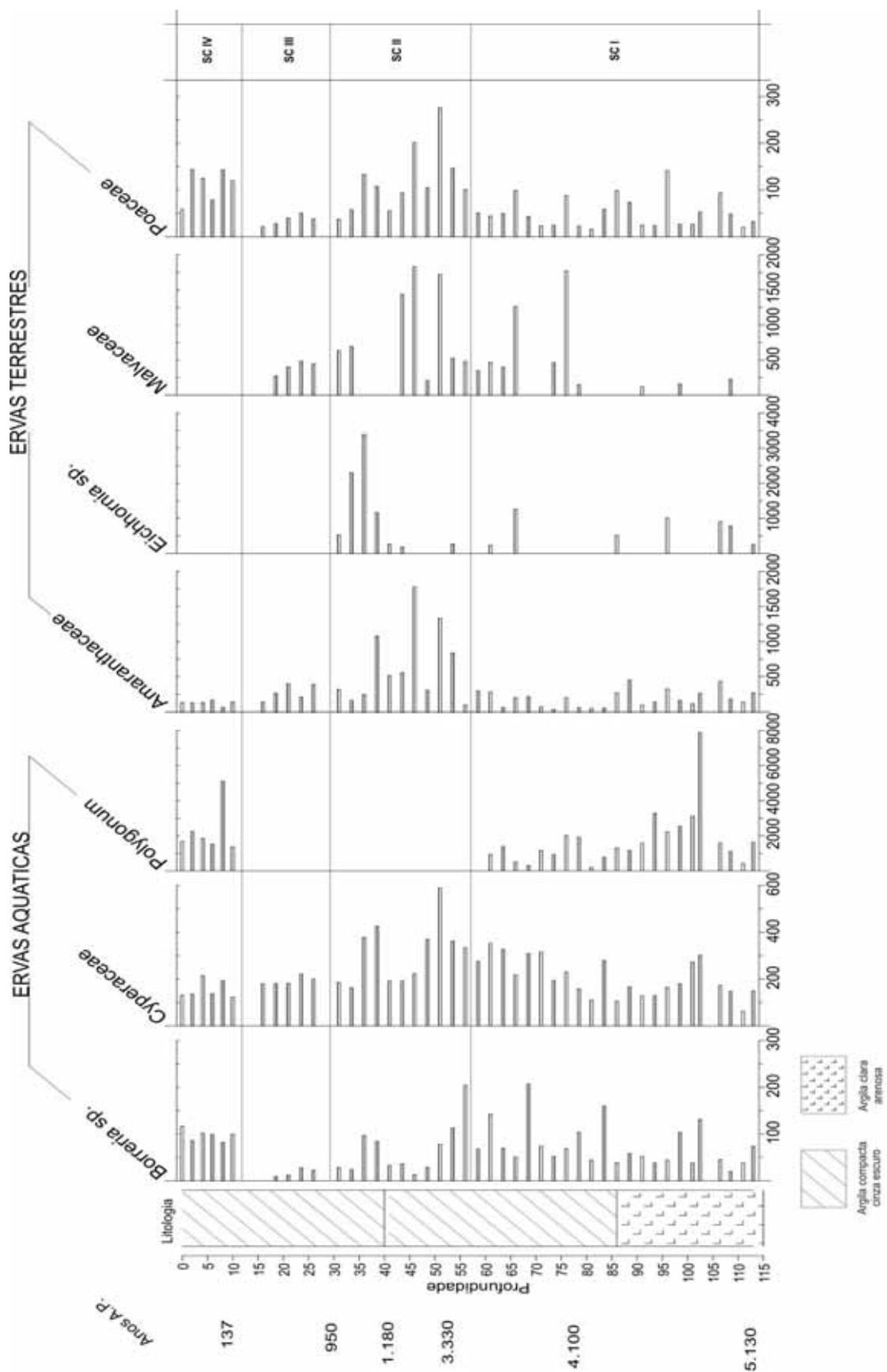


Figura 86 -Palinodiagrama de concentração dos principais taxons herbáceos encontrados na Lagoa Grande, Brejo do Piauí, (PI).

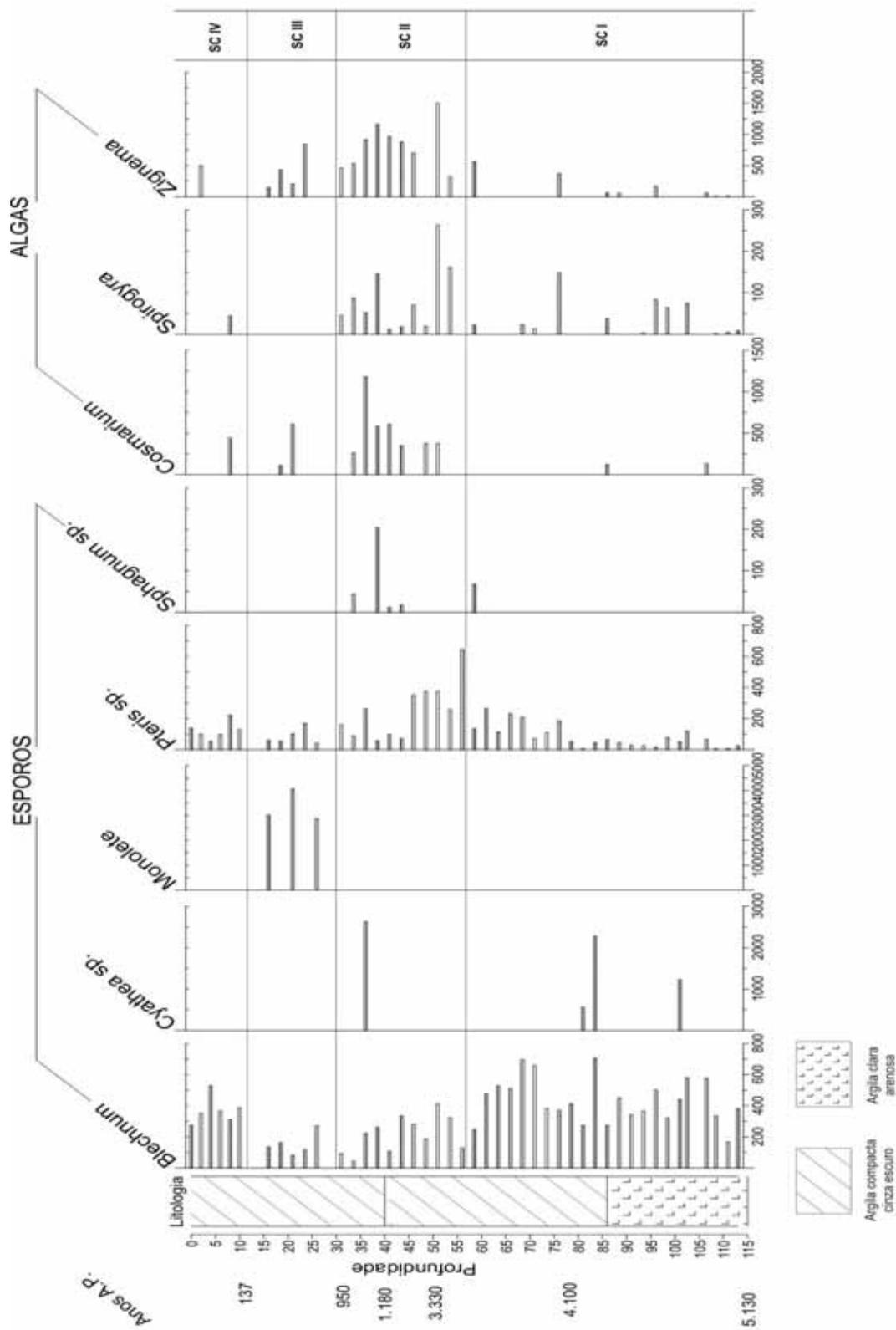


Figura 87- Palinodiagrama de concentração dos esporos de pteridófitas e algas da Lagoa Grande, Brejo do Piauí, (PI).

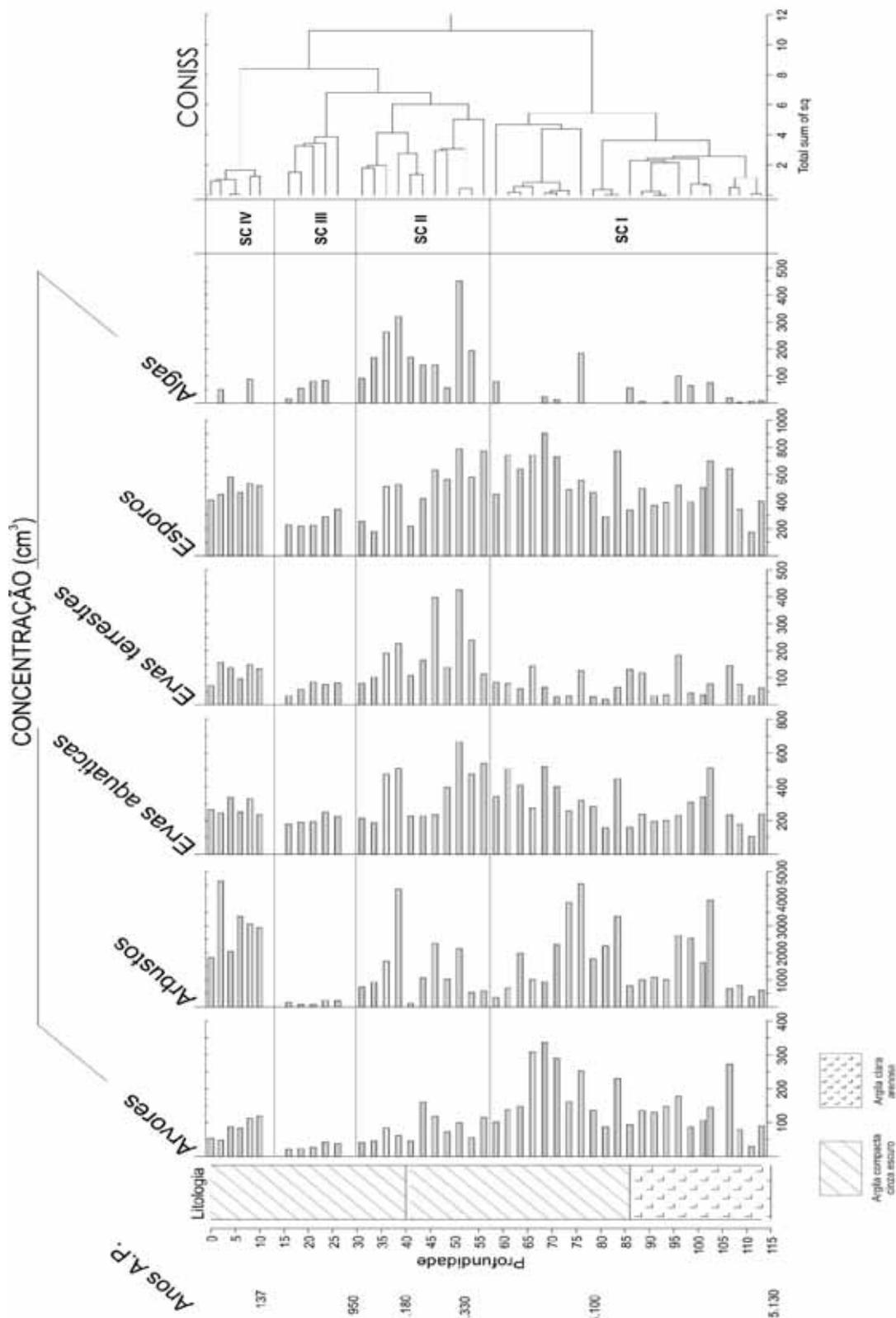


Figura 88 -Palinodiagrama de concentração da somatória das categorias por centímetro cúbico de sedimento, Lagoa Grande, Brejo do Piauí,(PI).

b) Biozona SC2: entre 57,5 e 30 cm, com idade que vai de 3.300 a 950 anos, AP. Caracterizada por pequena frequência de vegetação arbórea, onde se observa declínio na porcentagem de *Mauritia flexuosa*, houve aumento de ervas das famílias Poaceae, Cyperaceae, juntamente com aumento expressivo de algas. Isso deve ter ocorrido, porque o Holoceno foi marcado por grandes oscilações na umidade, provavelmente correspondente a uma época mais seca.

c) Biozona SC3: entre 29,5 e 15 cm, com idade de 950 a 137 anos AP. Ocorre decréscimo na porcentagem de elementos arbóreos e arbustivos, enquanto ervas aquáticas e esporos são abundantes, e algas são menos frequentes.

d) Biozona SC4: entre 14,5 e 0 cm, idade de 137 anos, AP. Caracterizada por pequena elevação na porcentagem de *Mauritia flexuosa*, e aumento de elementos de hábitos arbóreo e arbustivo, como Sapindaceae, *Baccharis*, Ericaceae, e *Ludwigia* e um pequeno declínio de Cyperaceae em relação às zonas anteriores. O táxon *Polygonum* destaca-se com maiores porcentagens do que nas outras biozonas. Poaceae é dominante entre as ervas terrestres e são abundantes os esporos de pteridófitas dos tipos *Blechnum* e *Pteris*, enquanto as algas estão menos representadas.

### 7.3.2 Palinodiagramas de concentração

As figuras 85, 86, 87 e 88 exibem os palinodiagramas de concentração dos principais táxons botânicos das 45 amostras analisadas dos testemunhos. Nestes diagramas também foram estabelecidas 4 biozonas.

a) Biozona SC1 - 5.130 anos AP- 3.330 anos AP :

Por volta de 78,5cm. A espécie *Mauritia flexuosa* manteve o mesmo comportamento do palinodiagrama de porcentagem com picos de concentração de 300 pólen por cm<sup>3</sup> de sedimento; *Ludwigia* mostrou-se abundante, com uma concentração média de 3.000 grãos por cm<sup>3</sup> de sedimento, e as ervas aquáticas como *Borreria*, Cyperaceae e *Polygonum* mostraram-se frequentes, ao longo de toda a biozona, porém sua concentração não ultrapassou a 200 grãos de por cm<sup>3</sup> de sedimento e esporos como *Pteris* mostram-se frequentes, durante toda a biozona, sendo que este apresentou um acréscimo exponencial e gradativo. As algas mostraram-se pouco frequentes e abundantes nessa biozona.

b) Biozona SC2 - 3.330 anos AP- 950 anos AP :

Ocorreu um pequeno declínio de *Mauritia flexuosa*, onde sua concentração não ultrapassou 200 grãos por cm<sup>3</sup>. Mimosaceae mostrou-se abundante, com uma concentração de mil pólen por cm<sup>3</sup>, nos táxons arbustivos; *Baccharis* teve uma menor representação do que na zona anterior, com concentração de 2.500 grãos, e ocorreu um declínio de *Ludwigia* muito grande, com concentração por volta de 600 grãos por cm<sup>3</sup>, *Vernonia* mostrou-se abundante, com uma concentração média de 1.500 grãos por cm<sup>3</sup>. As ervas aquáticas *Borreria* e Cyperaceae mantiveram o mesmo comportamento do palinodiagrama de porcentagem. *Polygonum* teve um declínio em relação à biozona anterior. As ervas terrestres Amaranthaceae mostraram-se abundantes com 2 picos de concentração de 2.000 grãos por cm<sup>3</sup>; *Eichhornia*, com concentração média de 3.000 mil grãos; Malvaceae apresentou-se abundante, com pico de 2.000 mil grãos, esporos do tipo *Blechnum* se mantiveram

iguais à zona anterior, *Pteris* apresentou aumento na sua concentração com média 600 por cm<sup>3</sup> de sedimento. As algas apresentaram-se abundantes, com picos de 2.000 mil por cm<sup>3</sup>.

c) Biozona SC3- 950 anos AP- 137 anos:

Caracterizada pela baixa concentração polínica, por apresentar decréscimo de plantas arbóreas e arbustivas dos táxons Celastraceae, *Cordia*, *Mauritia flexuosa* e Sapindaceae, com baixa concentração. *Diordia*, *Richardia*, *Ludwigia* e *Psycotria* também apresentaram baixa concentração; *Vernonia* apresentou grande concentração, ao longo dessa biozona, com pico de 1.500 grãos por cm<sup>3</sup>. Ervas aquáticas e terrestres, esporos e algas mantiveram o mesmo comportamento do palinodiagrama de concentração.

d) Biozona SC4 137 anos até o presente:

Caracterizada pelo aumento de concentração de *Mauritia flexuosa*, com 200 grãos por cm<sup>3</sup>, os táxons arbustivos Ericaceae e *Ludwigia* tiveram uma maior concentração nessa biozona. Ervas aquáticas do tipo *Polygonum*, com média de 5.000 mil grãos, ervas terrestres com um decréscimo, apenas Poaceae apresentou média de 150 grãos por cm<sup>3</sup> de sedimento. Esporos e algas mantiveram o mesmo comportamento que na zona anterior.

## 7.4 Discussão dos Resultados

### 7.4.1 Palinodiagrama de Porcentagem

A figura 84 corresponde ao palinodiagrama de porcentagem dos principais táxons do Brejo do Piauí.

a) Biozona SC - 5.130 a 3.300 anos AP: Os dados de palinomorfos sugerem na época o paleoclima, que era úmido, pois as espécies encontradas são de habitats pantanosos. Essa biozona também é caracterizada por grande porcentagem de esporos do tipo *Blechnum*, que sugere um clima bem mais quente e úmido que o presente.

b) Biozona SC2 – 3.300 a 950 anos: O decréscimo de pólen de *Mauritia flexuosa*, juntamente com os outros táxons arbóreos, permite supor que o clima regional nesse período estaria mudando para o atual semi-árido, mas em contrapartida a porcentagem de pólen de ervas aquáticas permaneceu inalterada e houve aumento de algas, que indicam a umidade local.

c) Biozona SC3 – 950 a 137 anos: Semelhante à biozona anterior, embora com decréscimo na frequência nas algas.

d) Biozona SC4 – 137 ao Presente: Corresponde à vegetação atual, com o aumento de elementos arbóreos, arbustos, e retorno da alta porcentagem de *Blechnum*, que diferentemente da biozona SC2, houve um decréscimo deste táxon. A porcentagem de algas nessa biozona é baixa em relação às zonas anteriores.

### 7.4.2 Palinodiagramas de Concentração

As figuras 85, 86, 87 e 88 correspondem aos palinodiagramas de concentração dos principais táxons do Brejo do Piauí.

a) Biozona SC1 - 5.130 a 3.300 anos AP: Caracterizada pela grande concentração de *Mauritia flexuosa*, que é a espécie predominante na área em estudo. Essa espécie ocorre invariavelmente em áreas pantanosas, ou permanentemente inundadas e particularmente freqüente nas baixadas úmidas, que sugerem habitat pantanoso. Dentre os táxons arbustivos foi notada grande concentração de pólen de *Ludwigia*, que é uma espécie característica de hábito pantanoso. Ervas aquáticas e terrestres bastante abundantes e grande concentração de esporos do tipo *Blechnum* indicam clima úmido. Em contrapartida ocorre pouca concentração de algas.

b) Biozona SC2 - 3.300 a 950 anos AP: Observa-se declínio de pólen de plantas arbóreas, principalmente da espécie *Mauritia flexuosa*, com pouca concentração nessa biozona. Entre os táxons arbustivos nota-se baixa concentração de *Ludwigia*. Esses dados sugerem clima mais seco, pois essas espécies vivem em solos mal drenados e francamente arenosos.

c) Biozona SC3 - 950 a 137 anos AP: Caracterizada por baixa concentração polínica e por apresentar decréscimo de pólen de plantas arbóreas e arbustivas. Ervas aquáticas, terrestres e esporos mantiveram o mesmo comportamento em relação à zona anterior, e os dados obtidos sugerem que o ambiente naquela época era mais seco, pois diminuiu a concentração de *Mauritia flexuosa* e naquele período a vereda era quase inexistente.

d) Biozona SC4 - 137 anos AP ao Presente: Caracterizada pelo aumento das freqüências de *Mauritia flexuosa*, ervas aquáticas, esporos e algas, que sugerem recuperação de um ambiente úmido. Essa vegetação possivelmente está relacionada à atual paisagem.

## 7.5 Discussão

Os resultados dos estudos palinológicos e datações  $^{14}\text{C}$  do testemunho de depósito flúvio-lacustre da Lagoa Grande, no município de Brejo do Piauí (PI), indicam que a vereda, com predomínio da palmeira *Mauritia flexuosa*, teria surgido há pelo menos 5.130 anos AP. Durante os últimos 5.000 anos ocorreram flutuações na distribuição dos elementos botânicos, associados à vegetação de vereda, na região estudada.

Na região do Vale do Rio Icatu (BA), estudos palinológicos (De Oliveira *et al*, 1999) mostram que a vegetação e o clima apresentaram várias oscilações na abundância de táxons pertencentes a diferentes formações vegetais. Uma delas é representada por um aumento na concentração de pólen de *Mauritia flexuosa* por volta de 4.886 anos AP, que é praticamente sincrônica, com a ocorrência do táxon no Brejo do Piauí (PI). A partir de 4.240 anos AP, o clima tornou-se nitidamente mais seco no Vale do Icatu, mas os resultados do Piauí indicam que, ao contrário do Vale do Icatu, no Piauí, a instalação da caatinga foi alternada com períodos bem mais úmidos.

O estudo geológico das dunas, na região do Vale do Icatu, datadas por TL (termoluminescência) revelou idades entre 4.000 e 1.000 anos AP e confirma a instalação de um clima semi-árido, com expansão de caatinga e cerrado (De Oliveira *et al*, 1999). Atualmente, o clima da região do Vale do Icatu é classificado como quente e semi-árido, a média anual de precipitação está entre 400 e 800 mm. Observa-se, contudo, um retorno a

condições relativamente mais úmidas, em Brejo do Piauí, por volta de 783 anos AP, indicadas pelo retorno de *Mauritia*, fato que não ocorreu no Vale do Icatu.

De modo geral, toda a evolução do que teria ocorrido no Brejo do Piauí está dentro de um intervalo de tempo de 5.130 anos AP, até os dias atuais. Esse período foi caracterizado com a expansão das veredas dos trabalhos citados, mostrando as oscilações de umidade, ocorridas durante o Holoceno.

## 7.6 Conclusões

As seguintes conclusões podem ser obtidas, a partir das análises palinológicas dos sedimentos da vereda do Brejo do Piauí:

1. Na base do testemunho, a presença de cascalheira, com seixos de quartzo bem arredondados, demonstra que havia água corrente, com competência suficiente para transportar carga sedimentar seixosa. A posterior deposição areia e areia muito fina indica diminuição da energia da corrente. Os depósitos recentes de argila e argila orgânica indicam a presença de ambiente paludial (pantanosos) e ou lacustre.

2. A vegetação arbórea da vereda, localizada em solos muito úmidos, é caracterizada pela palmeira *Mauritia flexuosa*, que ocorreu pelo menos desde 5.130 anos AP.

3. Essa vegetação de vereda, por volta de 5.000 anos AP, era muito mais extensa que atualmente.

4. Há cerca de 3.000 anos AP, há indicações de paleoclima semi-árido. O Holoceno foi marcado por grandes oscilações na umidade, provavelmente correspondendo a uma época seca. O aumento nas concentrações de esporos de algas, típicas de solos úmidos nessa época, é tentativamente explicado pela cobertura vegetal muito escassa. Porém, o aumento da semi-aridez regional ainda manteve o solo relativamente úmido.

5. O aumento da frequência de pólen de *Mauritia flexuosa*, nos sedimentos do topo do testemunho, sugere aumento recente de umidade na área.

6. Apesar dessas oscilações no paleoclima, a vegetação local permaneceu com características de uma vereda, embora tenham afetado a extensão e a diversidade biológica.

---

---

## CAPÍTULO 8

### CONCLUSÕES

---

---

As principais conclusões obtidas nesta tese estão elencadas a seguir:

- ◆ Foram identificados três tipos de depósitos quaternários na área de estudo, a saber, elúvio-coluviais, coluviais e aluviais, de características e origens distintas.
- ◆ O mapeamento morfoestrutural da área do Parque Nacional Serra da Capivara na escala de 1.60.000, revelou a existência das seguintes unidades morfoestruturais: Vale da Serra Branca, Reverso da *cuesta* e Patamares Estruturais. A unidade Vale da Serra Branca ocorre na porção norte do Parque e, suas encostas podem ou não estar recobertas de sedimentos. O Reverso da *cuesta* está na posição topográfica mais elevada e caracteriza-se por morfologia plana. Os Patamares Estruturais, definidos pela presença de níveis de escalonamento do relevo, podem ser subdivididos em duas subunidades; os Patamares Estruturais Sul, que apresentam quatro níveis de escalonamento e os Patamares Estruturais Nordeste, que exibem dois níveis. A evolução das encostas na Serra da Capivara segue seqüência análoga ao modelo de Meis e Moura (1984), estabelecido para o sudeste brasileiro de clima úmido, que é controlada por níveis de base locais. A evolução das encostas pode apresentar três padrões básicos de comportamento; a) degradação do nível de base; b) aggradação do nível de base, c) inversão do relevo, pois, na Serra da Capivara, a evolução das encostas não atinge o estágio de inversão do relevo.
- ◆ O mapa de Unidades Morfoestruturais do Parque Nacional Serra da Capivara difere da Carta Geomorfológica de Pellerin (1984 b), por ter desdobrado os dois conjuntos geomorfológicos - Planalto arenítico e *Cuesta* - em três unidades morfoestruturais acima descritas. Pellerin (1984 a) descreveu os depósitos sedimentares do ponto de vista pedológico, e identificou dentro do Parque Nacional somente latossolos que recobrem o planalto. Nesta tese, os latossolos foram denominados de depósitos elúvio-coluviais e coluviais, que são denominações genéticas de dois tipos distintos de latossolos.
- ◆ Os depósitos sedimentares quaternários, relacionados às unidades morfoestruturais, são os seguintes: no Vale da Serra Branca, têm-se os colúvios que recobrem a média e baixa encosta. O Reverso da *cuesta* é recoberto por depósitos elúvio-coluviais. Finalmente, nos Patamares Estruturais, não é comum a presença de cobertura sedimentar, mas os paredões de seus vales internos e o *front* da *cuesta* podem apresentar colúvios na média e baixa encostas.

◆ Os depósitos elúvio-colúviais existentes no Reverso da *cuesta* são constituídos por areias, pobre a muito pobremente selecionadas, de coloração muito variada, geradas *in situ* pelo intemperismo de arenitos da Formação Itaim e de argilitos e folhelhos sílticos da Formação Pimenteira. Esses sedimentos sofreram transporte limitado por rastejo, mas o suficiente para promover a exposição dos grãos a luz solar e torná-los datáveis pelo método LOE e indicaram idades holocênicas.

◆ Os depósitos colúviais foram divididos, segundo similaridades morfoestratigráficas e sedimentológicas, em colúvios da Serra Branca e Patamares Estruturais, na área do Parque Nacional, e colúvios do Pedimento, na área da Faixa Riacho do Pontal.

◆ Os colúvios da Serra Branca que se localizam na porção mediana da encosta são areias variáveis de areias a areias lamosas, pobremente selecionadas. Apresentam concentrações de fragmentos de arenito (seixos, blocos, calhaus e matacões) que interrompem a deposição da areia, e se dispõem paralelamente a topografia, sem nenhuma evidência de imbricação. A área-fonte é representada pelos arenitos do Grupo Serra Grande. Ocorrem fragmentos de carvão dispersos ou concentrados em vestígios de fogueiras humana.

◆ Os colúvios dos Patamares Estruturais capeiam o terço inferior da encosta e apresentam duas litologias distintas. As areias, variando de areia cascalhosa, areia lamosa-cascalhosa e areia lamosa, são pobre a muito pobremente selecionadas. Os cascalhos são sustentados pela matriz arenosa, e os clastos são seixos arredondados a subarredondados desde a fonte. A área-fonte é representada pelos arenitos e conglomerados do Grupo Serra Grande e arenitos da Formação Itaim.

◆ Os colúvios do Pedimento recobrem a baixa encosta dos serrotes, e preenchem os lapiás e as cavernas na Faixa Riacho do Pontal. Apresentam quatro litologias diferentes: depósitos lamosos muito pobremente selecionados; cascalheiras sustentadas por matriz lamosa, onde os clastos grossos são seixos e blocos angulosos a subangulosos de mármore; tufo calcários que ocorrem na estação de coleta Toca de Cima dos Pilão e depósito de calcrete na estação de coleta SC-85. A área-fonte é representada pelo mármore da Faixa Riacho do Pontal e pelos arenitos da Bacia Sedimentar do Parnaíba.

◆ Como a litologia dos depósitos reflete a área fonte, existe uma nítida diferença litológica entre os colúvios das áreas do Parque Nacional e da Faixa Riacho do Pontal.

◆ Os afloramentos de colúvio estudados são atribuíveis a depósitos de leques colúviais, pois repousam sobre a encosta e foram transportados em regime geralmente de alta energia e de alta viscosidade por fluxos não-canalizados por curta distância. Portanto, são sedimentos imaturos e pobremente selecionados, que teriam sido carreados para a área de estocagem por processos gravitacionais, representam depósitos proximais, em que suas características sedimentológicas são ainda intimamente ligadas à rocha-mãe.

◆ Propriedades sedimentológicas como má seleção, variabilidade granulométrica e ausência de acamamento sugerem que a deposição teria ocorrido através de fenômenos de episódios espasmódicos durante chuvas torrenciais em clima semi-árido. A deposição dos sedimentos colúviais ocorreria por aumento da pluviosidade subsequente a um longo período de semi-aridez.

◆ Os depósitos aluviais estudados localizam-se no alto curso do rio Piauí e maioria deles é encontrada no município de São Raimundo Nonato, cidade construída sobre depósitos de cascalheiras do rio Piauí. Os dados provenientes dos depósitos aluviais indicam que os sedimentos foram depositados por fluxos de detritos, associados a rios entrelaçados e/ou leques aluviais, em momentos de inundação laminar (*sheetflood*) de grande energia e fluxo de água, como são registrados pelas cascalheiras que, com diminuição da competência, depositaram camadas arenosas, sob climas predominantemente semi-áridos.

◆ Segundo as idades LOE, obtidas para depósitos coluviais e TL/LOE para os depósitos coluviais, os fenômenos de colúviação e alúviação seriam aproximadamente contemporâneos e ambos teriam ocorrido preferencialmente em condições de clima semi-árido.

◆ A sedimentação coluvial e aluvial são concordantes quanto ao aspecto climático, ambas ocorreram em condições de semi-aridez.

◆ As idades obtidas por LOE para os depósitos elúvio-coluviais indicam que os sedimentos teriam sofrido rastejo pela última vez no final do Pleistoceno (amostra SC-15) e durante o Holoceno (demais amostras). Portanto, os depósitos elúvio-coluviais exibem as idades mais jovens da área de estudo.

◆ Conforme distribuição das idades (LOE), na curva mundial de variação dos isótopos  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , foi possível sugerir a existência de quatro eventos de colúviação. Somente uma datação, que indicou idade de 202.750 anos, não pode ser incluída nesses quatro eventos. O Evento 1 abrange o intervalo de 135.000 a 117.000 anos e corresponde a um período quente, (interglaciação Sangamoniana), é correlacionável ao estágio isotópico 5e. O Evento 2 situa-se entre 84.700 a 76.200 anos e corresponde a período interstadial mais quente da glaciação Wisconsiniana, pode ser atribuído aos estágios isotópicos 5a e 4. O Evento 3 situado entre 36.100 a 21.770 anos: corresponde a períodos mais frios da glacial Wisconsiniana, o último máximo glacial, abrangendo o limite entre estágios isotópicos 3 e 2. O Evento 4 vai de 15.800 a 11.150 anos: abrange períodos mais frios e mais quentes durante a transição Pleistoceno-Holoceno, na passagem da glacial Wisconsiniana para a interglacial Holoceno, abrangendo o limite entre os estágios isotópicos 2 e 1.

◆ As idades obtidas por luminescência foram empregadas para datar os episódios fluúviação do rio Piauí e de seus afluentes. O período de tempo encontrado abrange desde o Pleistoceno Médio, passando pelo Pleistoceno Superior até a transição Pleistoceno-Holoceno. Diante da distribuição das idades, na curva de variação mundial dos isótopos  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , foi possível sugerir a existência de três eventos principais de fluúviação. Três datações, 436.000, 296.550 e 178.900 anos, não puderam ser incluídas nesses eventos. O Evento 1 situa-se entre 133.000 a 92.050 anos, correspondente ao período frio do começo da glaciação Wisconsiniana, passando por período quente da interglacial Sangamoniana, até o início do período frio da glaciação Illinoiana, entre os estágios isotópicos 7, 5e e 5c. O Evento 2 abrange de 54.000 a 22.250 anos e correlaciona-se aos períodos mais frios da glaciação Wisconsiniana, entre os estágios isotópicos 3 e 2. O Evento 3 está compreendido entre 15.600 a 7.600 anos e corresponde à transição de período frio do fim da glaciação Wisconsiniana até o interglacial quente do Holoceno e compreende os estágios isotópicos 2 e 1.

◆ Existem similaridades cronológicas entre os eventos de colúviação e alúviação na área de estudo, que teriam ocorrido sob condições de semi-aridez, enquanto os sedimentos estavam sendo

remobilizados das altas encostas e redepositados nas suas porções mediana e inferior. Durante inundações laminares, o rio Piauí exibia padrão entrelaçado, e as enchentes depositavam cascalhos e areias.

- ◆ A identificação e a contagem dos palinórfos, (pólen e esporos), de testemunhos da Lagoa Grande em Brejo do Piauí (PI), trouxeram dados paleoclimáticos do Holoceno Médio aos dias atuais, que mostram alterações na cobertura vegetacional, como consequência das oscilações paleoclimáticas.

- ◆ O registro palinológico indica que, entre 5.130 a 3.300 anos AP, houve grande desenvolvimento de *Mauritia flexuosa*, que ocorre preferencialmente em áreas pantanosas, permanentemente inundadas. Nas baixadas úmidas de habitat pantanoso, há também proliferação de *Ludwigia*, que é também espécie característica de ambiente pantanoso. Ervas aquáticas e terrestres, bastante abundantes, grande concentração de esporos do tipo *Blechnum* também indica um clima úmido. Entre 3.300 a 950 anos AP, deve ter ocorrido declínio de pólen de plantas arbóreas, principalmente da espécie *Mauritia flexuosa* e nos táxons arbustivos nota-se baixa concentração de *Ludwigia*. Esses dados sugerem um clima mais seco, pois as espécies encontradas vivem em solos mal drenados e francamente arenosos. Entre 950 a 137 anos AP, caracterizados por baixa concentração principalmente de pólen de plantas arbóreas e arbustivas, o paleoclima teria sido mais seco, pois a *Mauritia flexuosa* estava praticamente ausente. De 137 anos AP até o Presente houve aumento de *Mauritia flexuosa*, ervas aquáticas, esporos e algas, que sugerem uma recuperação de ambiente mais úmido, que possivelmente está relacionada à atual paisagem.

- ◆ De acordo com os dados cronológicos obtidos nesta tese a história da evolução atual da paisagem na área de estudo pode ser delineada, no mínimo, a partir de cerca de 436.000 anos atrás, quando o rio Piauí depositou sedimentos argilosos. Entre cerca de 296.550 a 92.050 anos, o rio apresentava padrão entrelaçado e depositava sedimentos em barras arenosas e cascalhosas e, ao mesmo tempo, areias e lamas, com idades em 202.750, 135.000 e 117.000 anos, teriam sido depositadas nas encostas da Serra da Capivara. Novo momento de colúviação teria sido registrado entre cerca de 84.700 a 76.200 anos, porém inexistem depósitos aluviais correspondentes. Durante o UMG tanto a atividade de colúviação quanto de alúviação foram intensas. Nova retomada nas atividades de colúviação e de alúviação fluviais ocorreu entre 15.000 e 7.600 anos, na transição Pleistoceno-Holoceno. As mudanças paleoclimáticas do Holoceno Médio, até hoje, na área de estudo, puderam ser melhor compreendidas graças ao estudo de palinórfos. Os resultados deste estudo sugerem que desde pelo menos 5.130 anos AP, a caatinga já estava instalada na região e que, mesmo depois, teriam ocorrido grandes oscilações de paleoclimas durante o Holoceno.

---

---

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

---

- Almeida, F.F.M, Hasui, Y, Brito Neves, B.B, Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Atas, 363-391.
- Andrade-Lima, D. 1982. Present-day forest refuges in northeastern Brazil. In: Prance G.T. (eds.). *Biological diversification in the tropics*. University Press. Nova York: Columbia, 245-251.
- Arenas, J. S. A. 1993. *Datação de sedimentos da Ilha de Cananéia, SP e de dunas de Pilão Arcado, Bahia, pelo método da termoluminescência*. 89 f. Dissertação (Mestrado em Física). Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Arz, H. W., Patzold, J. & Wefer, G. 1998. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from Last Glacial marine deposits off northeastern Brazil. *Quaternary Research*, 50: 157-166.
- Aster. Curitiba: ENGESAT, 2006. Imagem de satélite do Parque Nacional Serra da Capivara e adjacências Bandas 1, 2, 3, 3a, 3b, - Composição colorida 3, 2 e 1.
- Auler, A. S. & Smart, P. 2001. Late quaternary paleoclimate in semiarid northeastern Brazil from U- Series dating of travertine and water table speleotems. *Quaternary Research*, 55: 1159-167.
- Baptista, M. B., Braun, O. P. G. & Campos, D. A. (Org). 1984. *Léxico estratigráfico do Brasil*. Brasília: DNPM/MME, 560 p.
- Barreto, A. M. F. 1996. *Interpretação Paleoambiental do Sistema de Dunas Fixadas do Médio São Francisco, Bahia*. 174 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar), Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Barreto, A. M. F., Suguio, K., Bezerra, F. H. R., Tatumi S. H., Yee, M. & Giannini, P. C. F. 2004. Geologia e Geomorfologia do Quaternário Costeiro do Estado do Rio Grande do Norte. *Revista do Instituto de Geociências da USP*, 4 (2): 1-12.
- Behling, H., Arz, H. W., Patzold, J. & Wefer, G. 2000. Late quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. *Quaternary Science Reviews*, 19: 981-994.

- Bezerra, F. H. R., Fonseca, V. P., Vita-Finzi, C., Lima-Filho, F. P. & Saadi, A. 2005. Liquefaction induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE Brazil. *Engineering Geology*, 76: 191-208.
- Bigarella, J. J. & Mousinho, M. R. 1965. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvios e várzeas. *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, 16/17: 153-197.
- Bigarella, J. J., Becker, R. D., Santos, G. F., Herrmann, M. L., Carvalho, S. M. C. & Mendonça, M. 1994. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*. Ed.UFSC, Florianópolis, 425 p.
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Gonçalves, J. H., Baars, F. J., Delgado, I. M., Abram, M. B., Leão Neto, R., Matos, G. M. M. & Santos, J. O. S. 2001. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e mapas na escala 1: 2.500.000*. Brasília, CPRM, CD-ROM.
- Botter-Jensen, L., Dietlafsén, C. & Mejdhal, V. 1991. Combined OSL (infrared) and TL studies of feldspars. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 18: 257-263.
- Bradley, R. S. 1999. Dating Methods I. In *Paleoclimatology - Reconstructing climates of the Quaternary*. Academic Press. 2 ed. Chicago, 47-90.
- Brasil. Lei n.º 9.985 de 18 de julho de 2000. Regulamenta o art. 225 1º, incisos I, II e VII da Constituição Federal, institui o Sistema Nacional de Unidades de Conservação da Natureza e dá outras providências. *Diário Oficial da República Federativa do Brasil*, Brasília, 19 jul. 2000.
- Camargo Filho, M. & Bigarella, J. J. 1998. Correlação de parâmetros estatísticos de sedimentos de vertentes, rampas de colúvio-alúvio e terraços de várzea da bacia do Bananas - Guarapuava - PR. *Geosul*, 14: 438-442.
- Colinvaux, P., De Oliveira, P. E. & Patino, J. E. M. 1999. *Amazon Pollen Manual and Atlas = Manual e Atlas Palinológico da Amazônica*. Harwood Academic Publishers, Amsterdam, 332p.
- Corrêa, A. C. B. 2001. *Dinâmica Geomorfológica dos compartimentos elevados do planalto da Borborema, nordeste do Brasil*. 386 f. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- CPRM. Mapa Geológico do Estado do Piauí 2006. Disponível em: [http://www.cprm.gov.br/publique/media/mapa\\_piaui.pdf](http://www.cprm.gov.br/publique/media/mapa_piaui.pdf). Acesso em: 20, maio, 2007.
- Cronquist, A. 1988. *The Evolution and classification of Flowering Plants*. The New York Botanical Garden, New York, 2ª ed., 555p.
- Cunha, F. M. B. 1986. *Evolução Paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu Arcabouço Tectônico*. 107 f. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- D'Ávila, R. S. & Paim, P. S. G. 2003. Mecanismos de transporte e deposição de turbiditos. In: PAIM, P. S. G., Faccini, U. F. & Netto, R. G. (eds.). *Geometria, arquitetura e heterogeneidade de corpos sedimentares-estudo de caso*. Ed. Unisinos, São Leopoldo, cap. 2: 93-121.
- Dasgupta, P. 2003. Sediment gravity flow-the conceptual problems. *Earth-Science Reviews*, 62: 265-281.

- De Oliveira, P. E. 1992. *A Palynological record of late Quaternary vegetational and climatic change in Southeastern Brazil*. 242 p. PhD Dissertation. Ohio State University, Ohio.
- De Oliveira, P. E., Barreto, A. M. F. & Suguio, K. 1999. Late Pleistocene Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: The fossil dunes of the middle São Francisco River. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 152: 319-337.
- Derruau, M. 1996. Les formes du relief terrestre, notions de géomorphologie. Paris: Armand Colin, 7<sup>a</sup> ed. 118 p.
- Dillenburg, S. R. 1994. A laguna de Tramandaí: Evolução geológica e aplicação do método geocronológico da termoluminescência na datação de depósitos sedimentares lagunares. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- EMBRAPA. 1997. *Manual de métodos de análises do solo*. Ed. EMBRAPA/CNPS, Rio de Janeiro, 2<sup>a</sup> ed., 212p.
- Empeaire, L. 1980. *Le climat In: La caatinga du sud-est du Piauí (Brésil): Etude ethnobotanique*, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, Paris. Tese (Doutorado de Terceiro Ciclo) p. 11-27.
- Empeaire, L. 1989. *Végétation et gestion des ressources naturelles dans la caatinga du sud-est du Piauí (Bresil)*. Paris, Ed. Recherche sur les Civilisations, Paris, 50p.
- Erdtman, G. 1952. *Pollen Morphology and Plant Taxonomy*. Almquist & Wiksells, Uppsala , 539p.
- Felice, G. D. 2000. *Toca do Boqueirão da Pedra Furada - Estudo Comparativo de Estratigrafias Extra-Sítio*. 119 f. Dissertação (Mestrado em História). Universidade Federal de Pernambuco, Recife.
- Felice, G. D. 2006. *Contribuição para estudos geoarqueológicos e paleambientais: proposta metodológica*. 208 f. Tese (Doutorado em História). Universidade Federal de Pernambuco, Recife.
- Fett Junior, N. & Oliveira, M. A. T. 2005. Depósitos quaternários de planície de inundação no curso médio do Rio Pardo, Candelária, Rio Grande do Sul. In: ABEQUA, Cong. Bras. Ass. Bras. Est. Quat., X, *Boletim de Resumos*, CD-ROM.
- Folk, R. L. & Ward, W. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.
- Ford, T. D. & Pedley, H. M. 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Sciences Reviews*, 41: 117-175.
- Fortes, F. P. 1990. Ambiente antigo de sedimentação dos arenitos do Parque Nacional de Sete Cidades, Piripiri, PI. In: 36<sup>o</sup> Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, SBG, *Anais*, 1: 136-149.
- Góes, A. M. O. & Feijó, F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. 4: 57-67.
- Gouveia, S. E. M, Pessenda, L. C., Bendassolli, J. A., Aravena, R., Ribeiro, A. S., Saia, S. E. M. G. & Vedoveto, M. 2005. Reconstrução Paleoambiental (vegetação e clima) no nordeste do Brasil, através dos isótopos do carbono da matéria orgânica dos solos e fragmentos de carvão. In: ABEQUA, Cong. Bras. Ass. Bras. Est. Quat., X, *Boletim de Resumos*, CD-ROM.

- Grimm, E. C. 1987. Coniss: A fortran 77 program for stratigrafically constrained cluster analysis by the method of the incremental sum of squares. *Pergamon Journal*, 13:13-35.
- Grögler, N., Houtermans E.G. & Stauffer, H. 1958. Radiation damage as a research tool for geology and prehistory. In: RIENSN, Conv. Sul. Dotaz. Met. Nucl., *Proceedings*, p.5-15
- Guérin, C., Curvelo, M. A., Faure, M., Hugueney, M. & Mouser-Chauviré, C. 1996. A fauna pleistocênica do Piauí (nordeste do Brasil): relações paleoecológicas e biocronológicas. *FUNDAMENTOS*, 1: 55-103.
- Guerra, A. T. & Guerra, A. J. T. 1997. *Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 652 p.
- Guidon, N., Pessis, A. M. & Martin, G. O. 1990. Povoamento Pré-Histórico do Nordeste do Brasil, Proposta da: Fundação Museu do Homem Americano e do Núcleo de Estudos Arqueológicos, da UFPE. *Clio Arqueologia*, Recife, 1 (6): 123-125.
- Guidon, N., Parenti, F., Luz, M. F., Guérin, C. & Faure, M. 1994. Le plus ancien peuplement de l'Amérique: le paleolithique du nord-est brésilien. *Bulletin de la société Préhistorique Française*, 9 (4-5): 246-250.
- Heimsath, A. M., Chappell, J., Spooner, N. A. & Questiaux, D. G. 2002. Creeping soil. *Geology, Boulder Geological Society of America*, 30.
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. & Thewalt, M. L. W. 1985. *Optical dating of sediments*, 313: 105-107.
- IBAMA - FUNDHAM. 1995. Plano de Manejo do Parque Nacional Serra da Capivara. Brasília: Distrito Federal 1991. 593 p.
- Ikeya, M., Filho, B. O. & Mascarenhas, S. 1984. ESR dating cave deposits from Akiyoshi-do cave in Japan and Diabo cave in Brazil. *Journal of the Speleological Society of Japan*. 9: 58-67.
- Joly, A. B. 1988. *Botânica: Introdução à taxonomia vegetal*. Ed. Nacional, São Paulo, 12ª ed., 777 p.
- Joly, F. & Dewolf, Y. 1978. Formations superficielles et geodynamique. Application a l'étude d'une zone sahélienne. In: Colóquio Interdisciplinar Franco-Brasileiro. *Comunicações e Debates*. Universidade de São Paulo, São Paulo, 179-188.
- La Salvia, E. S. A. 2006. *Reconstituição da paisagem da paleo micro-bacia do Antônio e a sua ocupação pelo homem no Pleistoceno*. 238 f. Tese (Doutorado em História). Universidade Federal de Pernambuco, Recife.
- LAGESE. 2002. *Mapa Geológico do Parque Nacional Serra da Capivara*. Recife, UFPE, 1 mapa colorido, 47,5x 55,5 cm, Escala 1.500.000.
- Li S-H. & Wintle A. G. 1992. Luminescence sensitivity change due to bleaching of sediments. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 20 (4): 567-57.
- Libby, W. F. 1955. *Radiocarbon dating*. Ed. University of Chicago, Chicago, 175p.
- Lima, E. A. A. & Leite, J. F. 1978. Projeto de estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: Integração Geológica e Metalogenética. *Relatório Final da Etapa III*, Recife, MME/DNPM/CPRM. v. 1,2

- Lima, E. N. M. 2007. *Liquefação em depósitos aluvionares do Rio Açu - RN*. 69 p. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.
- Lowe, D. R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22: 157-204.
- Luz, M. F. 1989. *O método de pré-escavação na pesquisa arqueológica, análise de um caso: Toca de Cima do Pilão*. 134 f. Dissertação (Mestrado em História). Universidade Federal de Pernambuco, Recife.
- Mabesoone, J. M. 1983. *Sedimentologia*. Ed. UFPE, Recife, 2ª ed., 454p.
- Macário, K. C. D. 2003. *Preparação de Amostras de Radiocarbono e Aplicações de AMS em Arqueologia e Geologia Marinha*. 138 f. Tese (Doutorado em Física). Universidade Federal Fluminense, Niterói.
- MacManus, J. 1998. Grain Size determination and interpretation. In: TUCKER, M. *Techniques in sedimentology*. Cambridge: Blackwell, 63-85.
- Mainguet, M. 1972. *Le modele de grés: problèmes generaux*. Paris: I.G.N. Tome I. e II. 657 p.
- Meis, M. R. M. 1977. As unidades morfoestratigráficas neoquaternárias do médio Vale do Rio Doce. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*, 49(3): 443-459
- Meis, M. R. M & Moura, J. M. S. 1984. Upper Quaternary Sedimentation and Hillslope Evolution: Southeastern Brazilian Plateau. *American Journal of Science*, 284 (3): 241-244 p.
- Mejdahl, V. 1979. Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains. *Archaeometry*, 21:61-72.
- Mello, C. L. & Moura, J. R. S. 1991. Classificação aloestratigráfica do quaternário superior na região de Bananal (SP/RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, 21 (3): 236-254.
- Mello, C. L. 1992. *Fácies sedimentares, arquitetura deposicional e relações morfoestratigráficas em um sistema de leques aluviais holocênicos: Aloformação Manso - médio vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ)*. 199 p. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- Mesener, J. C. & Wooldridge, L. C. 1964. Estratigrafia das bacias paleozóica e mesozóica do Maranhão. *Boletim Técnico da Petrobrás*. Rio de Janeiro, 2 (7): 137-164.
- Miall, A. D. 1982. *Analysis of fluvial depositional systems*. American Association of Petroleum, Tulsa, Oklahoma, 75p.
- Miranda, E. E. de, (Coord.). 2005. *Brasil em Relevo*. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>> Acesso em: 17. Jul. 2007.
- Mondenesi, M. C. 1980. Intemperismo e morfogênese no planalto de Campos do Jordão (SP). *Revista Brasileira de Geociências*, 10: 213-225.

- Mondenesi, M. C. 1992. Depósitos de vertente e evolução quaternária do Planalto Itatiaia. *Revista Instituto Geociências*, 13 (1): 31-46.
- Mondenesi, M. C. & Toledo, M. C. M. 1993. Morfogênese quaternária e intemperismo: colúvios do planalto do Itatiaia. *Revista Instituto Geociências*, 14 (1): 45-53.
- Mondenesi-Gauttieri, M. C. & Toledo, M. C. M. 1996. Weathering and the formation of hill slope deposits in the tropical highlands of Itatiaia - southeastern Brazil. *Catena*, 27: 82-102.
- Moura, J. M. S. & Meis, M. R. M. 1986. Contribuição a estratigrafia do Quaternário superior no médio vale do Rio Paraíba do Sul - Bananal, SP. *Academia Brasileira de Ciências*. 58 (1): 89-102
- Moura, J. M. S. & Meis, M. R. M. 1980. Litoestratigrafia preliminar para os depósitos de encosta do Quaternário superior do planalto SE do Brasil (MG-RJ). *Revista Brasileira de Geociências* 10: 258-267,
- Moura, J. M. S. & Silva, T. M. 1998. Complexos de rampa de colúvio. In: Guerra, A. J. T. & Cunha, S. B. (org). *Geomorfologia do Brasil*. 2 ed. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 143-180p.
- Moura, J. M. S. 1996. Geomorfologia do Quaternário. In: Guerra, A. J. T. & Cunha, S. B. (org). *Geomorfologia do Brasil*. 2 ed. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro,
- Murray, A. S. & Wintle A. G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32: 57-73.
- Neves, B. B. B. 1975. *Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino*. 198 f. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Oliveira, V. I. 2003. *Relatório da influência da linha de transmissão de energia elétrica de alta tensão na intensidade da radiação cósmica*. Monografia de Graduação. Faculdade de Tecnologia de São Paulo, São Paulo.
- Oliveira, R. G. 1998. *Arcabouço geotectônico da região da Faixa Riacho do Pontal, Nordeste do Brasil. Dados aeromagnéticos e gravimétricos*. 157 f. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Pedley, H. M. 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, 68: 143-154.
- Pellerin, J. 1984 a. Les bases physiques. In: GUIDON, N. (org.). *L'aire archéologique du sud-est du Piauí*. Ed. Recherche sur les Civilisations, Paris, p.11-22.
- Pellerin, J. 1984 b. Carta geomorfológica da região de São Raimundo Nonato (Piauí), 1984, 1 mapa preto e branco, 48,5 x 56.5cm, escala 1.500.000.
- Pennington, R. T., Prado, D. E. & Pendry, C. A. 2000. Neotropical seasonally dry forests and Quaternary vegetation changes. *Journal of Biogeography*, 27: 261-273.

- Pennington, R.T., Lavin, M., Prado, D. E., Pendry, C. A., Pell, S. K. & Butterworth, C. A. 2004. Historical climate change and speciation: Neotropical seasonally dry forest plants show patterns of both Tertiary and Quaternary diversification. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 359: 515-538.
- Penteado, M. M. 1978. *Fundamentos de Geomorfologia*. 2ª ed. Rio de Janeiro: IBGE, 180 p.
- Pereira, A. B. 1999. *Introdução ao estudo das pteridófitas*. Ed. ULBRA, Canoas, 172p.
- Pessenda, L. C., Ribeiro, A. S., Gouveia, S. E. M., Aravena, R., Boulet, R. & Bendassolli, J. A. 2004. Vegetation dynamic during the late Pleistocene in the Barrerinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. *Quaternary Research*, 62:183-193.
- Petri, S. & Fúlfaro, V. J. 1983. *Geologia do Brasil*. T. A Queiroz & Edusp, São Paulo, 631p.
- Peyre, E. 1993. Nouvelle découverte d'un homme préhistorique américain: une femme de 9700 ans au Brésil. *C. R. Acad. Sci. Sciences de la terre e des planètes/ Earth & Planetary Sciences*, 16: 839-842.
- Piauí. 1974. *Levantamento Aerofotogramétrico do Estado do Piauí*. Aerofoto Cruzeiro S.A. Rio de Janeiro: Faixas: fotos nºs, 13644-13629; 17908-17888; 17949-17962; 17997-17980; 18909 -18985; 19016-19003; 19079-19092; 19122-19114; 19189-19198; 19229-19222 e 19295-19295, escala aproximada 1:25000.
- Pinheiro de Melo, P. 2004. *A transição do pleistoceno ao holoceno no Parque Nacional Serra da Capivara - Piauí - Brasil: uma contribuição ao estudo sobre a antiguidade da presença humana no sudeste do Piauí*. 376 f. Tese (Doutorado em História). Universidade Federal de Pernambuco, Recife.
- Pinheiro de Melo, P. 1992. *Técnicas de escavação. Um estudo de caso: A toca do Baixão do Perna I*. 183 f. Dissertação (Mestrado em História). Universidade Federal de Pernambuco, Recife.
- Prado, D. 2003. As caatingas da América do Sul. In: Leal, I. R., Tabarelli, M. & Silva, M. C. (eds.). *Ecologia e conservação da Caatinga*. Recife: Editora Universitária, Universidade Federal de Pernambuco, 03 -73 p.
- Prescott J. R. & Stephan L. G. 1982. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescent dating, latitude, altitude and depth dependences. *PACT*, 6: 17-25.
- Rhodes. E. J. 1988. Methodological Considerations in the Optical Dating of Quartz. *Quaternary Science Reviews*, 7: 395-400.
- Ribeiro, A. S. 2002. *Dinâmica paleoambiental da vegetação e clima durante o Quaternário Tardio em domínios da mata Atlântica, brejo do semi-árido e cerrados nordestinos, utilizando isótopos do carbono da matéria orgânica do solo e das plantas*. 193 f. Tese (Doutorado em Ciências). Universidade de São Paulo, Piracicaba.
- Rivas, M. P. (coord). 1996. *Macrozoneamento Geoambiental da Bacia Hidrográfica do Rio Parnaíba*. Rio de Janeiro: IBGE, 111 p.
- Rizzini, C. T., Coimbra-Filho, A. F. & Houaiss, A. 1998. *Ecossistemas brasileiros/Brazilian ecosystems*. Rio de Janeiro, 110 p.
- Rodet, J. 1997. As zonas cársticas de São Raimundo Nonato. *O Carste*, 9: 2-7.

- Sahu, B. K. 1964. Depositional mechanisms from size analysis of clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34: 73-83.
- Sallun, A. E. M., Suguio, K., Tatum, S. H., & Yee, M. 2006. Dosimetria da radiação cósmica por espectroscopia-gama e datação de depósitos cenozóicos da porção central da bacia hidrográfica do Rio Paraná (MS, PR e SP). In: ABEQUA, Cong. Bras. Ass. Bras. Est. Quat., X, *Boletim de Resumos*, CD-ROM.
- Sallun, A. E. M. & Suguio, K. 2005. Processos coluviais na Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (PR, MS E SP). In: ABEQUA, Cong. Bras. Ass. Bras. Est. Quat., X, *Boletim de Resumos*, CD-ROM
- Sallun, A. E. M. 2003. *Depósitos cenozóicos da região de Marília e Presidente Prudente (SP)*. 2003. 171 f. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Schobbenhaus, C. et al. 1984. *Geologia do Brasil*. DNPM/MME, Brasília, 510 p.
- Selby, M. J. 1994. Hillslope sediment transport and deposition. In: PYE, K. *Sediment transport and depositional processes*. Blackwell scientific publications, Oxford, cap. X, 61-88.
- Selley, R. C. 1982. *An introduction to sedimentology*. Academic Press, London, 2ª ed., 417 p.
- Shepard, F. P. 1954. Nomenclature based on sand-sil-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, 24(3): 151-158.
- Sifeddine, A., Albuquerque, A. L. S., Ledru, M-P., Turcq, B., Knoppers, B., Mello, W. Z., Passenau, H., Dominguez, J. M. L., Cordeiro, R. C., Abrão, J. J.; Bittencourt, A. C. S. P. 2003. A 21.000 cal years paleoclimatic record from Caçó Lake, northern Brazil: evidence from sedimentary and pollen analyses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 189: 25-34.
- Stockmarr, J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis of sediments. *Pollen et Spores*, Paris, 13: 615-621.
- SUDENE (Rio de Janeiro, RJ). 1974. Canto do Buriti, 1 mapa colorido, 76 x 72,5 cm. Folha SC.23-X-B-II. Escala 1.100.000.
- SUDENE (Rio de Janeiro, RJ). 1974 a. São João do Piauí, 1 mapa colorido, 76 x 72,5 cm. Folha SC.23-X-B-III. Escala 1.100.000.
- SUDENE (Rio de Janeiro, RJ). 1974 b. Serra do Gongo, 1 mapa colorido, 76 x 72,5 cm. Folha SC. 23-X-B-V. Escala 1.100.000.
- SUDENE (Rio de Janeiro, RJ). 1974 c. Barragem, 1 mapa colorido, 76 x 72,5 cm. Folha SC.23-X-B-VI. Escala 1.100.000.
- SUDENE (Rio de Janeiro, RJ). 1974 d. São Raimundo Nonato, 1 mapa colorido, 76 x 72,5 cm. Folha SC.23-X-D-II. Escala 1.100.000.
- Suguio, K. 2003. *Geologia Sedimentar*. Edgard Blücher, São Paulo, 400 p.

- Suguio, K. 1999. *Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais (Passado + Presente = Futuro?)*. Ed. Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, São Paulo, 366 p.
- Suguio, K. 1973. *Introdução a Sedimentologia*. Ed. Edgard Blücher-EDUSP, 317p.
- Suguio, K. Tatumi, S. H. & Kowata, E. A. 1999. The Comprida Island inactive dunes ridges and their possible significance for the island evolution during the Holocene, state of São Paulo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 71: 623-630.
- Szmuk, P. E. & Watanabe, S. 1971. *Dating of brazilian pottery by TLD*. Publ. IEA.
- Tatumi, S. H. 1994. Estudo das propriedades termoluminescentes e dos centros paramagnéticos de aragonita. 116 f. Tese (Doutorado em Física), Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Tricart, J. A. 1976. Geomorfologia nos estudos integrados de ordenação do meio natural. *Boletim Geográfico*. Rio de Janeiro, 34 (251):15-42.
- Viers, G. 1967. *Éléments de géomorphologie*. Paris: Fernand Nathan, 207 p.
- Wagner, 1998. Cosmogenic nucleotides. In: *Age determination of young rocks and artifacts –physical chemical clocks in quaternary geology and archaeology*. Berlin, Springer-Verlag, 55-83 p.
- Wallauer, M. T. B. 1998. *Sistemas de unidades de conservação federais no Brasil: um estudo analítico de categorias de manejo*. 227f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental).Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.
- Warke. P. A. 2007. Complex weathering in drylands: Implications of 'stress' history for rock debris breakdown and sediment release. *Geomorphology* 85:30-48.

Anexo 1  
Depósitos elúvio-colúviais

Dados referentes aos parâmetros estatísticos de Folk & Ward.

AMOSTRA	DIÂMETRO MÉDIO	CLASSIFICAÇÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	SHEPARD
SC15a	Areia muito fina	Pobrememente selec.	Negativa	Platicúrtica	Lama areno-cascac.
SC15b	Areia muito fina	Pobrememente selec.	Negativa	Platicúrtica	Areia lamosa
SC15c	Areia muito fina	Pobrememente selec.	Negativa	Platicúrtica	Lama areno-cascac.
SC35a	Areia fina	Pobrememente selec.	Simétrica	Mesocúrtica	Areia
SC35b	Areia fina	Pobrememente selec.	Positiva	Leptocúrtica	Areia
SC35	Areia muito fina	Pobrememente selec.	Positiva	Mesocúrtica	Areia
SC37	Areia muito fina	Pobrememente selec.	Positiva	Mesocúrtica	Areia
SC37	Areiamuito fina	Pobrememente selec.	Positiva	Mesocúrtica	Areia
SC48a	Areia muito fina	Pobrememente selec.	Positiva	Mesocúrtica	Areia
SC48b	Areia muito fina	Pobrememente selec.	Positiva	Mesocúrtica	Areia
SC48	Areia muito fina	Pobrememente selec.	Positiva	Mesocúrtica	Areia
SC71a	Areia fina	Pobrememente selec.	Positiva	Leptocúrtica	Areia
SC71b	Areia fina	Pobrememente selec.	Positiva	Leptocúrtica	Areia
SC71c	Areia fina	Pobrememente selec.	Positiva	Muito leptocúrtica	Areia
SC72a	Areia média	Pobrememente selec.	Positiva	Muito leptocúrtica	Areia
SC72b	Areia fina	Pobrememente selec.	Positiva	Leptocúrtica	Areia
SC72c	Areia fina	Pobrememente selec.	Simétrica	Leptocúrtica	Areia
SC73a	Areia fina	Pobrememente selec.	Simétrica	Muito leptocúrtica	Areia
SC73b	Areia fina	Pobrememente selec.	Simétrica	Muito leptocúrtica	Areia
SC73c	Areia fina	Pobrememente selec.	Simétrica	Muito leptocúrtica	Areia
SC89	Areia fina	M. Pobrememente selec	Negativa	Platicúrtica	Lama areno- casca
SC89	Areia fina	M.Pobrememente selec	Negativa	Platicúrtica	Lama areno- casca
SC89	Areia fina	M.Pobrememente selec	Negativa	Platicúrtica	Lama areno-casca
SC90	Areia muito fina	M.Pobrememente selec	Negativa	Muito leptocúrtica	Areia
SC90	Areia muito fina	M.Pobrememente selec	Negativa	Muito leptocúrtica	Areia
SC90	Areia muito fina	M. Pobrememente selec	Negativa	Muito leptocúrtica	Areia
SC91	Areia Fina	Pobrememente selec	M.positiva	Leptocúrtica	Areia
SC91	Areia Fina	M.Pobrememente selec	M.positiva	Leptocúrtica	Areia
SC91	Areia Fina	Pobrememente selec	M.positiva	Leptocúrtica	Areia

Anexo 2  
Depósitos coluviais

Dados referentes aos parâmetros estatísticos de Folk & Ward.

AMOSTRA	DIÂMETRO MÉDIO	SELEÇÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	SHEPARD
SC01a	Areia muito fina	Pobrememente selec.	M. positiva	Leptocúrtica	Lama arenosa
SC01aa	Areia muito fina	Pobrememente selec.	M. positiva	Leptocúrtica	Lama arenosa
SC01ba	Areia fina	Pobrememente selec.	Positiva	M. Leptocúrtica	Areia
SC01bb	Areia fina	Pobrememente selec.	Positiva	M. Leptocúrtica	Areia
SC01ca	Areia fina	Pobrememente selec.	Simétrica	M. Leptocúrtica	Areia
SC01cb	Areia fina	Pobrememente selec.	Simétrica	M. Leptocúrtica	Areia
SC211	Silte fino	Muito Pobrememente selec.	M. negativo	Platicúrtica	Argila arenosa
SC212	Silte fino	Muito Pobrememente selec.	M. negativo	Platicúrtica	Argila arenosa
SC213	Silte fino	Muito Pobrememente selec.	Negativo.	Platicúrtico	Argila arenosa
SC49a	Areia média	Muito pobrememente selec.	Positiva	Platicúrtica	Areia cascalhosa
SC49aa	Areia média	Muito pobrememente selec.	Positiva	Platicúrtica	Areia cascalhosa
SC49ab	Areia média	Muito pobrememente selec.	Positiva	Platicúrtica	Areia cascalhosa
SC49b	Areia média	Muito pobrememente selec.	Positiva	Platicúrtica	Areia cascalhosa
SC49bb	Areia média	Muito pobrememente selec.	Positiva	Platicúrtica	Areia cascalhosa
SC49bc	Areia média	Muito pobrememente selec.	Positiva	Platicúrtica	Areia lamosa
SC50aa	Areia Média	Muito pobrememente selec.	Positiva	Platicúrtica	Areia Lamo-casc.
SC50ab	Areia Fina	Muito pobrememente selec.	Positiva	Platicúrtica	Areia Lamosa
SC50ac	Areia Fina	Muito pobrememente selec.	Positiva	Platicúrtica	Areia Lamosa
SC50ba	Areia fina	Muito pobrememente selec.	Positiva	Platicúrtica	Areia lamo-cascalho
SC50bb	Areia fina	Muito pobrememente selec.	Positiva	Platicúrtica	Areia lamosa
SC50bc	Areia fina	Muito pobrememente selec.	Positiva	Platicúrtica	Areia lamosa
SC57a	Areia fina	Muito pobrememente selec.	M. negativa	Platicúrtica	Lama-areno-cascac.
SC57b	Argila grossa	Extremamente mal selec.	M. negativa	Platicúrtica	Lama arenosa
SC57c	Areia muito fina	Muito Pobrememente selec.	M. negativa	Leptocúrtica	Lama-areno-cascac.
SC57aa	Areia muito fina	Pobrememente selec.	Negativa	Platicúrtica	Lama-areno-cascac.
SC57aab	Areia muito fina	Pobrememente selec.	M. negativa	Mesocúrtica	Lama-areno-cascac.
SC64 4m	Areia muito fina	Muito pobrememente selec.	M. negativa	Platicúrtica	Lama arenosa
SC64 4,4m	Silte grosso	Pobrememente selec.	M. negativa	Platicúrtica	Lama arenosa
SC64 6m	Silte grosso	Muito pobrememente selec.	M. negativa	Platicúrtica	Lama arenosa
SC65a	Silte grosso	Pobrememente selec.	M. negativa	Mesocúrtica	Lama arenosa
SC65b	Silte grosso	Pobrememente selec.	M. negativa	Platicúrtica	Lama arenosa
SC65c	Silte grosso	Pobrememente selec.	M. negativa	Mesocúrtica	Lama arenosa
SC80aa	Areia muito fina	Pobrememente selec.	Negativa	Mesocúrtica	Areia lamosa
SC80ab	Areia muito fina	Pobrememente selec.	Negativa	Mesocúrtica	Areia lamosa
SC80ac	Areia muito fina	Pobrememente selec.	Negativa	Mesocúrtica	Areia lamosa
SC80ba	Areia Média	Muito pobrememente selec	Positiva	Mesocúrtica	Areia cascalhosa
SC80bb	Areia Média	Muito pobrememente selec	Positiva	Mesocúrtica	Areia cascalhosa
SC80bc	Areia Média	Muito pobrememente selec	Positiva	Mesocúrtica	Areia cascalhosa
SC85a	Areia muito fina	Pobrememente selec.	Negativa	Platicúrtica	Areia lamosa
SC85b	Areia fina	Muito pobrememente selec.	Negativa	Platicúrtica	Lama-areno-cascac.
SC85c	Areia fina	Muito pobrememente selec.	Negativa	Platicúrtica	Lama-areno-cascac.
SC86aa	Areia	Pobrememente selec.	Simétrica	Leptocúrtica	Areia

SC86ab	Areia	Pobrememente selec.	Simétrica	Leptocúrtica	Areia
SC86ac	Areia	Pobrememente selec.	Simétrica a	Leptocúrtica	Areia
SC86ba	Areia	Pobrememente selec.	Positiva	Leptocúrtica	Areia
SC86bb	Areia	Pobrememente selec.	Positiva	Leptocúrtica	Areia
SC86bc	Areia	Pobrememente selec.	Positiva	Leptocúrtica	Areia
SC87aa	Areia muito fina	Pobrememente selec.	Positiva	Leptocúrtica	Areia Lamosa
SC87ab	Areia muito fina	Pobrememente selec.	M. positiva	Leptocúrtica	Areia Lamosa
SC87ac	Areia muito fina	Pobrememente selec.	M. positiva,	Leptocúrtica	Areia Lamosa
SC87b1	Areia fina	Pobrememente selec.	Positiva	Platicúrtica	Areia
SC87b2	Areia fina	Pobrememente selec.	Positiva	Platicúrtica	Areia
SC87b3	Areia fina	Pobrememente selec.	Positiva	Platicúrtica	Areia
SC87c1	Areia Fina,	Pobrememente selec.	Simétrica	Leptocúrtica	Areia
SC87c2	Areia Fina	Pobrememente selec.	Positiva	Leptocúrtica	Areia
SC87c3	Areia Fina	Pobrememente selec.	Positiva	Leptocúrtica	Areia
SC88a1	Areia Fina	Pobrememente selec.	Positiva	Leptocúrtica	Areia
SC88a2	Areia Fina	Pobrememente selec.	Positiva	Leptocúrtica	Areia
SC88a3	Areia Fina	Pobrememente selec.	Positiva	Leptocúrtica	Areia
SC88b1,	Areia Fina	Pobrememente selec.	Positiva	Leptocúrtica	Areia
SC88b2	Areia Fina	Pobrememente selec.	M. positiva	Leptocúrtica	Areia
SC88b3	Areia Fina	Pobrememente selec.	M. positiva	Leptocúrtica	Areia
SC88c1	Areia Fina	Pobrememente selec.	M. positiva	Leptocúrtica	Areia
SC88c2	Areia Fina	Pobrememente selec.	Positiva	Leptocúrtica	Areia
SC88c3	Areia Fina	Pobrememente selec.	Positiva	Leptocúrtica	Areia

## Anexo 3

## Depósitos aluviais

Dados referentes aos parâmetros estatísticos de Folk &amp; Ward.

AMOSTRA	DIÂMETRO MÉDIO	SELEÇÃO	ASSIMETRIA	CURTOSE	SHEPARD
SC17a	Areia média	Muito pobremente selec.	Muito positiva	Muito plat.icúrtica	Areia cascalhoa lamosa.
SC17b	Silte muito fino	E. mal selecionado	Muito positiva	Muito platicúrtica	Areia cascalhoa lamosa.
SC17c	Areia muito fina	Muito pobremente selec.	Muito positiva	Muito platicúrtica	Areia cascalhoa lamosa.
SC53aa	Silte	Muito pobremente selec.	Muito positiva	Muito leptocúrtica	Areia lamosa
SC53ab	Silte	Muito pobremente selec.	Muito positiva	Muito leptocúrtica	Areia lamosa
SC53ac	Areia fina	Muito pobremente selec.	Muito positiva	Muito leptocúrtica	Areia lamosa
SC53ba	Areia muito fina	Muito pobremente selec.	Muito positiva	Leptocúrtica	Areia lamosa
SC53bb	Areia muito fina	Muito pobremente selec.	Muito positiva	Leptocúrtica	Areia lamosa
SC53bc	Areia muito fina	Muito pobremente selec.	Muito positiva	Leptocúrtica	Areia lamosa
SC63a	Areia muito fina	Pobremente selec.	Simétrica	Muito Leptocúrtica	Areia lamosa
SC63b	Areia muito fina	Muito pobremente selec.	Simétrica	Muito Leptocúrtica	Areia lamosa
SC63c	Areia muito fina	Pobremente selec.	Simétrica	Muito Leptocúrtica	Areia lamosa
SC64bx	Areia muito fina	Pobremente selec.	Simétrica	Platicúrtica	Areia lamosa
SC64al	Areia muito fina	Pobremente selec.	Simétrica	Mesocúrtica	Areia lamosa
SC64TL	Silte	Moderadamente selec.	Simétrica	Mesocúrtica	Lama arenosa
SC-74aa	Silte	Pobremente selec.	Muito positiva	Muito leptocúrtica	Lama arenosa
SC-74ab	Silte	Muito pobremente selec.	Muito positiva	Muito leptocúrtica	Lama arenosa
SC-74ac	Silte	Muito pobremente selec.	Muito positiva	Muito leptocúrtica	Lama arenosa
SC-74ba	Silte	Muito pobremente selec.	Muito positiva	Muito leptocúrtica	Lama arenosa
SC-74bb	Silte	Muito pobremente selec.	Muito positiva	Muito leptocúrtica	Lama arenosa
SC-77aa	Silte	Muito pobremente selec.	Negativa	M. Platicúrtica	Lama arenosa
SC-77ab	Silte	Muito pobremente selec.	Negativa	Muito leptocúrtica	Lama arenosa
SC-77ac	Silte	Muito pobremente selec.	Negativa	Leptocúrtica	Lama arenosa
SC-77ba	Areia muito fina	Muito pobremente selec	Negativa	Mesocúrtica	Lama arenosa
SC-77bb	Areia muito fina	Muito pobremente selec	Negativa	Mesocúrtica	Lama arenosa
SC-77bc	Areia muito fina	Muito pobremente selec	Negativa	Muito leptocúrtica	Lama arenosa
SC-102a	Areia média	Muito pobremente selec	Muito positiva	Muito platicúrtica	Areia cascalhosa lamosa
SC-102a	Areia média	Muito pobremente selec	Muito positiva	Muito platicúrtica	Areia cascalhosa lamosa
SC-102a	Areia média	Muito pobremente selec	Muito positiva	Muito platicúrtica	Areia cascalhosa lamosa
SC-102ba-	Areia grossa	Muito pobremente selec	Muito positiva	Platicúrtica	Cascalho arenoso
SC-102bb-	Areia grossa	Muito pobremente selec	Muito positiva	Platicúrtica	Cascalho arenoso
SC-102bc-	Areia grossa	Muito pobremente selec	Muito positiva	Platicúrtica	Cascalho arenoso
SC-103aa	Areia média	Muito pobremente selec	Muito positiva	Muito platicúrtica	Lama cascalho arenosa
SC-103ab	Areia média	Muito pobremente selec	Muito positiva	Muito platicúrtica	Lama cascalho arenosa
SC-103ac	Areia média	Muito pobremente selec	Muito positiva	Muito platicúrtica	Lama cascalho arenosa

# UNIDADES MORFOESTRUTURAIS DO PARQUE NACIONAL SERRA DA CAPIVARA, PIAUÍ

ESCALA APROXIMADA 1:60.000

ESCALA GRÁFICA EM METROS

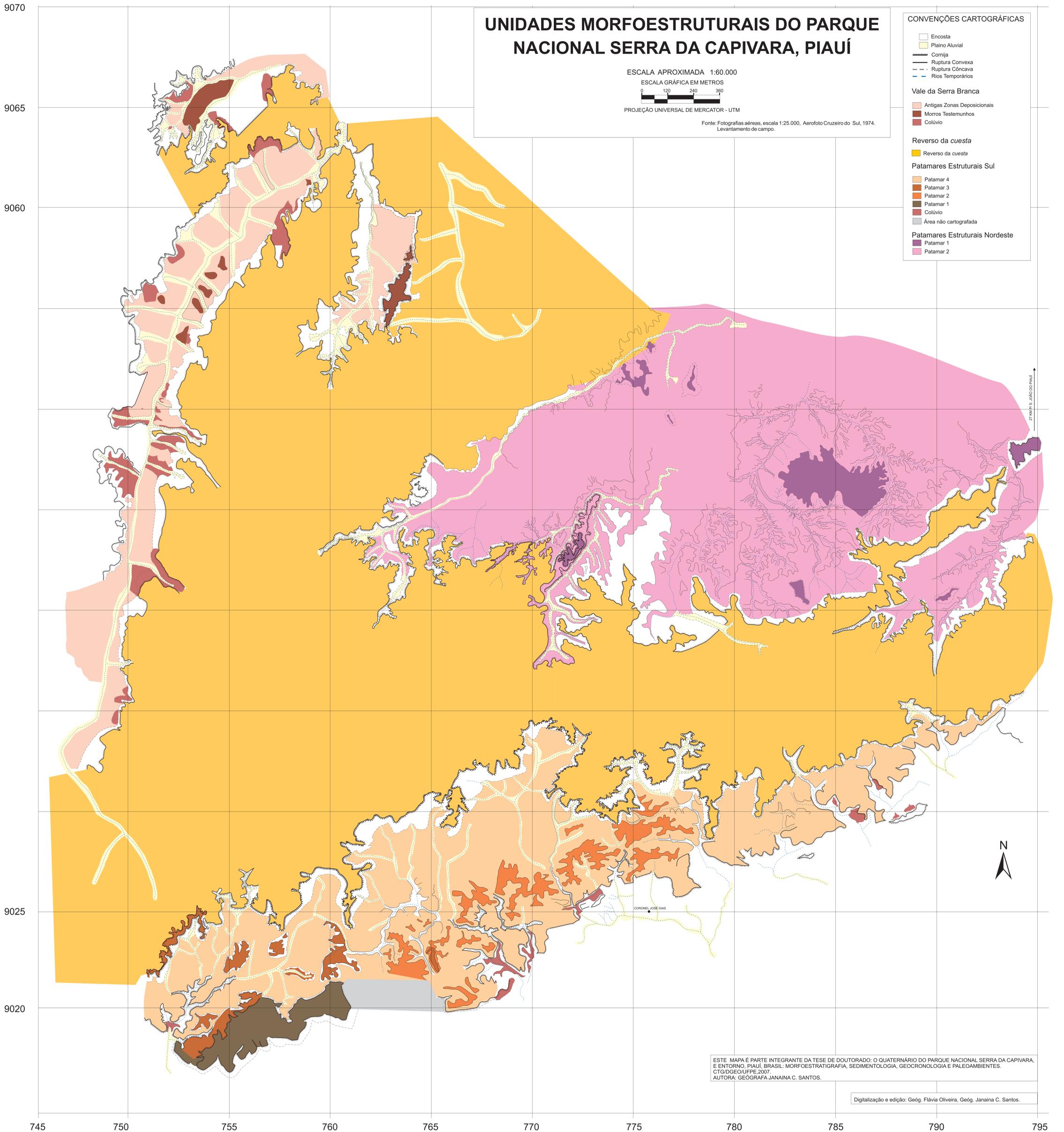


PROJEÇÃO UNIVERSAL DE MERCATOR - UTM

Fonte: Fotografias aéreas, escala 1:25.000, Aerofoto Cruzeiro do Sul, 1974.  
Levantamento de campo.

## CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Encosta
- Plano Aluvial
- Cornija
- Ruptura Convexa
- Ruptura Côncava
- Rios Temporários
- Vale da Serra Branca**
- Antigas Zonas Depositionais
- Morros Testemunhos
- Colúvio
- Reverso da *cuesta***
- Reverso da *cuesta*
- Patamares Estruturais Sul**
- Patamar 4
- Patamar 3
- Patamar 2
- Patamar 1
- Colúvio
- Área não cartografada
- Patamares Estruturais Nordeste**
- Patamar 1
- Patamar 2



ESTE MAPA É PARTE INTEGRANTE DA TESE DE DOUTORADO: O QUATERNÁRIO DO PARQUE NACIONAL SERRA DA CAPIVARA, E ENTORNO, PIAUÍ, BRASIL: MORFOESTRATIGRAFIA, SEDIMENTOLOGIA, GEOCRONOLOGIA E PALEOAMBIENTES. CTG/DGEO/UFPE, 2007.  
AUTORA: GEÓGRAFA JANAINA C. SANTOS.

Digitalização e edição: Geóg. Flávia Oliveira, Geóg. Janaina C. Santos.