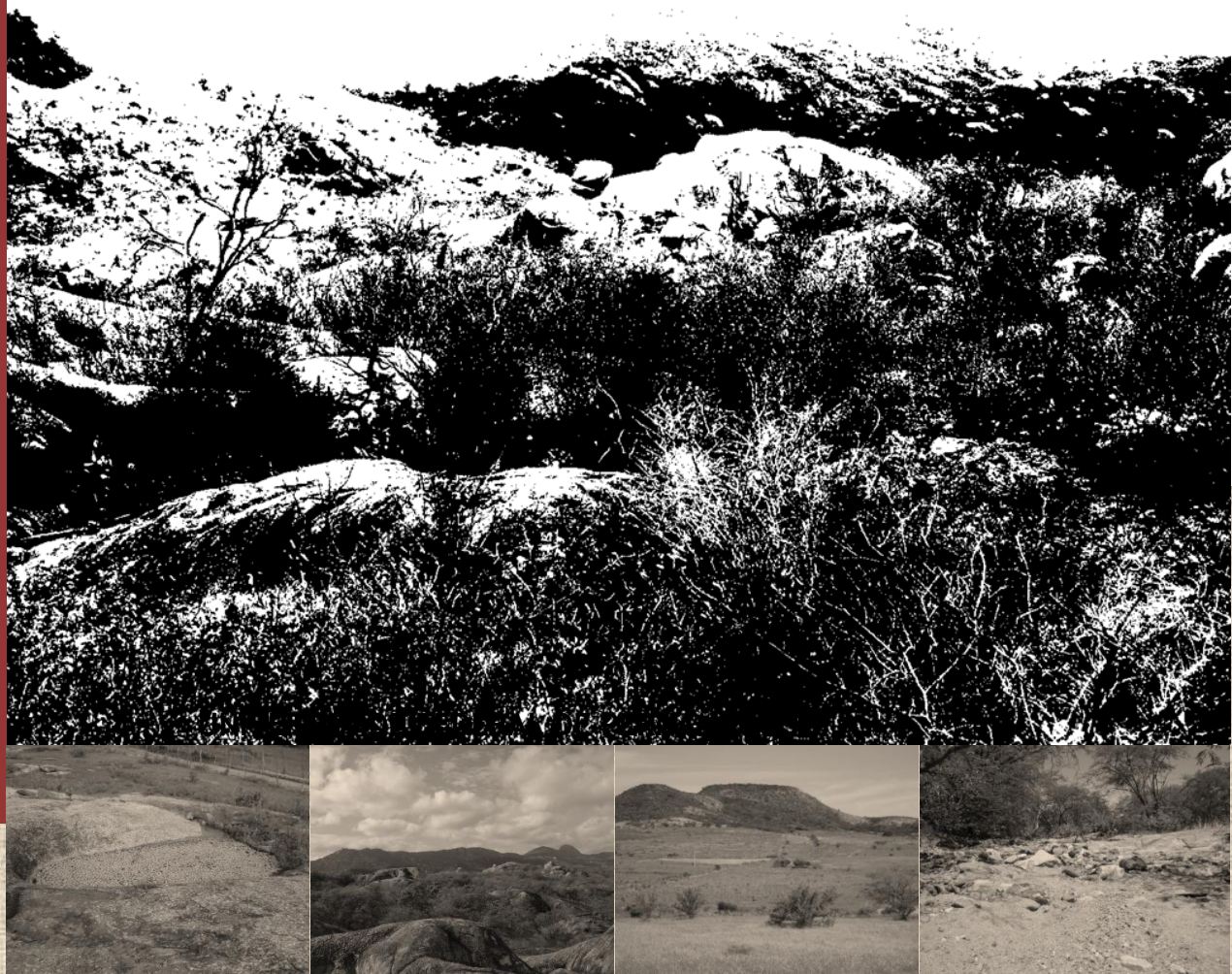




UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



**[RECONSTRUÇÃO DA DINÂMICA
GEOMORFOLÓGICA DO SEMIÁRIDO
BRASILEIRO NO QUATERNÁRIO
SUPERIOR A PARTIR DE UMA
ABORDAGEM MULTIPROXY]**

DANIELLE GOMES DA SILVA

2013



**CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**RECONSTRUÇÃO DA DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DO SEMIÁRIDO
BRASILEIRO NO QUATERNÁRIO SUPERIOR A PARTIR DE UMA
ABORDAGEM MULTIPROXY**

Danielle Gomes da Silva

Recife (PE)

2013

DANIELLE GOMES DA SILVA

**RECONSTRUÇÃO DA DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DO SEMIÁRIDO
BRASILEIRO NO QUATERNÁRIO SUPERIOR A PARTIR DE UMA
ABORDAGEM MULTIPROXY**

Tese de Doutorado elaborado junto ao Programa de Pós-graduação em Geografia - Área de concentração em Dinâmica das paisagens naturais e ecossistemas, Linha de pesquisa em Dinâmica superficial e climática das paisagens naturais tropicais úmidas e semiáridas - como requisito parcial para obtenção do Título de Doutor em Geografia.

Orientador: Antonio Carlos de Barros Corrêa

Recife (PE)

2013

Catálogo na fonte
Bibliotecária Divonete Tenório Ferraz Gominho, CRB-4 985

S586r Silva, Danielle Gomes da.
Reconstrução da dinâmica geomorfológica do semiárido brasileiro no quaternário superior a partir de uma abordagem multiproxy / Danielle Gomes da Silva. - Recife: O autor, 2013.
276 f. : il. ; 30 cm.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, CFCH. Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2013.
Inclui referencia.

1. Geografia. 2. Geocronologia. 3. Climatologia. 4. Estratigrafia (Geologia). I. Corrêa, Antonio Carlos de Barros. II. Título.

910 CDD (23.ed.) UFPE (BCFCH2014-02)

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

Danielle Gomes da Silva

**RECONSTRUÇÃO DA DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DO SEMIÁRIDO BRASILEIRO NO
QUATERNÁRIO SUPERIOR A PARTIR DE UMA ABORDAGEM MULTIPROXY**

Tese defendida e **APROVADA** em 28/02/13 pela banca examinadora

Orientador:_____

Prof. Dr. ANTONIO CARLOS DE BARROS CORRÊA (UFPE)

2º Examinador:_____

Prof^a. Dr^a. ALCINA MAGNÓLIA FRANCA BARRETO (Geologia/UFPE)

3º Examinador:_____

Prof. Dr. DEMÉTRIO DA SILVA MUTZEMBERG (Arqueologia/UFPE)

4º Examinador:_____

Prof^a. Dr^a. MÁRCIA REGINA CALEGARI (UNIOESTE/CCH, Educ.e Letras)

5º Examinador:_____

Prof. Dr. JULIO CESAR PAISANI (UNIOESTE/CCH, Educ.e Letras)

Recife (PE)

2013

Aos meus pais Lourdes e Eriosmar

AGRADECIMENTOS

A Deus, por me dar forças a cada dia para continuar seguindo em frente.

Ao Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa, que através da combinação perfeita entre honestidade, generosidade e competência exerceu papel fundamental na minha formação profissional. Agradeço pela confiança, paciência, oportunidades e ajuda incondicional para a conclusão desta pesquisa. Além dos ensinamentos geomorfológicos, aprendi que orientador não é um chefe, é um amigo em quem você confia e que está sempre pronto para ajudar nos momentos difíceis, e felizmente tive você nos últimos...anos. Muito obrigada por tudo!!!

Aos meus pais Lourdes e Eriosmar, o alicerce da minha vida, pelo eterno cuidado, dedicação e amor. Pelo apoio nos momentos difíceis e de inquietantes decisões, por estarem ao meu lado a cada passo, a cada pequena conquista e grandes realizações, pois estes não teriam valor se vocês não estivessem comigo.

Aos meus irmãos, Flávia e Henrique pela ajuda constante em diversas etapas da pesquisa, especialmente ao meu cunhado Dário Alencar do Nascimento, pelas imprescindíveis contribuições nos trabalhos de campo; aos irmãos postigos Fabiana (Bibi) e Douglas, por todo o apoio e carinho; sem esquecer os sobrinhos mais lindos: Alessa Laila e Douglas Filho (Douglinhas), que fazem de mim a tia mais boba do mundo.

Aos amigos do Grupo de Estudos do Quaternário do Nordeste do Brasil/Laboratório de Geomorfologia do Quaternário (GEQUA), que me apoiaram e incentivaram a realização deste trabalho através de sugestões e contribuições científicas; em especial a Kleython de Araújo Monteiro, Lucas Costa de Souza

Calvalcanti e Bruno de Azevedo Cavalcante Tavares, pela ajuda nos trabalhos de campo.

As intrépidas parceiras de trabalho, campo e aborrecimentos Rhaissa Francisca Tavares de Melo e Débora Albuquerque Meira Coelho Ramos, pela paciência e ajuda constante na realização de algumas técnicas laboratoriais.

A amiga Renata Nunes Azambuja por compartilhar comigo "*a dor e a delícia*" de se realizar uma pesquisa no semiárido pernambucano.

Aos meus amigos-amores de todas as horas, para todos os assuntos, mesmo que às vezes fisicamente distantes: Ana Flávia de Albuquerque, Janaina Barbosa da Silva, Glaucia Albuquerque, Joziane Alencar, Toni Coutelo, Carlos Silva e Milena Dutra. Vocês foram/são simplesmente essenciais...

Ao Sr. José Carlos Lobo, proprietário da Fazenda Logradouro, por permitir novas escavações em sua propriedade.

Ao Sr. Zeti, proprietário da Fazenda Jucá, pela ajuda indispensável nos trabalhos de campo e permitir as coletas em sua propriedade.

A Marcelo Francisco Gomes, técnico e funcionário do Laboratório de Tecnologia Mineral do Departamento de Engenharia de Minas da UFPE, pelo auxiliou na condução dos ensaios de análise física dos sedimentos.

A Profa. Dra. Márcia Regina Calegari da Universidade Estadual do Oeste do Paraná, pela análise da assembleia fitolítica.

A amiga Janaina Carla dos Santos pela coleta do calcrete no Garrincho (PI).

As amigas Sara Fernandes de Souza e Francisca Maria Teixeira Vasconcelos da Universidade Federal de Alagoas, por tornar meus dias no sertão alagoano mais agradáveis e apoio durante a finalização deste trabalho.

Aos Coordenadores e secretários do Programa de Pós-graduação em Geografia (PPGEO), pelo auxílio sempre que necessário.

A Fundação de Amparo a Ciência e Tecnologia do Estado de Pernambuco (FACEPE), pela concessão da bolsa de Doutorado.

RESUMO

A geomorfologia nas últimas décadas tem experimentado grandes avanços na compreensão da evolução da paisagem em regiões tropicais a partir da interação entre processos de diferentes taxas atuantes em diversas escalas, sendo estes processos variáveis e descontínuos no espaço e no tempo. Sendo assim, as relações de conectividade espaço-temporais são extremamente variadas e controladas pela estrutura (herdada ou funcional), e taxas de operação dos processos superficiais (pedogênese e morfogênese), devendo estas serem compreendidas a fim de se estabelecer, através de modelos de evolução da paisagem, a relação complexa que ocorre entre as áreas fontes de sedimentos, as armazenadoras e o transporte de sedimento, levando-se em consideração as variações climáticas e suas implicações na formação do relevo. A análise dos eventos deposicionais em Fazenda Nova e Afrânio foi realizada a partir da abordagem morfoestratigráfica. Após a identificação, em campo, das relações estratigráficas entre os depósitos, amostras foram coletadas para as análises sedimentológicas, micromorfológicas, difração de raios-X das argilas, assembleia fitolítica, isótopos de oxigênio, datação pelo método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e C^{14} , a fim de proporcionar uma reconstrução modelística qualitativa dos eventos deposicionais. Os resultados obtidos para as áreas indicam a ocorrência de períodos pontuais durante os quais se deu a remobilização dos mantos de intemperismo para as encostas e eixo deposicional das marmitas de dissolução, mediante a operação de eventos de grande magnitude e baixa recorrência, sob diversas combinações de semiaridez ocorridas desde o penúltimo stadial do pleistoceno.

Palavras-chave: Quaternário tardio, Morfoestratigrafia, Geocronologia, Colúvio, Marmita de dissolução.

ABSTRACT

In the last decades geomorphology has experienced important advances in the understanding of landscape evolution in tropical regions, based on the interaction of processes acting at different rates and several scales, often discontinuous in time and space. This being so, space-time connectivity are extremely varied and controlled by structure (inherited or functional), and surface processes (pedogenesis and morphogenesis). Such processes must be fully understood in order to establish, by means of landscape evolution models, the complex relationship between sediment source, transportation and storage areas. To accomplish this task, climatic variation and its implication on landform shaping must be taken into account. The analysis of depositional events in Fazenda Nova and Afranio was carried out on the basis of morphostratigraphic approach. Following the field identification of stratigraphic relationships amongst deposits, samples were collected for several analysis, such as: sedimentological, micromorphological, X-ray diffraction of clay minerals, phytolith assembly determination, oxygen isotopes determination, Optically Stimulated Luminescence (OSL) and Radiocarbon dating. The experiments were conducted aiming at providing a qualitative reconstruction of depositional events in the study areas. The results obtained point to the occurrence of isolated periods when the weathering mantles were removed to the hillslopes and weathering pits, by means of operation of high magnitude low recurrence events, under varying semiaridity environmental combinations ever since the penultimate Pleistocene interstadial.

Keywords: Late Quaternary, Morphostratigraphy, Geochronology, colluvium, weathering pit.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	14
LISTA DE TABELAS.....	20
1. INTRODUÇÃO.....	22
1.1 JUSTIFICATIVA.....	24
1.2 OBJETIVOS.....	25
2. CARACTERIZAÇÃO GEOGRÁFICA DAS ÁREAS.....	27
2.1 LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO.....	27
2.2 O ARCABOUÇO GEOLÓGICO E MORFOESTRUTURAL.....	30
2.2.1 Brejo da Madre de Deus.....	30
2.2.1 Afrânio.....	34
2.3 GEOMORFOLOGIA.....	37
2.3.1 As Unidades Morfoestruturais.....	37
2.3.2 A compartimentação do relevo de Fazenda Nova e Afrânio.....	38
2.4 O SISTEMA CLIMÁTICO.....	51
2.4.1 As Condições Climáticas Locais.....	53
2.5 ASPECTOS PEDOLÓGICOS.....	57
2.6 A VEGETAÇÃO.....	63
2.7 A REDE DE DRENAGEM.....	67
2.7.1 As Áreas de Estudo.....	67
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	71
3.1 DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DE LONGO PRAZO: INTERPRETAÇÃO SOBRE A ORIGEM DOS COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS DO PLANALTO DA NORBOREMA.....	71
3.2 DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DE CURTO PRAZO: SEDIMENTOS DO QUATERNÁRIO CONTINENTAL COMO INSTRUMENTO PARA RECONSTRUÇÃO AMBIENTAL.....	80
3.2.1 Os Ambientes de Deposição Recentes.....	82
3.2.1.1 A Fácies Eluvial.....	84

3.2.1.2 A Fácies Coluvial.....	86
3.2.1.2.1 Processos formadores de depósitos coluviais.....	88
3.2.1.2.2 Colúvios como resposta às mudanças ambientais.....	90
3.2.2 Marmitas de Dissolução e os Estudos Geomorfológicos.....	94
3.2.2.1 Processos de Origem e Evolução das Microformas Graníticas: As Marmitas de Dissolução.....	95
3.2.2.2 As Marmitas de Dissolução e a Sedimentação Recente em Ambiente Semiárido.....	102
3.2.3 A Abordagem Morfoestratigráfica e a Reconstrução Ambiental..	104
3.2.3.1 Enfoques Associadas à Morfoestratigrafia na Reconstrução Ambiental.....	109
3.2.3.1.1 Fitólitos e o seu significado ambiental.....	109
3.2.3.1.2 Micromorfologia de solos e os estudos de sedimentos quaternários.....	113
3.2.3.1.3 Significado paleoambiental e paleoclimático dos calcretes..	116
3.2.4 O Resgate Paleoecológico no Nordeste do Brasil.....	120
 4 MÉTODOS.....	 128
4.1 BASES CARTOGRÁFICAS.....	128
4.2 A ABORDAGEM MORFOESTRATIGRÁFICA.....	129
4.3 O TRABALHO DE CAMPO E AS COLETAS DOS MATERIAIS.....	130
4.4 TRABALHO DE LABORATÓRIO.....	131
4.4.1 Análise Sedimentológica.....	131
4.4.2 A Datação dos Sedimentos pelo Método da LOE (Luminescência Opticamente Estimulada).....	134
4.4.3 A Datação de Crosta de Carbonato de Cálcio por ^{14}C	139
4.4.4 As Análises das Razões Isotópicas de ^{18}O	140
4.4.5 A Extração do Fitólito.....	142
4.4.5.1 Identificação e Classificação dos fitólitos.....	142
4.4.5.2 Índices fitolíticos.....	143
4.4.6 Análise Micromorfológica de Solos.....	144
 5 RESULTADOS	 148

5.1 A ANÁLISE MORFOESTRATIGRÁFICA DAS UNIDADES DEPOSICIONAIS EM FAZENDA NOVA E AFRÂNIO.....	148
5.1.1 As Áreas de Coleta e Seções Verticais dos Depósitos Sedimentares.....	148
5.1.1.1 Área 1.....	148
5.1.1.2 Área 2.....	158
5.1.1.3 Área 3.....	166
5.1.1.4 Área 4.....	170
5.1.2 Análise Sedimentológica das Unidades Depositionais em Fazenda Nova e Afrânio.....	182
5.1.3 Análise Micromorfológica de Solos.....	202
5.1.3.1 Área 1.....	202
5.1.3.2 Área 2.....	207
5.1.3.3 Área 3.....	212
5.1.3.4 Área 4.....	213
5.2 CARACTERIZAÇÃO DOS TIPOS MORFOLÓGICOS DE FITÓLITOS PRESENTES NOS DEPÓSITOS DE MARMITAS DE DISSOLUÇÃO EM FAZENDA NOVA E AFRÂNIO.....	218
5.2.1 A Área de Fazenda Nova: propriedade Pocinho D'Água.....	219
5.2.2 A Área de Fazenda Nova: propriedade Incó.....	224
5.2.3 A Área de Afrânio: propriedade João Ferreira.....	226
5.3 A DATAÇÃO DOS SEDIMENTOS.....	230
5.3.1 A Área 1.....	232
5.3.2 A Área 2.....	233
5.3.3 A Área 3.....	234
5.3.4 A Área 4.....	234
5.4 DATAÇÃO DE CROSTA CARBONÁTICA E PALEOTEMPERATURAS A PARTIR DA RAZÃO DO ^{18}O.....	236
5.4.1 Os Pontos de Amostragem.....	237
5.4.2 Resultados.....	246
5.5 INTERPRETAÇÃO DA DINÂMICA AMBIENTAL PARA AS ÁREAS ESTUDADAS E INFERÊNCIAS REGIONAIS.....	249

6 CONCLUSÕES.....	253
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	255

LISTA DE FIGURAS

Figura 01 - Localização geográfica da área de estudo em Brejo da Madre de Deus.....	28
Figura 02 - Localização geográfica da área de estudo em Afrânio.....	29
Figura 03 - Esboço geológico para a área de estudo	33
Figura 04 - Esboço geológico para o município de Afrânio	36
Figura 05 - Mapa geomorfológico da área de Fazenda Nova.....	39
Figura 06 - Mapa geomorfológico da área de Afrânio.....	40
Figura 07 - Cimeira em crista, Pedra do Cachorro - Fazenda Nova	41
Figura 08 - Cimeira com cobertura elúvio/colúvial.....	42
Figura 09 - Encosta íngreme sem cobertura coluvionar, Serra Pedra do Cachorro, Fazenda Nova.....	43
Figura 10 - Encosta com cobertura coluvionar, Fazenda Nova.....	44
Figura 11 - Encosta com cobertura coluvial em avental, Afrânio.....	44
Figura 12 - Pedimento com cobertura detrítica, Fazenda Nova.....	45
Figura 13 - Pedimento conservado com cobertura detrítica, Afrânio..	46
Figura 14 - Plauto aluvial transitando lateralmente para a rampa alúvio-culuvial, Fazenda Nova.....	47
Figura 15 - Plauto Aluvial, Afrânio.....	47
Figura 16 - Inselberg em Fazenda Nova.....	48
Figura 17 - Inselberg com morfologia em tors, Afrânio.....	49
Figura 18 - Lagoa sazonal, Afrânio.....	50
Figura 19 - Climograma do distrito de Fazenda Nova	54
Figura 20 - Climograma do município de Brejo da Madre de Deus.....	54
Figura 21 - Variação média da temperatura do ar em °C para o mês de setembro/1981 para a mata serrana do Bituri e a caatinga de Fazenda Nova.....	55
Figura 22 - Climograma do município de Afrânio.....	56
Figura 23 - Classe de solos da área de Fazenda Nova.....	61
Figura 24 - Classe de solos da área de Afrânio.....	62
Figura 25 - Presença de marmita em leito rochoso, Fazenda Nova.....	69
Figura 26 - Desenvolvimento de uma escarpa em degraus e	

balizamento de <i>inselberg</i> pela remoção do manto de intemperismo, após soerguimento tectônico ou rebaixamento do nível da base.....	77
Figura 27 - Resposta geomórfica e de vegetação a mudanças climáticas abruptas (Knox, 1972).....	92
Figura 28 - Classificação das marmitas de dissolução segundo a seção transversal.....	101
Figura 29 - Exemplo de curva de calibração obtida através do protocolo SAR.....	138
Figura 30 - Perfis topográficos ao longo da Área 1 de coleta.....	149
Figura 31 - Localização da primeira área de coleta.....	150
Figura 32 - Marmita da propriedade Pocinho D'água.....	150
Figura 33 - Cascalho da unidade basal.....	151
Figura 34 - Segundo nível amostrado.....	152
Figura 35 - A) Paleo-pavimento; B) Nódulos de Ferro.....	153
Figura 36 - Seção Vertical do depósito de marmita na propriedade Pocinho D'Água.....	154
Figura 37 - Segundo ponto amostrado.....	155
Figura 38 - Contato entre o embasamento cristalino alterado e a sedimentação amostrada.....	156
Figura 39 - Seção Vertical do depósito no pedimento na propriedade Pocinho D'Água.....	157
Figura 40 - Rampa de colúvio balizando uma elevação.....	158
Figura 41 - Perfis topográficos ao longo do primeiro ponto de coleta da Área 2.....	159
Figura 42 - Ponto de amostragem da Área 2.....	161
Figura 43 - Seção Vertical do depósito da Área 2.....	162
Figura 44 - Perfis topográficos ao longo do segundo ponto de coleta da Área 2.....	163
Figura 45 - Segundo ponto de coleta da Área 2.....	164
Figura 46 - Segundo perfil amostrado na Área 2.....	164
Figura 47 - Seção vertical do segundo perfil amostrado na Área 2.....	165
Figura 48 - Marmita de dissolução - primeiro ponto de coleta - Fazenda João Ferreira.....	166

Figura 49 - Perfis topográficos ao longo do primeiro ponto de coleta da Área 3.....	167
Figura 50 - Primeiro perfil amostrado na Área 3.....	168
Figura 51 - Perfil estratigráfico do primeiro ponto de coleta da Área 3.....	169
Figura 52 - Área de coleta 4: Morro Dois Irmãos, Afrânio.....	171
Figura 53 - Perfis topográficos ao longo do segundo ponto de coleta da Área 4.....	172
Figura 54 - Primeiro ponto de coleta no Morro Dois Irmãos - Área 4...	174
Figura 55 - Sequencia coluvionar amostrado no primeiro ponto do Morro Dois Irmãos - Área 4.....	174
Figura 56 - Perfil estratigráfico do primeiro ponto de coleta no Morro Dois Irmãos - Área 4.....	175
Figura 57 - Segundo ponto de coleta no Morro Dois Irmãos - Área 4....	176
Figura 58 - Sequencia coluvionar amostrada no segundo ponto do Morro Dois Irmãos - Área 4.....	177
Figura 59 - Perfil estratigráfico do segundo ponto de coleta no Morro Dois Irmãos - Área 4.....	178
Figura 60 - Terceiro ponto de coleta no Morro Dois Irmãos - Área 4....	180
Figura 61 - Sequencia coluvionar amostrada no terceiro ponto no Morro Dois Irmãos - Área 4.....	180
Figura 62 - Perfil estratigráfico do terceiro ponto de coleta no Morro Dois Irmãos - Área 4.....	181
Figura 63 - Digrama triangular segundo Folk & Ward (op.cit) para os sedimentos da Área 1.....	182
Figura 64 - Digrama triangular segundo Folk & Ward (op.cit) para os sedimentos da Área 2.....	183
Figura 65 - Digrama triangular segundo Folk & Ward (op.cit) para os sedimentos da Área 3.....	183
Figura 66 - Digrama triangular segundo Folk & Ward (op.cit) para os sedimentos da Área 4.....	184
Figura 67 - Distribuição granulométrica do primeiro ponto de coleta da Área 1.....	190

Figura 68 - Distribuição granulométrica do segundo ponto de coleta da Área 1.....	191
Figura 69 - Distribuição granulométrica do primeiro ponto de coleta da Área 2.....	191
Figura 70 - Distribuição granulométrica do segundo ponto de coleta da Área 2.....	192
Figura 71 - Distribuição granulométrica do ponto de coleta da Área 3.	192
Figura 72 - Distribuição granulométrica do primeiro ponto de coleta da Área 4.....	193
Figura 73 - Distribuição granulométrica do segundo ponto de coleta da Área 4.....	193
Figura 74 - Distribuição granulométrica do terceiro ponto de coleta da Área 4.....	194
Figura 75 - Curvas cumulativas dos pontos de coleta da Área 1.....	195
Figura 76 - Curvas cumulativas dos pontos de coleta da Área 2.....	195
Figura 77 - Curvas cumulativas do ponto de coleta da Área 3.....	195
Figura 78 - Curvas cumulativas dos pontos de coleta da Área 4.....	196
Figura 79 - Diagramas de Pejrup dos pontos de coleta da Área 1.....	197
Figura 80 - Diagramas de Pejrup dos pontos de coleta da Área 2.....	197
Figura 81 - Diagramas de Pejrup do ponto de coleta da Área 3.....	197
Figura 82 - Diagramas de Pejrup dos pontos de coleta da Área 4.....	198
Figura 83 - Diagrama indicando o ambiente deposicional segundo Sahu (1964) para as amostras coletadas na Área 1.....	200
Figura 84 - Diagrama indicando o ambiente deposicional segundo Sahu (1964) para as amostras coletadas na Área 2.....	200
Figura 85 - Diagrama indicando o ambiente deposicional segundo Sahu (1964) para as amostras coletadas na Área 3.....	201
Figura 86 - Diagrama indicando o ambiente deposicional segundo Sahu (1964) para as amostras coletadas na Área 4.....	201
Figura 87 - Grãos plominerálicos de estrutura maciça - luz branca.....	203
Figura 88 - Grãos poliminerálicos, amostra MP 90/1A - luz branca.....	204
Figura 89 - Nódulos de ferro formando halos, amostra MP 130/1A -	

luz branca.....	204
Figura 90 - Estrutura maciça e grãos poliminerálicos da base - luz branca.....	205
Figura 91 - Distribuição porfirítica aberta em uma massa contínua de material fino no topo - luz branca.....	206
Figura 92 - Ocorrência de nódulos ferruginosos formados <i>in situ</i> - luz branca.....	206
Figura 93 - Estrutura maciça com nódulos de Fe - luz branca.....	207
Figura 94 - Nódulo de Fe envolvendo grãos de quartzo e feldspato formado <i>in situ</i> - luz branca.....	208
Figura 95 - Ocorrência de agregados e nódulos de ferro, amostra CZ 130/1A - luz polarizada.....	209
Figura 96 - Aspecto da alteração <i>in situ</i> do feldspato com formação de argila, amostra CZ 130/1A - luz branca.....	209
Figura 97 - Aspecto da alteração <i>in situ</i> do feldspato com formação de argila, amostra CZ 170/1A - luz branca.....	210
Figura 98 - Fragmento de rocha em estrutura mónica - luz polarizada	211
Figura 99 - Alteração do feldspato <i>In situ</i> da amostra CJ 20/1A - luz branca.....	211
Figura 100 - Nódulo de Fe sendo formado <i>in situ</i> e sofrendo remobilização - luz polarizada.....	212
Figura 101 - Concentração de matéria orgânica, amostra MJF 30/1A - luz brnaca.....	213
Figura 102 - Ocorrência de fenoclastos poliminerálicos e nódulos ferruginizados - luz branca.....	214
Figura 103 - Feldspatos em estágio inicial de alteração - luz branca...	214
Figura 104 - Ferruginização do feldspato formando argila - luz branca	215
Figura 105 - Nódulo de Fe com arestas arredondadas dentro da estrutura maciça - luz branca.....	216
Figura 106 - Presença de cristais poliminerálicos em estrutura maciça - luz branca.....	217
Figura 107 - Pórfiros minerálicos - luz branca.....	217
Figura 108 - Diagrama de fitólitos (em porcentagem) para o	

testemunho Pocinho D'Água.....	220
Figura 109 - Principais morfotipos identificados nos sedimentos do Testemunho MP.....	222
Figura 110 - Diagrama de fitólitos (em porcentagem) para o testemunho Incó.....	225
Figura 111 - Principais morfotipos identificados nos sedimentos dos Testemunhos Incó.....	227
Figura 112 - Diagrama de fitólitos (em porcentagem) para o testemunho João Ferreira.....	229
Figura 113 - Localização das áreas de ocorrência de calcretes.....	237
Figura 114 - Marmita de dissolução com sedimentação carbonática....	238
Figura 115 - Calcrete na marmita de dissolução em Fazenda Nova.....	238
Figura 116 - Seção Estratigráfica da sedimentação da marmita do Incó, modificado de Silva 2007.....	239
Figura 117 - Lagoa intermitente com cimentação carbonática.....	240
Figura 118 - Cimentação carbonática em Afrânio.....	240
Figura 119 - Seção estratigráfica da Lagoa Tanque - Afrânio (Fonte: SILVA 2009).....	241
Figura 120 - Lagoa do Uri com cimentação carbonática (Fonte: Google Earth 2013).....	242
Figura 121 - Seção estratigráfica do calcrete da lagoa do Uri - Salgueiro.....	243
Figura 121 - Seção estratigráfica do calcrete da lagoa do Uri - Salgueiro.....	244
Figura 123 - Seção estratigráfica do calcrete do Garrincho.....	245
Figura 124 - Datação LOE para as amostras de Fazenda Nova e Afrânio.....	249

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 - Densidade absoluta das vinte espécies mais comuns em Fazenda Nova.....	64
Tabela 02 - Semelhança da ocorrência de espécies da flora de Brejo da Madre de Deus em outras áreas de mata serrana.....	65
Tabela 03 - Análise morfoscópica da fração 0,25 mm do primeiro ponto amostrado na Área 1.....	185
Tabela 04 - Análise morfoscópica da fração 0,25 mm do segundo ponto amostrado na Área 1.....	185
Tabela 05 - Análise morfoscópica da fração 0,25 mm do primeiro ponto amostrado na Área 2.....	185
Tabela 06 - Análise morfoscópica da fração 0,25 mm do segundo ponto amostrado na Área 2.....	186
Tabela 07 - Análise morfoscópica da fração 0,25 mm do primeiro ponto amostrado na Área 3.....	186
Tabela 08 - Análise morfoscópica da fração 0,25 mm do primeiro ponto amostrado na Área 4.....	187
Tabela 09 - Análise morfoscópica da fração 0,25 mm do segundo ponto amostrado na Área 4.....	187
Tabela 10 - Análise morfoscópica da fração 0,25 mm do terceiro ponto amostrado na Área 4.....	187
Tabela 11 - Parâmetros estatísticos das unidades deposicionais.....	189
Tabela 12 - Porcentagem de cada morfotipo em relação à assembleia identificada e índices fitolíticos para o testemunho Pocinho D'Água...	220
Tabela 13: Porcentagem da soma total de fitólitos identificados (com significado Taxonomico /ambiental) para o testemunho Incó.....	225
Tabela 14: Porcentagem da soma total de fitólitos identificados no testemunho João Ferreira (com significado Taxonômico/ambiental)...	229
Tabela 15 - Amostras destinadas à LOE/SAR de feldspato e quartzo....	230
Tabela 16 - Distribuição anual de Th, U, K e cálculo das idades finais das amostras da Área 1.....	231
Tabela 17 - Distribuição anual de Th, U, K e cálculo das idades finais	

das amostras da Área 2.....	231
Tabela 18 - Distribuição anual de Th, U, K e cálculo das idades finais das amostras da Área 3.....	231
Tabela 19 - Distribuição anual de Th, U, K e cálculo das idades finais das amostras da Área 4.....	232
Tabela 20 - Valores de isótopos, paleotemperatura e idades dos calcretes.....	247

1 - INTRODUÇÃO

A geomorfologia nas últimas décadas tem experimentado grandes avanços na compreensão da evolução da paisagem em regiões tropicais a partir da interação entre processos de diferentes taxas atuantes em diversas escalas, sendo estes processos variáveis e descontínuos no espaço e no tempo.

Sendo assim, as relações de conectividade espaço-temporais são extremamente variadas e controladas pela estrutura (herdada ou funcional), e taxas de operação dos processos superficiais (pedogênese e morfogênese), devendo estas serem compreendidas a fim de se estabelecer, através de modelos de evolução da paisagem, a relação complexa que ocorre entre as áreas fontes de sedimentos, as armazenadoras e o transporte de sedimento, levando-se em consideração as variações climáticas e suas implicações na formação do relevo.

Embora seja necessário o entendimento de que a dinâmica dos sistemas de superfície não deve ser analisada apenas na escala de tempo dos processos passíveis de serem observados, mas em todas as escalas abrangidas pelo tempo de atividade do sistema natural, Corrêa (2006) esclarece que, os sistemas de paisagens são continuamente submetidos a perturbações decorrentes de mudanças ambientais ou flutuações intrínsecas aos sistemas naturais, que podem se refletir em um comportamento transitório (histerese) das formas de relevo na ordem de centenas a dezenas de milhares de anos.

Portanto, considerando que as sequências sedimentares constituem o registro material da história do relevo, a associação entre a forma e o depósito configura-se como instrumento imprescindível à interpretação das mudanças ambientais recentes.

A identificação e análise dos processos de encosta foram consideradas neste trabalho como de importância fundamental para a determinação dos agentes modeladores das formas de relevo resultantes no distrito de Fazenda Nova e Afrânio. Assim, a premissa norteadora deste estudo foi a de que estas evidências geomorfológicas - as marmitas de dissolução e recobrimento coluvial - embora confinados espacialmente, estejam associadas às flutuações climáticas do Quaternário superior, cujas pulsações de maior energia alcançaram até mesmo o Holoceno médio e superior, com repercussões notáveis sobre o registro sedimentar e arranjos paleoambientais da região.

Sawakuchi & Giannini (2006) afirmam que um dos problemas associado a relações de causa-efeito, a partir da interpretação de estruturas sedimentares, encontra-se relacionada às explicações (modelos), que são formulados com base em lógica comparativa, de modo que podem ser evocadas diversas associações entre processos e produtos sedimentares que posteriormente mostram-se errôneas no sentido de não constituírem relações unívocas.

A partir desta conceituação, Corrêa et al. (2008), Silva & Corrêa (2009) e Silva (2009) lançaram mão de um arsenal metodológico e técnico voltados à datação absoluta dos eventos deposicionais, para elucidar os fatores-chave da evolução da paisagem dos municípios de Brejo da Madre de Deus e Afrânio. Os dados iniciais apresentados pelos autores, a partir das idades obtidas, sugere uma dinâmica episódica de remoção dos mantos de alteração, com pulsos

temporalmente bem marcados, atestando que as áreas estudadas estocaram sedimentos durante episódios de maior entrada de energia no sistema climático, e que esses repercutiram sobre o sistema erosivo/deposicional, deixando evidências na paisagem desde pelo menos o penúltimo máximo glacial.

Sendo assim, técnicas de datação combinado aos estudos geomorfológicos de detalhe podem fornecer importantes contribuições ao estudo da evolução de depósitos sedimentares, permitindo inferir uma cronologia inicial para as condições ambientais nas quais o transporte e as deposições se processaram na paisagem.

Diante dessa assertiva, a presente pesquisa, que também trata da gênese e evolução da paisagem dos municípios de Brejo da Madre de Deus e Afrânio, traz informações relevantes que condizem com as interpretações paleoambientais anteriormente realizadas, deixando evidente que as áreas estudadas apresentam interações entre as mudanças temporais de longo e curto prazo nos processos geomorfológicos no Quaternário tardio na região, cujas repercussões ainda são visíveis na paisagem.

1.1 JUSTIFICATIVA

Esta proposta de pesquisa alicerçou-se sobre a carência de estudos voltados para a elucidação de eventos recentes - Quaternário tardio - estruturadores do modelado no semiárido pernambucano visando reconhecer e interpretar o significado geomorfológico de determinadas feições, de dimensões diversas, ubíquas no contexto semiárido, como é o caso das “marmitas de dissolução” no distrito de Fazenda Nova, município de Brejo da Madre de Deus, e município de Afrânio.

A utilização de marcadores e índices de ordem geomorfológica permitiu definir as ciclicidades atuantes dentro dos sistemas morfogenéticos, sobretudo aquelas de cunho climático e entender como as paisagens respondem às mudanças regionais e globais da circulação atmosférica.

Este tipo de abordagem tem a virtude de permitir reconstruir com fidedignidade a dinâmica dos sistemas de superfície terrestre, viabilizando a modelagem de taxas e magnitudes de operação dos processos geomórficos, assim permitindo o prognóstico mais realista de cenários futuros e, portanto, servindo de instrumento básico para o próprio planejamento ambiental.

1.2 OBJETIVO

O objetivo desta pesquisa é definir elementos, em bases empíricas diversas, a gênese e dinâmica do relevo da área de Fazenda Nova e Afrânio. Assim sendo, busca-se, pela interpretação dos fatos geomorfológicos e dos seus materiais constituintes, reconstruir a participação dos agentes endógenos e exógenos sobre o modelado.

A partir de um enfoque voltado à dinâmica geomorfológica, a pesquisa lançou mão de uma série de procedimentos voltados à análise da distribuição espacial e morfológica dos compartimentos de relevo associados à estocagem de sedimentos, bem como à caracterização sedimentológica e geocronológica dos depósitos encontrados. Estes desenvolvimentos compõem o quadro de objetivos específicos a serem alcançados pela pesquisa, a saber:

- Identificação de áreas-tipos, sob a forma de modelados de acumulação, para as análises sedimentológicas e geocronológicas;
- Análise das propriedades sedimentológicas (físico-químicas), e pedológicas dos depósitos estruturadores dos modelados agradacionais a fim de definir a evolução recente (Pleistoceno superior/Holoceno) destes compartimentos de relevo, bem como a temporalidade da estabilização dos sistemas ambientais fornecedores de sedimentos para as marmitas e demais modelados de acumulação na área;
- Análises geocronológicas a partir da Datação absoluta dos sedimentos por Luminescência Opticamente Estimulada do quartzo e do feldspato, e por ^{14}C do cimento carbonático das cascalheiras e conglomerados das marmitas;
- Cálculo das paleotemperaturas relativas aos episódios de cimentação carbonática das cascalheiras e conglomerados encerrados pelas marmitas, a partir da razão dos isótopos de oxigênio ^{18}O ;
- Análise da assembleia fitolítica para reconstrução da vegetação e paleoclimas durante o Quaternário tardio.

2 - CARACTERIZAÇÃO GEOGRÁFICA DAS ÁREAS

2.1 LOCALIZAÇÕES DAS ÁREAS DE ESTUDO

A primeira área de estudo localiza-se na porção centro-leste do estado de Pernambuco, no município de Brejo da Madre de Deus, tendo como foco o distrito de Fazenda Nova, a 450 m de altitude, situados na microrregião do Vale do Ipojuca, distando cerca de 180 Km da cidade do Recife. A área perfaz uma superfície de aproximadamente 300 Km², inserido dentro dos domínios da bacia hidrográfica do Rio Capibaribe. O acesso à área faz-se a partir de Recife através da rodovia federal BR-232 até a cidade de Caruaru e daí pela rodovia estadual PE-104 até o distrito de Fazenda Nova (Figura 01).

A segunda área de estudo encontra-se no município de Afrânio, localizada na unidade geoambiental da Depressão Sertaneja, na Mesorregião do São Francisco e Microrregião de Petrolina, no Estado de Pernambuco. A área encontra-se no extremo oeste de Pernambuco, a 550 m de altitude, distando cerca de 790 km do Recife, limitando-se a Norte e Oeste com o Estado do Piauí, e a Sul com o Estado da Bahia, cujo acesso faz-se, a partir de Recife, através da rodovia federal BR-232 até o município de Petrolina e daí pela rodovia PE-630 até o município de Afrânio (Figura 02).

As imagens de referência utilizadas para a confecção dos cartogramas temáticos aqui apresentados são as 08s375 e 08s42 do Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil - TOPODATA, em escala 1:250.000.

Figura 01 - Localização geográfica da área de estudo em Brejo da Madre de Deus.

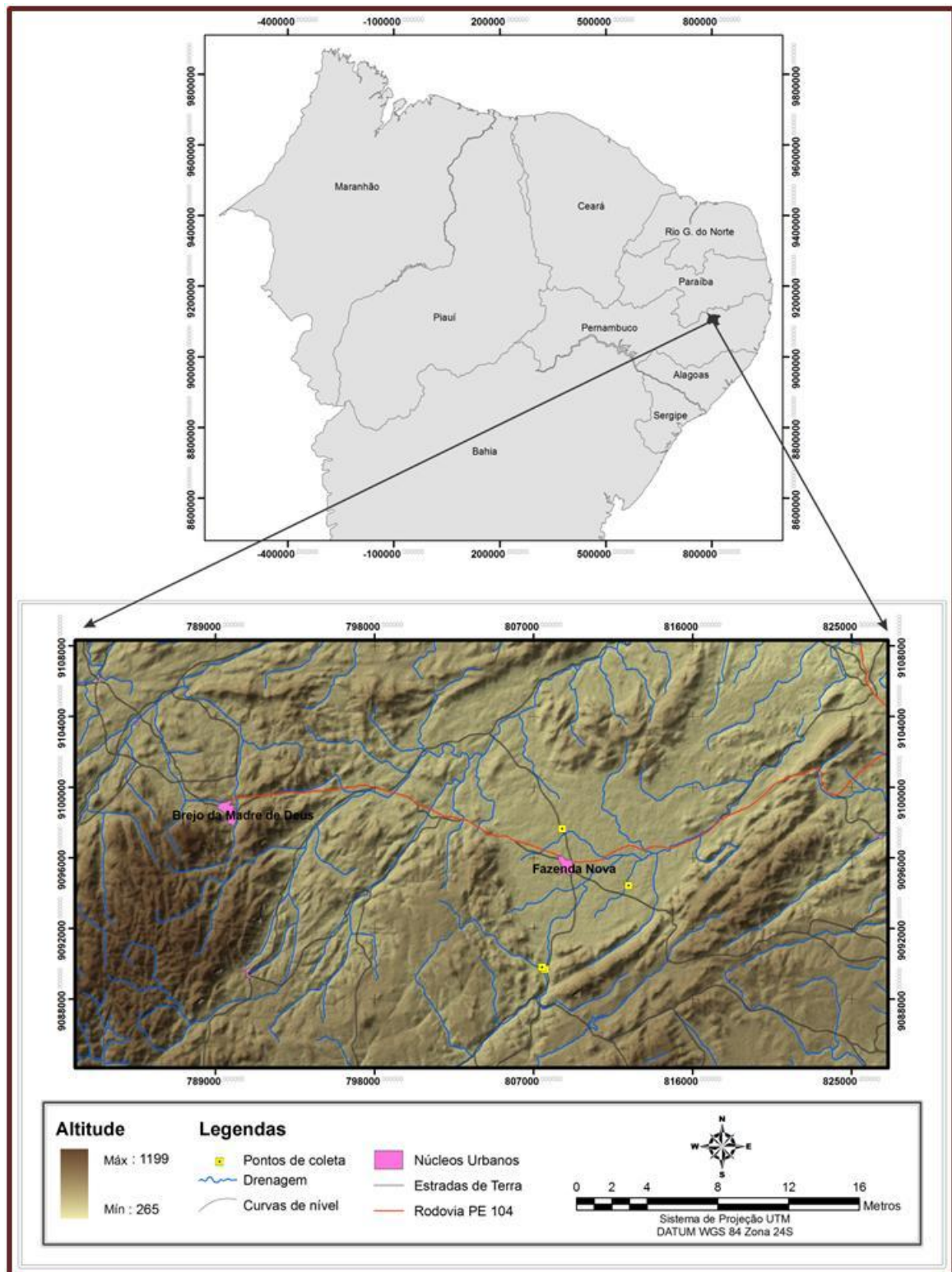
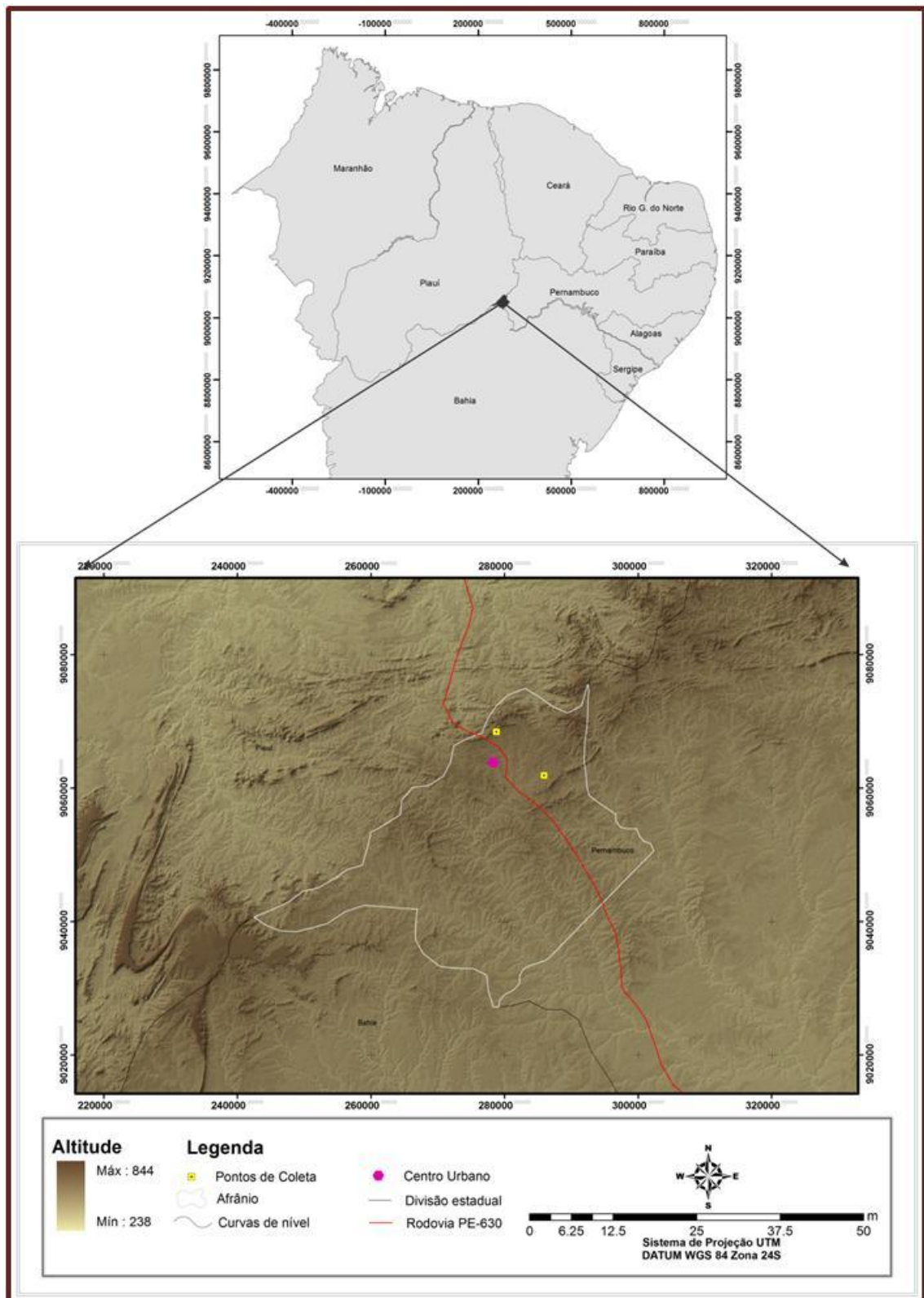


Figura 02 - Localização geográfica da área de estudo em Afrânio.



2.2 O ARCABOUÇO GEOLÓGICO E MORFOESTRUTURAL

2.2.1 Brejo da Madre de Deus

A província Borborema está situada na porção nordeste oriental da América do Sul, apresentando evolução proterozóica, com história e consolidação culminando no Ciclo Brasileiro. Esta província é costumeira e naturalmente dividida em três distintos domínios (Brito Neves et al. 2005): setentrional, zona transversal e meridional, com segmentos central da província balizado por dois expressivos lineamentos (Patos ao norte e Pernambuco, ao sul).

O corpo granítico do Batólito Brejo da Madre de Deus é parte integrante do Batólito Caruaru-Arcoverde, o maior corpo da associação cálcio-alcálica de alto potássio da Província Borborema, ocupando a porção centro-leste do mesmo e situado entre os municípios de Belo Jardim e Brejo da Madre de Deus (Melo 2002).

A extensão lateral leste do batólito corresponde ao complexo ígneo cálcio-alcálico de alto potássio Fazenda Nova/Serra da Japicanga (Neves & Vouchez, 1995). As rochas encaixantes do batólito Brejo da Madre de Deus são, ao sul, biotita xistos granatíferos, paragneisses e ortogneisses graníticos a granodioríticos, e, a norte, ortogneisses graníticos a dioríticos e migmatitos.

Os sienogranitos ocupam cerca de 85% da área total de todo o batólito Brejo da Madre de Deus. Petrograficamente apresentam textura grossa a porfirítica, onde se destaca cristais de feldspato potássico com até 8 cm de comprimento; e mineralogicamente esta fácies é constituída além de feldspato potássico, por plagioclásio e quartzo como minerais essenciais. Os máficos dominantes são biotita, anfibólio e, em menor quantidade, titanita.

Segundo Melo (2002) a relação de contato existente entre as fácies grossa a porfirítica e quartzo diorítica sugerem contemporaneidade dos seus magmas, pois o contato interdigitado e gradual, bem como a presença de fenocristais de feldspato potássico nos quartzo dioritos com aspectos texturais semelhantes àqueles encontrados nos granitos encaixantes, sugerem mistura entre magmas félsicos e magmas máficos.

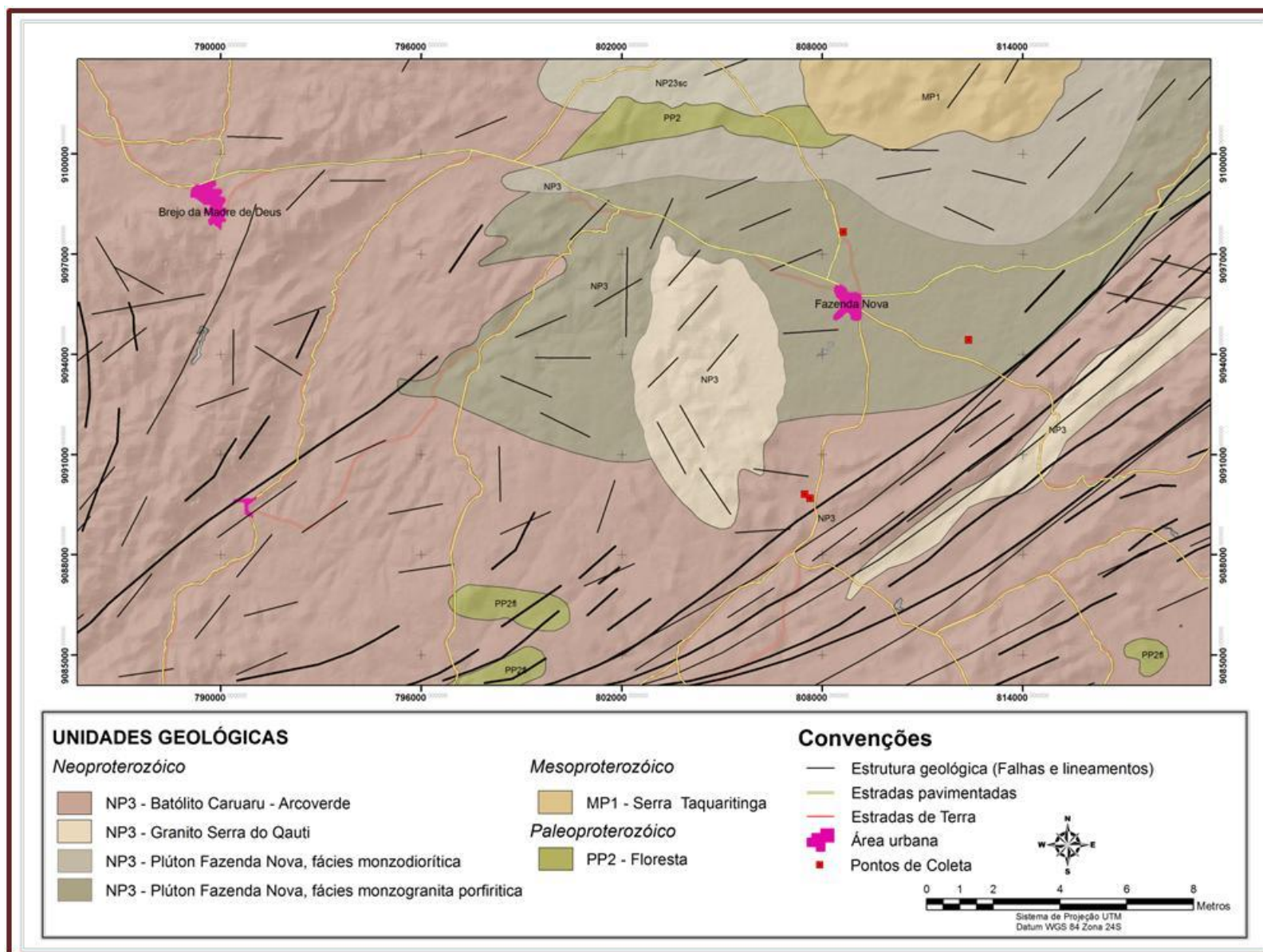
A trama magmática, segundo Melo (op. cit.), possui, na porção central, foliação com direção aproximadamente NE-SW e mergulho variando de moderados a fortes para SE ou NW. No restante do batólito, predominam direções EW-NS e mergulhos fracos. Ainda na porção central observam-se zonas de cisalhamento mesoscópicas (Z. C. Fazenda Nova) exibindo critérios cinemáticos sinistrais originada em estágio submagmático, mostrando uma evolução na deformação de fluxo viscoso a deformação no estado sólido (Figura 03).

A borda sul do batólito é marcada pelo Lineamento Pernambuco, uma estrutura originada em um episódio extensional no ciclo Brasileiro (650-540 Ma) de direção E-W que atravessa todo o estado, iniciando-se na zona costeira de Recife, separando-o em dois domínios: o domínio ao sul, denominado de Externo ou Meridional, e o domínio ao norte, conhecido como Transversal.

Trata-se, segundo Melo (op. cit.), de uma zona de cisalhamento dextral, segmentada em faixas miloníticas de baixa e alta temperatura, com as deformações em alta temperatura e alto *strain* restrita às margens dos corpos graníticos; e nas encaixantes observam-se evidências localizadas de deformação a alta temperatura em micaxistos. Neves & Mariano (1999) sugeriram que a deformação cisalhante foi localizada a princípio em corpos magmáticos

preexistentes e cristalizada parcialmente, especialmente nas áreas de contato com as encaixantes.

Figura 03 - Esboço geológico para a área de estudo (modificado de CPRM 2006).



2.1.2 Afrânio

O município de Afrânio apresenta estruturas Pré-cambrianas, inseridos na Província Estrutural da Borborema, na faixa do domínio externo do Riacho do Pontal, constituído pelos litotipos dos complexos Monte Orebe e Santa Filomena, do Mesoproterozóico, e Complexo Casa Nova, do Neoproterozóico, localizado numa área de consolidação do Ciclo Brasileiro (850-500 Ma - Figura 04).

A leste encontra-se o Complexo Monte Orebe, litologicamente constituído pelas sequências metapelítica/metapsamítica fina, quartzosa-xistosa aluminosa, metagrauváquica e de rochas metavulcanosedimentares, sendo esta última constituída de rochas máficas e ultramáficas em associação com rochas sedimentares que foram submetidas a variados graus de metamorfismo. As metamáficas Monte Orebe são de natureza subalcalina toleítica e constituem prováveis registros de crosta oceânica antiga.

O Complexo Monte Orebe acha-se afetado por metamorfismo regional de fácies xisto verde alto a epidoto-anfibolito. Mesmo não havendo registro de datação geocronológica, Angelim (1988) identificou xenólitos desta unidade litoestratigráfica em ortogneisses mesoproterozóicos, sugerindo tratar-se de uma sequência mais antiga que o magmatismo granítico Cariris Velhos (IBGE 2009).

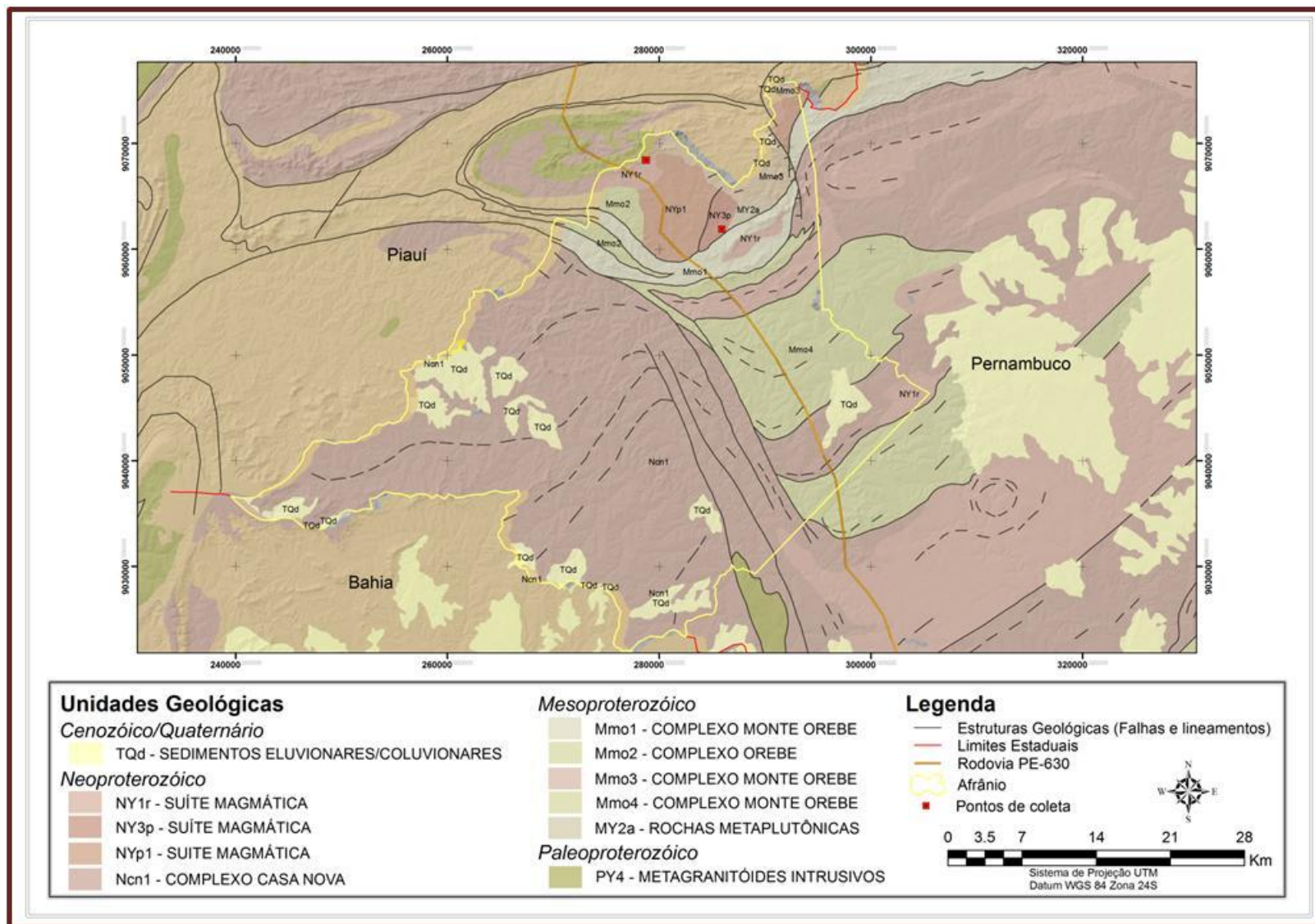
Ao norte encontra-se o Complexo Santa Filomena, constituído por uma sequência metapelítica-psamítica carbonática com contribuição vulcanogênica, que corresponde ao domínio plataformar do Complexo Casa Nova. É uma sequência composta por xistos bimicáceos com granada, cianita, estauroлита, cordierita e sillimanita. Na seção inferior dessa sequência ocorrem níveis de calcários

cristalinos impuros que gradam para calcoxistos, além de um horizonte de muscovita quartzito feldspático (IBGE 2009).

A sudoeste e ao sul encontra-se o Complexo Casa Nova, constituído por uma sedimentação psamítica-pelítica carbonática, representada por granada xistos, com lentes de quartzitos, calcários e por depósitos turbidíticos. A sequência metassedimentar foi submetida a um metamorfismo de fácies xisto verde, localmente atingindo a fácies anfibolito. É atribuída para este complexo, uma idade neoproterozóica baseada em datações em ortognaisses sintangenciais do tipo Rajada (IBGE 2009).

Do Cenozóico encontram-se os sedimentos eluviais, que correspondem ao material intemperizado que permanece *in situ*, e colúvios, materiais que sofreram deslocamento na vertente formando depósitos arenosos.

Figura 04 - Esboço geológico para o município de Afrânio (modificado de CPRM 2006).



2.3 GEOMORFOLOGIA

2.3.1 As Unidades Morfoestruturais

Numa divisão em subcompartimentos morfoestruturais, o planalto da Borborema pode ser tratado a partir de feições tectônicas, da influência da estruturação das rochas metamórficas e dos relevos desenvolvidos em corpos plutônicos. Os inselbergs, feição geomórfica muitas vezes associada ao sistema morfoclimático semiárido, também ocorrem como apófises secundárias dos corpos plutônicos principais, balizando escarpas como testemunhos de fases repetidas de soerguimento epirogênicos (CORRÊA 2001).

Na Borborema, as vastas extensões de rochas metamórficas, associadas às faixas móveis pré-cambrianas, durante o Cenozóico foram submetidas à flexura do rebordo continental, resultando em um arranjo de blocos soerguidos, rebaixados e basculados que, ao sofrerem a esculturação pelos agentes exógenos, resultou num modelado em cristas, pontões, inselbergs e depressões.

A área de Fazenda Nova apresenta-se como uma depressão intraplanáltica, largamente aplainada e pouco dissecada, decorrente das diversas fases de denudação pós-cretácea da Borborema. Os pedimentos se elevam em pequenos patamares sem que haja uma ruptura brusca de gradiente condicionada por uma trama de falhas, ocasionando o confinamento de pequenos depósitos em alvéolos restritos ao ambiente fluvial.

A uniformidade topográfica da superfície dos pedimentos só é interrompida pelos relevos residuais em forma de inselbergs e alinhamentos de serras, com altitudes variando de 500 a mais de 900 m, testemunhos das antigas superfícies cenozóicas. Os relevos residuais apresentam-se orientados segundo as direções

preferenciais da estrutura regional, NE-SW, formando vales profundos e encaixados, com controles estruturais indicando movimentação tectônica possivelmente neo-cenozóica associada à reativação de antigas estruturas com descida do nível de base a sudoeste e subida a noroeste, ocasionando perda de nascentes fluviais e captura de drenagem.

2.3.2 A Compartimentação do Relevo de Fazenda Nova e Afrânio

Numa primeira aproximação da escala de análise para o relevo das áreas em estudo, as unidades geomorfológicas descritas para Fazenda Nova por Silva (2007) e Melo (2010) para as áreas de Fazenda Nova e Afrânio respectivamente, permite sua visualização no âmbito de detalhe, a uma escala de 1:50.000 (Figuras 05 e 06).

Figura 05 - Mapa geomorfológico da área de Fazenda Nova, modificado de Silva (2007).

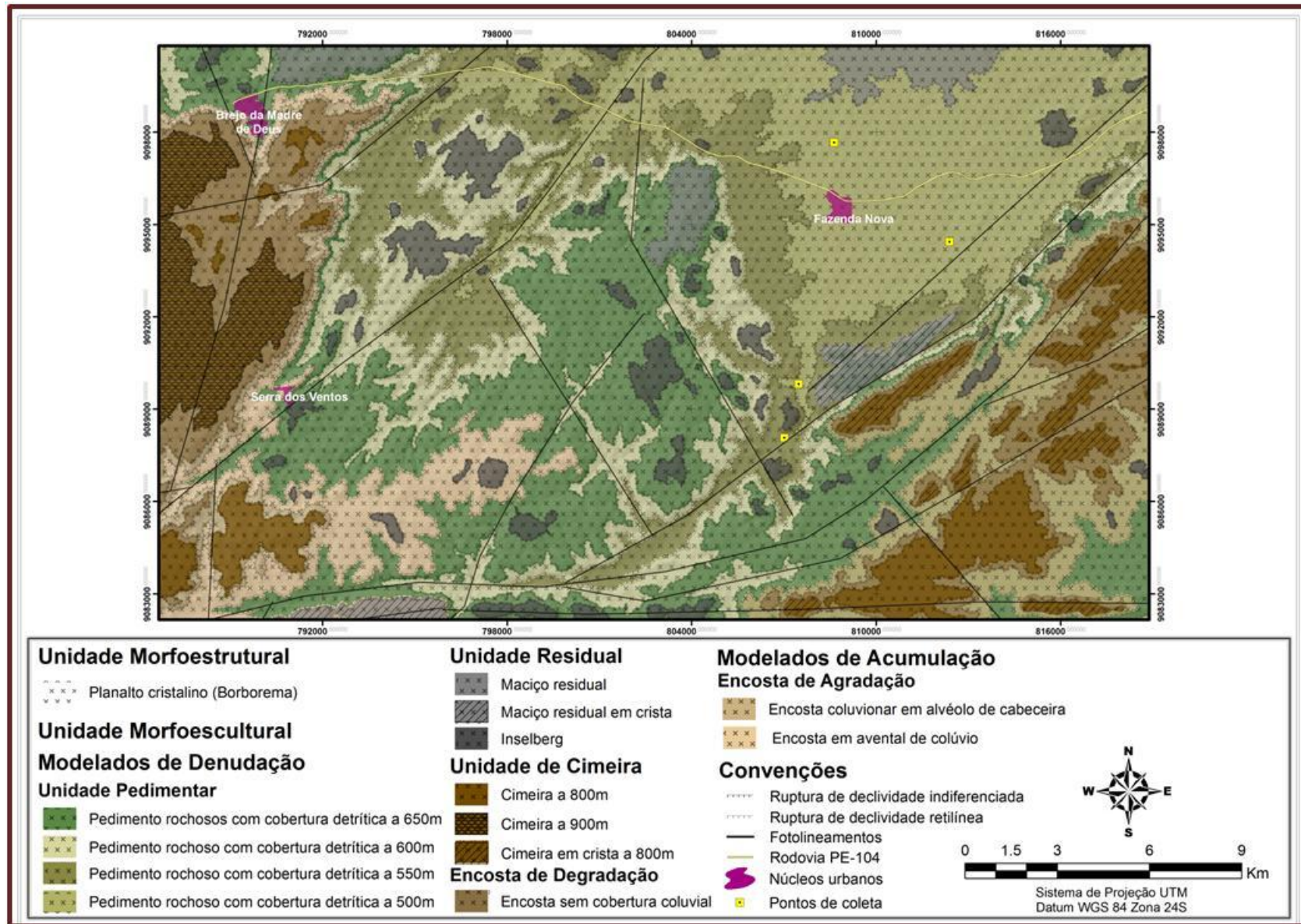
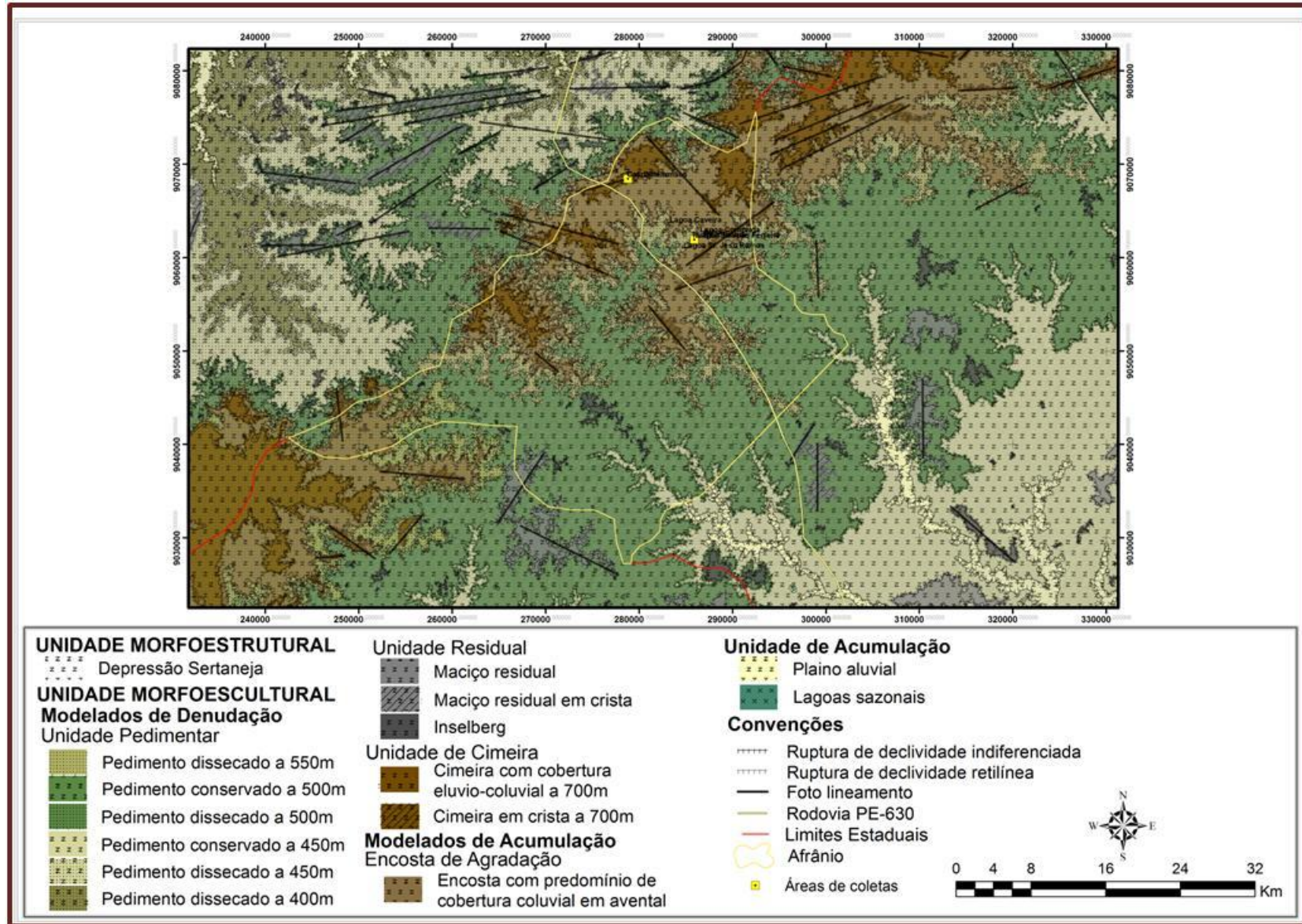


Figura 06 - Mapa geomorfológico da área de Afrânio, modificado de Melo (2010).



1. Cimeiras - Em Fazenda Nova correspondem aos níveis acima de 800 metros de altitude com uma feição de topo em crista e desprovido de cobertura sedimentar e vegetação, encontrando-se dissecados pelos cursos d'água (Figura 07).

Em Afrânio, correspondem aos níveis conservados da dissecação vertical nos topos dos compartimentos planálticos e maciços residuais com uma morfologia de topo plana ou em crista, apresentando cobertura elúvio-coluvial. Seus rebordos encontrando-se dissecados pelas nascentes dos cursos d'água, já na inflexão para o terço superior das unidades de encosta (Figura 08).

Figura 07 - Cimeira em crista, Pedra do Cachorro - Fazenda Nova (Fonte: Kleython Monteiro).

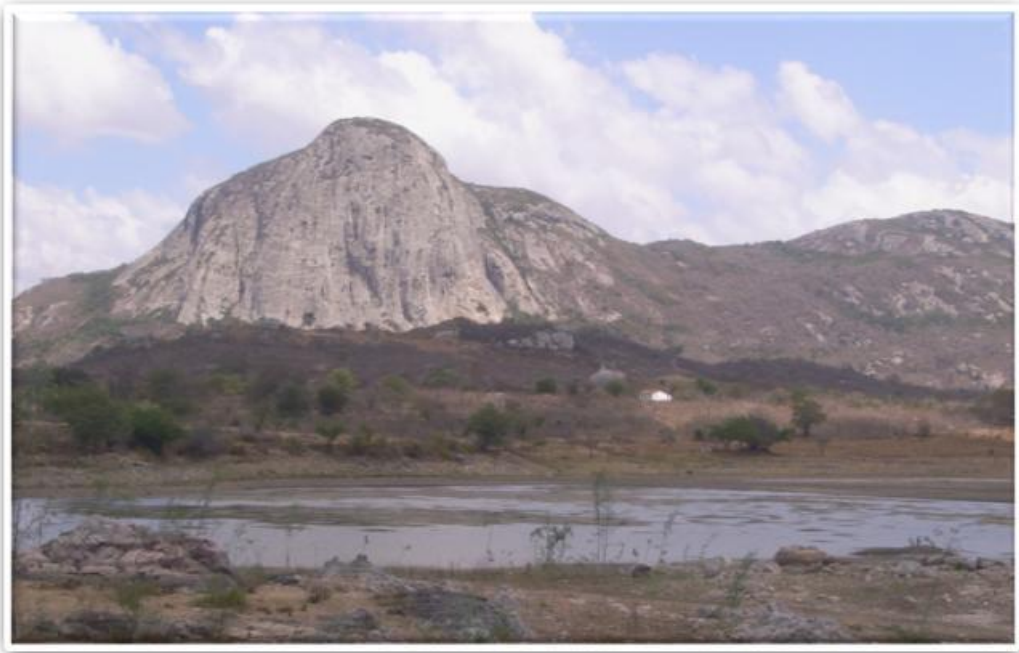


Figura 08 - Cimeira com cobertura elúvio/colúvial.



2. Encostas íngremes sem cobertura coluvionar - Em fazenda Nova são áreas que circundam as superfícies de cimeira das serras. Estas são fortemente onduladas, com ausência de sedimentos de encosta, sujeitas a intensos processos denudacionais com formação de ravinas nas coberturas inconsolidadas *in situ* (Figura 09).

Figura 09 - Encosta íngreme sem cobertura coluvionar, Serra Pedra do Cachorro, Fazenda Nova.



3. Encostas com cobertura coluvionar em alvéolo de cabeceiras/em avental - São áreas de relevo ondulado que se situam na transição entre encostas íngremes da serra e o “pedimento rochoso” que as circundam. Caracterizam-se por serem feições deposicionais inclinadas, associadas à coalescência de depósitos coluviais. Em Fazenda Nova, as encostas são feições que se beneficiam das chuvas orográficas, favorecendo assim o desenvolvimento de espessos depósitos superficiais. Nas áreas de estudo, as rampas de colúvio demonstram a variação hidrológica e de níveis de base locais suavizando a ruptura de declividade entre o fundo plano da rampa e as encostas (Figuras 10 e 11).

Figura 10 - Encosta com cobertura coluvionar, Fazenda Nova.



Figura 11 - Encosta com cobertura coluvial em avental, Afrânio.



4. Pedimentos - São áreas moderadamente planas circunscritas por maciços residuais, constituindo setores de evacuação de sedimentos com estrutura superficial dominada por neossolos litólicos e luvisolos crômicos, areno-argilosos sobre os quais se formam um pavimento detrítico por evacuação das fácies mais finas mediante a atuação da erosão laminar. Essa unidade morfoescultural, quase que inteiramente delimitada pelas isolinhas de 450 e 550 metros, se interpõe entre os sedimentos de encosta e as marmitas colmatadas. Na maioria das vezes, as rampas de pedimentos, dissecadas ou conservadas, também separam os ambientes de encostas dos plainos aluviais (Figura 12 e 13).

Figura 12 - Pedimento com cobertura detrítica, Fazenda Nova.



Figura 13 - Pedimento conservado com cobertura detrítica, Afrânio.



5. Plano aluvial - Este compartimento corresponde às áreas baixas e planas que ocorrem ao longo dos vales, englobando as formas resultantes da deposição. São formas alongadas onde predominam o escoamento superficial e o entrincheiramento da drenagem. A unidade geomórfica é limitada pelas encostas, pedimentos com cobertura detrítica e, em alguns pontos, transita lateralmente para rampas de colúvio-alúvio (Figura 14). O compartimento subdivide-se em uma unidade de terraços erosivos composta por diferentes tipos de sedimentos depositados sob condições climáticas distintas. A outra unidade é o leito fluvial propriamente dito onde predominam barras fluviais de areia grossa e grânulos, evidenciando a atuação de eventos climáticos contemporâneos de alta magnitude e baixa recorrência, característicos do regime semiárido (Figura 15).

Figura 14 - Plano aluvial transitando lateralmente para a rampa alúvio-culuvial, Fazenda Nova.



Figura 15 - Plano Aluvial, Afrânio.



6. Maciços residuais do tipo Inselbergs e em crista - São corpos intrusivos isolados, delimitados por encostas íngremes sob a influência, sobretudo do intemperismo físico. Em virtude do gradiente de suas encostas, estas se encontram sujeitos a processos denudacionais com presença, por vezes, de depósito de tálus em sua base. As cristas encontram-se alinhados de acordo com o trend regional. Em Fazenda Nova, as cristas possuem direção NE-SW, estruturada sobre o granito Serra do Quati.

Os inselbergs ocorrem em todas as áreas de estudo, elevando-se por sobre a superfície aplainada na região como bossas graníticas encimadas por caos de blocos atestando o seu grau de evolução morfogenética. Estes se encontram estruturados sobre rochas graníticas de textura grossa porfirídica, com morfologia atual evoluindo para relevo em *tors*, com diaclasamento amplamente espaçado (Figuras 16 e 17).

Figura 16 - Inselberg em Fazenda Nova.



Figura 17 - Inselberg com morfologia em tors, Afrânio.



7. Lagoas Sazonais: As lagoas em Afrânio geralmente estão associadas à zona de intercessão de linhas de fraturas e morfologicamente restrita aos pedimentos de topografia marcadamente plana. Estas apresentam, algumas vezes, em seu eixo deposicional solos do tipo luvisolo crômico constituindo seu material de preenchimento mais superficial, em boa sintonia com as condições semiáridas vigentes (Figura 18).

Figura 18 - Lagoa sazonal, Afrânio.



2.4 O SISTEMA CLIMÁTICO

O Nordeste do Brasil é uma região, do ponto de vista climático, com características peculiares. Na maior parte dessa região a precipitação é escassa e apresentam flutuações interanuais muito elevadas, com altas temperaturas relativamente homogêneas o ano todo, o que não se observa em outros lugares na mesma faixa latitudinal. Para Nimer (1989), a compreensão climática da região Nordeste deve-se a mecanismos estáticos - posição latitudinal, altitude e topografia - e dinâmicos - mecanismos de circulação atmosférica - que atuam na configuração do clima da região.

Durante todo o ano, o Nordeste brasileiro encontra-se sobre a influência das altas pressões subtropicais provenientes do anticiclone semifixo do Atlântico Sul. Entretanto, a variabilidade da distribuição das chuvas nesta região está relacionada com as mudanças nas configurações de circulação atmosférica - os sistemas frontais e a zona de convergência intertropical (ZCIT).

O posicionamento da ZCIT, para a área de estudo, é de extrema importância, pois, dependendo da posição na qual se encontre, tanto pode inibir como favorecer a ocorrência de chuvas. Estudos observacionais realizado por Melo et al. (1997) indicam a existência de ligação entre a ZCIT e as anomalias de chuva sobre o Nordeste, estando esta com sua posição mais ao sul (setor norte do Nordeste) durante os meses de março-abril, coincidindo com o máximo de precipitação sobre a região.

Entretanto, outras correntes de circulação perturbadas também são responsáveis por instabilidades e chuvas na região Nordeste, compreendendo aos sistemas (NIMER op. cit.): correntes perturbadas de sul, representadas por invasões

de frentes polares que atingem o agreste pernambucano no outono-inverno; correntes perturbadas de leste (ou ondas de leste), relacionadas com a penetração de frentes frias em latitudes baixas frequentemente durante o outono-inverno; e correntes perturbadas de oeste, que se configuram como alongadas depressões barométricas induzidas pela massa equatorial continental (Ec) entre o final da primavera e o início do outono, dificultando a invasão de oeste da FPA.

Um aspecto também a ser considerado para as variações interanuais das precipitações no Nordeste brasileiro é o evento El Nino - Oscilação Sul (ENOS), caracterizado por um aquecimento anormal das águas do Pacífico tropical centro-leste, produzindo centros ciclônicos e forte subsidência sobre o Norte e Nordeste da América do Sul. Essa subsidência, segundo Melo et al. (1997), enfraquece a ZCIT e a convecção sobre o Nordeste, diminuindo assim as chuvas.

Outro fenômeno importante normalmente associado às secas na região é o conhecido Dipolo do Atlântico (MOURA & SHUKLA 1981). Estes ocorrem quando o Atlântico Tropical Norte está mais quente que o normal e o Atlântico Sul mais frio, dando origem a uma circulação térmica anômala diminuindo os movimentos ascendentes sobre a região Nordeste, o que impede a formação de nuvens reduzindo, em consequência, as chuvas.

Desta forma, percebe-se que o impacto causado por perturbações climáticas de escala global pode ter repercussões no regime e no total de precipitação que, dependendo da intensidade do evento, pode resultar em secas severas sobre o Nordeste do Brasil.

2.4.1 As Condições Climáticas Locais

As condições climáticas em Brejo da Madre de Deus e Afrânio, em linhas gerais, não diferem das existentes no semiárido nordestino, onde as condições de extrema semiaridez transitam gradualmente para condições de maior umidade em função de posições topograficamente mais elevadas dentro da região.

A fim de compreender os mesoclimas encontrados nas áreas de estudo, foram analisados dados meteorológicos disponíveis na Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas/ UFPB de três pontos: Fazenda Nova, Brejo da Madre de Deus e Afrânio.

Tomando-se como ponto inicial à precipitação, a média anual no distrito de Fazenda Nova, a 509 m de altitude, situa-se em torno de 557,5 mm, com período seco de 7 a 8 meses de duração e os valores máximos de precipitação concentrando-se no trimestre março, abril e julho, totalizando 50% da precipitação anual. Brejo da Madre de Deus registra 844 mm, concentrados nos meses de março a julho, com cerca de 80% do total de precipitação anual (Figuras 19 e 20).

A ocorrência de concentração de precipitação acima de 100 mm em Brejo da Madre de Deus e Fazenda Nova nos meses de março/abril denota a influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que apresenta sua maior expansão nesses meses no hemisfério sul (cerca de 4°S em média), como também pelas ondas de este (EW) e as correntes perturbadas de sul (FPA).

Figura 19 - Climograma do distrito de Fazenda Nova (Fonte: Agritempo).

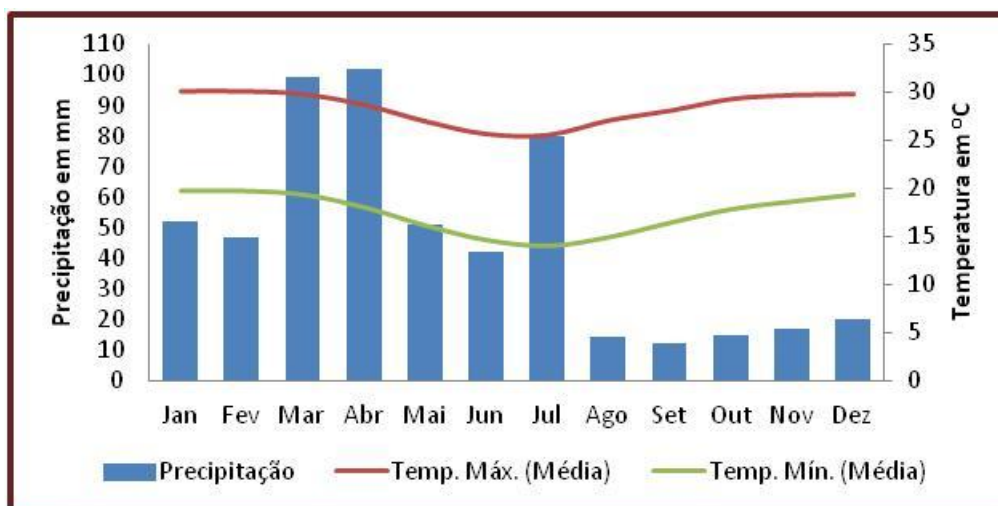
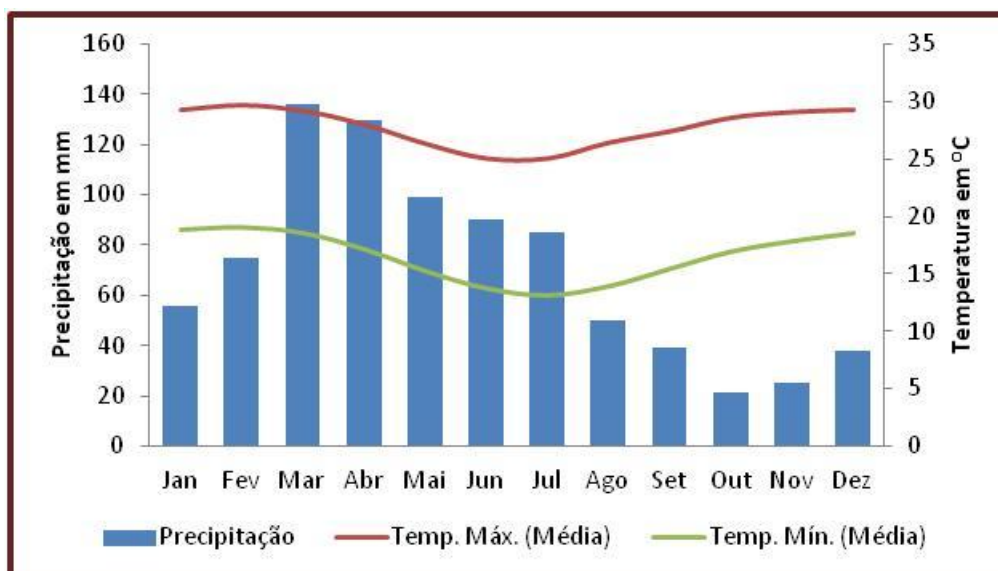


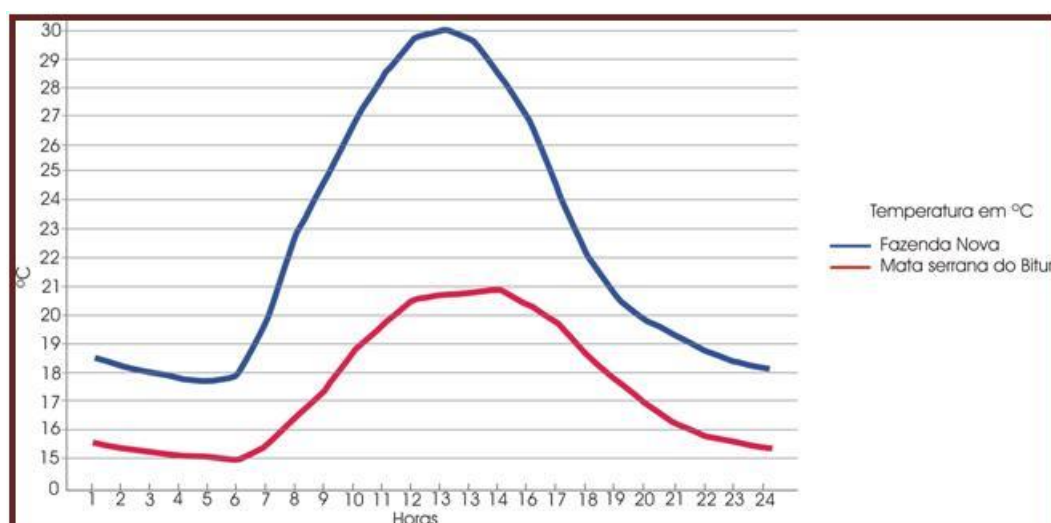
Figura 20 - Climograma do município de Brejo da Madre de Deus (Fonte: Agritempo).



Quanto à temperatura média anual, Fazenda Nova apresenta o valor de 26,7°C, com médias máximas em janeiro e fevereiro de 31,7°C e mínima em junho, julho e agosto, de 14,9°C. Entretanto, em Brejo da Madre de Deus a temperatura média anual é de 25,2°C, com médias máximas mais elevadas entre dezembro e janeiro de 23,5°C, e mínimas entre junho, julho e agosto, 13,7°C. Essas temperaturas mais amenas são devidas principalmente à orografia.

Lyra (1982), comparando as condições climáticas entre a mata serrana de Bituri (Brejo da Madre de Deus) e a caatinga de Fazenda Nova, verificou que a primeira está submetida a condições de maior umidade e temperatura mais amena, ao contrário da área de caatinga, em função da altitude, uma vez que o relevo influencia não só a distribuição das chuvas, como também as variações térmicas e hídricas (Gráfico 02).

Figura 21 - Variação média da temperatura do ar em °C para o mês de setembro/1981 para a mata serrana do Bituri e a caatinga de Fazenda Nova (LYRA 1982).



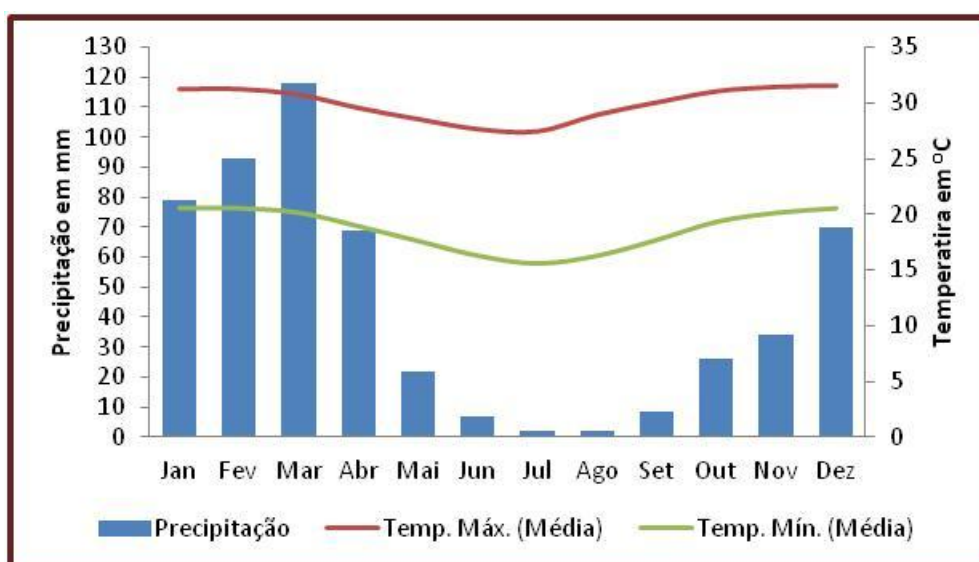
Apesar da modéstia relativa do relevo de Brejo da Madre de Deus, cerca de 650 m de altitude, este se mostra eficaz no sentido de interceptar os fluxos atmosféricos das ondas perturbadas de N e E que atingem o centro leste do semi-árido nordestino, constituindo-se assim um típico brejo de altitude e exposição como definido por Andrade & Lins (1964) e constatado por Lyra (op. cit.), onde o suprimento hídrico atmosférico acarreta precipitações responsáveis pela mancha úmida em ambiente semiárido - Brejo da Madre de Deus; ao contrário de sua área adjacente, Fazenda Nova, com altitudes variando entre 400 e 500 m, que sofre os efeitos da sombra pluvial a sotavento.

Segundo Nimer (1989), as saliências locais do relevo abreviam o período seco, enquanto as depressões o prolongam, mesmo tratando-se de topografias cujos acidentes não sejam muito importantes do ponto de vista morfológico.

Desta forma, a precipitação orográfica é limitada em extensão areal (CORRÊA 1997), uma vez que só ocorre onde existe barreira orográfica, logo, como mecanismo de ascensão das massas de ar, sua atuação é localizada, particularmente no interior semiárido do Nordeste, onde os máximos de precipitação encontram-se associados à existência de tais barreiras.

Situado no denominado Polígono das Secas, Afrânio apresenta um regime pluviométrico marcado por extrema irregularidade de chuvas. A média anual de precipitação situa-se em torno de 431,8mm, com as cotas máximas de precipitação concentrando-se nos meses de dezembro a abril, perfazendo 90%do total anual (Figura 22). Quanto à temperatura, Afrânio apresenta médias anuais em torno de 27°C, com máxima de 31,5°C nos meses de novembro a março, e mínima de 17,5°C nos meses de maio a julho.

Figura 22 - Climograma do município de Afrânio.



2.5 ASPECTOS PEDOLÓGICOS

Em se tratando da cobertura pedológica, sendo esta uma resposta à quantidade de chuvas que infiltra ou excede na superfície, Fazenda Nova e Afrânio refletem o clima semiárido e, portanto, seu estágio de desenvolvimento será subordinado à sua posição na superfície, formando verdadeiras *catenas* de solos semiáridos; ao contrário de Brejo da Madre de Deus, que por sua situação topográfica mais elevada, apresenta diferenças nos padrões fisionômicos (clima e vegetação) e estes influenciando a formação do solo (Figuras 23 e 24).

O relevo também exerce uma função determinante para o predomínio dos processos denudacionais sobre os de intemperismo e formação do solo. Como exemplo, solos formados em encostas com declividade acima de 30° na sua linha de maior ruptura, geralmente, são considerados instáveis por estarem constantemente expostos à remoção erosiva. Ao contrário dos solos em formação, sobre encostas com pouca inclinação, mesmo sujeitos à reptação, podem permanecer tempo suficiente na paisagem até atingirem a maturidade pedológica necessária ao seu completo desenvolvimento (CORRÊA 1997).

Tomando-se como base a classificação utilizada pelo levantamento de baixa e média intensidade de solos do Estado de Pernambuco produzido pela EMBRAPA - Solos (2002), Fazenda Nova apresenta um mosaico de solos, destacando-se os planossolos solódicos. Caracterizam-se por serem rasos a pouco profundos e apresentam uma porção superior de textura fina e permeável, que subitamente modifica-se para um horizonte subsuperficial compacto e quase impermeável. Essa textura distribui-se, essencialmente, de forma franco-arenosa no horizonte A e média a argilosa no horizonte B, que apresenta uma coloração bruno-acinzentada e

uma estrutura em blocos ou em prismas, proporcionada pela drenagem ineficiente, tornando-os bastante endurecidos nesta camada edáfica durante a estação seca. Além disto, são quimicamente de caráter solódico, pois possuem teores de saturação por sódio acima de 10%. Este solo encontra-se associado à superfície topográfica moderadamente plana circundada por maciços residuais - os pedimentos detríticos.

Aliados aos planossolos encontram-se os neossolos litólicos e os neossolos regolíticos. Tipicamente rasos, arenosos com cascalhos e pedregosos, apresentam raras manchas de solos mais areno-argilosos localizadas nas cimeiras dos maciços cristalinos em cotas próximas a 800m. Trata-se de solos com horizontes mal definidos que seguem uma sequência A-C, ou até mesmo A-R, formados em substrato de granito porfírico. Estes ocorrem associados a vários afloramentos rochosos das paisagens mais íngremes da área, possuindo rápida e fraca permeabilidade e uma consequente baixa capacidade de retenção d'água, tornando muito limitada a produtividade vegetal.

As pequenas manchas de argissolos e luvisolos nos setores N e SE da área, por serem solos que apresentam horizontes diferenciados e nítidos gradientes textural, estão associadas às superfícies onduladas côncavas e plano-inclinadas, as rampas de colúvio dos maciços residuais e relevo em crista.

Os gleyssolos háplicos e os neossolos flúvicos, de menor expressão na área em estudo, encontram-se confinados aos plainos aluviais. São formados pela sedimentação recente dos rios sob camadas estratificadas, mas sem relação genética entre si. Possuem uma drenagem que varia de boa a imperfeita, textura diversificada e mal definida, e uma grande tendência à salinização ou sodicidade nos locais mais secos, ou temporariamente durante os períodos de estiagem.

Em Brejo da Madre de Deus, pela sua posição topográfica mais elevada, predominam os argissolos que, ao contrário de Fazenda Nova, não se encontram associado apenas aos colúvios, mas sim às várias unidades de relevo, refletindo a maior pluviosidade e o rebaixamento da temperatura média anual que caracteriza o clima local. São solos argilo-arenosos com espessos horizontes de cor avermelhada derivadas da óxi-redução do ferro e bastante umedecidos, ocorrendo nas encostas úmidas a barlavento, principalmente próximas de riachos e corredeiras em reentrâncias orográficas elevadas. Estes solos compõem-se de sedimentos com maior porcentagem de areia grossa que areia fina, sobretudo nos horizontes A e C; desenvolvem-se em saprólitos de granito porfiróide-biotita e associações de gnaisses graníticos. Os mesmos, ainda, possuem altos teores de acidez e são mineralogicamente constituídos por quartzo, feldspato e, em menor proporção, da magnetita, hornblenda, ilmenita e concreções ferruginosas.

No que diz respeito a Afrânio, este é composto por dois tipos de solos; os argissolos que abrange grande parte do município, e os neossolos litólicos, que agregam uma pequena porção ao norte do município.

Os argissolos em Afrânio são solos constituídos por material mineral, possuindo como características diferenciais a presença de horizonte B textural com presença de argila. São de profundidade variável, desde forte a imperfeitamente drenados, de cores avermelhadas ou amareladas, e mais raramente, brunadas ou acinzentadas. A textura varia de arenosa a argilosa no horizonte A e de média a muito argilosa no horizonte Bt. São forte a moderadamente ácidos, com variada saturação por bases.

Os neossolos litólicos são solos constituídos por material mineral, ou por material orgânico pouco espesso, não apresentando alterações expressivas em

relação ao material originário devido à baixa intensidade dos processos pedogenéticos. Esta classe admite diversos tipos de horizontes superficiais, incluindo os horizontes O, com menos de 20 cm de espessura quando sobrejacente à rocha, ou horizonte A húmico, ou proeminente com mais de 50 cm quando sobrejacente à camada R, C ou Cr (EMBRAPA 2006).

Figura 23 - Classe de solos da área de Fazenda Nova (Modificado de EMBRAPA, 2002)

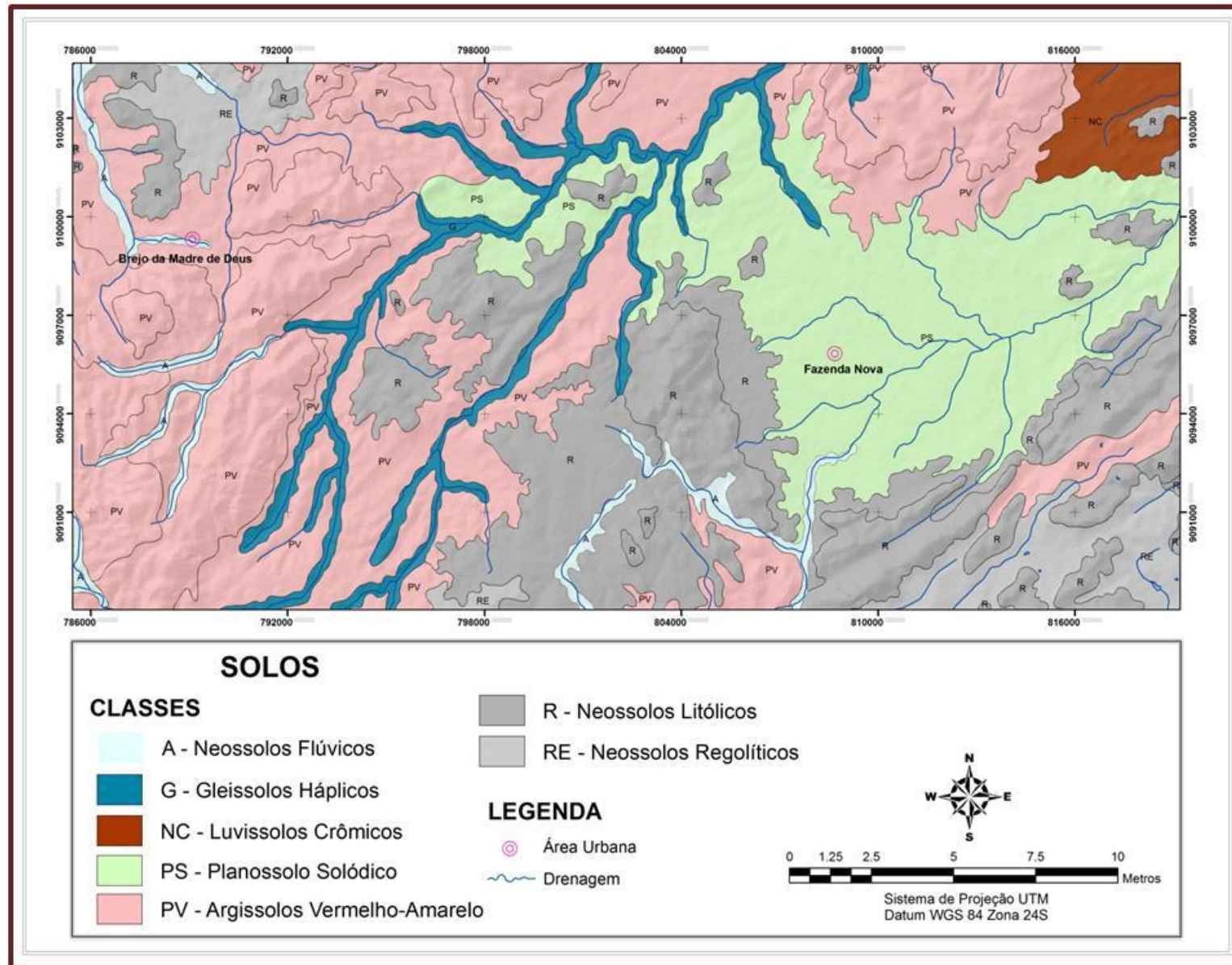
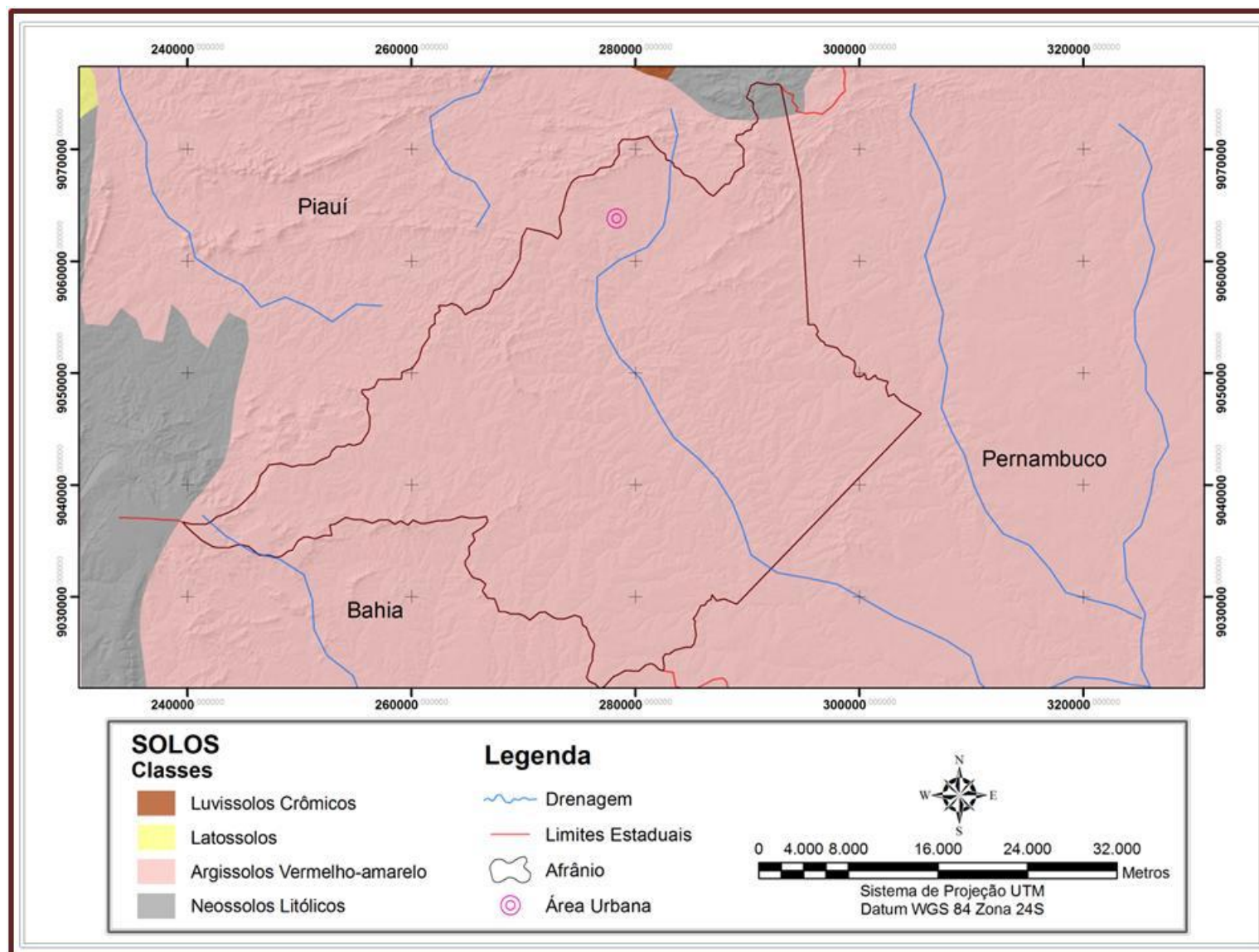


Figura 24 - Classe de solos da área de Afrânio (Modificado de EMBRAPA, 2002)



2.6 A VEGETAÇÃO

A vegetação sempre desempenhou um papel importante nos processos de intemperismo e evolução da paisagem geomorfológica. Sua importância resulta no fato desta reduzir a quantidade de energia que chega ao solo durante a chuva, minimizando o impacto das gotas, reduzindo a remoção e erosão dos solos.

Do ponto de vista espaço-temporal, a vegetação assume importância quando se tenta elucidar os tipos de formações vegetais que atuaram na gênese do relevo, através de suas modificações cíclicas do Quaternário, com fases de morfogênese/pedogênese, como indicado por Tricart (1977).

Em Fazenda Nova e Brejo da Madre de Deus a cobertura vegetal encontra-se diretamente relacionada com as condições climáticas e edáficas da região. Tais condições contribuem diretamente para a distinção na estrutura destas formações vegetais, como no porte e diâmetro das espécies, o número de estratos que as mesmas desenvolvem, e o índice de diversidade e ocorrência florística.

Em Fazenda Nova observam-se grandes extensões de uma vegetação arbustiva aberta e de pequeno porte. Esta vegetação é adaptada às irregularidades das chuvas, fornecendo pouca matéria orgânica ao solo, de maneira que estes são pobres em húmus e apresentam desenvolvimento incipiente.

Lyra (1982), tratando da diversidade desta formação vegetal, demonstrou que existe uma grande concentração de indivíduos pertencentes a poucas espécies (98%), dentre os quais a *T. streptocarpa* Baker e *T. recurvata* L. se destacam

(Tabela 01). Para a autora, este fato se deve ao meio desfavorável - clima semiárido - tornando as condições altamente seletivas¹.

Tabela 01 - Densidade absoluta das vinte espécies mais comuns em Fazenda Nova (Modificado de LYRA 1982).

Espécies	Nome Popular	Densidade Absoluta
<i>Opuntia inamoena</i> K. Sch	Quipá	2.912
<i>Croton sonderianus</i> M. Arg.	Marmeleiro	1.199
<i>Opuntia palmadora</i> Br. et Rose	Palmatória	522
<i>Lippia</i> sp.	Alecrim	466
<i>Aspidosperma pyrifolium</i> Mart.	Pereiro	433
<i>Aealypa multicaulis</i> M. Arg.	Espeta piaba	301
<i>Neoglaziovia variegata</i> (Arr. Cam.) Mez	Caroá	248
<i>Caesalpinia pyramidalis</i> Tul.	Catingueira	240
	Malva branca	221
<i>Mimosa</i> sp.	Jurema de bode	173
<i>Encholirium spectabile</i> Mart. Ex Schult.	Macambira de lajedo	133
<i>Bursera leptophloeos</i> Engl.	Imburana	107
<i>Bromelia laciniosa</i> Mart.	Macambira	101
<i>Jatropha ribifolia</i> Baill. Ducke	Pinhão I	85
<i>Pilosocereus</i> sp.	Jurema branca	80
<i>Cordia globosa</i> H.B.K	Facheiro	67
<i>Jatropha pohliana</i> M. Agr.	Moleque duro	50
<i>Lantana canescens</i> H.B.K	Pinhão II	41
	Camará	29
	Burra leteira	21

Entretanto, em Brejo da Madre de Deus (sede municipal), com altitudes a partir de 650 metros, observa-se uma formação vegetal distinta, composta por uma comunidade fitológica onde predominam espécies típicas de brejo de altitude, com ocorrência de famílias melhor adaptadas às condições de maior umidade. Segundo Andrade-Lima (1957), os fatores do solo, pluviosidade e altitude fazem variar de modo apreciável o aspecto fito-

¹ Trata-se do princípio biocenótico de Thienemann (apud LYRA 1982) esclarecendo que quando as condições do meio são favoráveis, encontram-se numerosas espécies, sendo cada uma delas representada por um pequeno número de indivíduos. O índice de diversidade é, neste caso, elevado. Quando as condições do meio são desfavoráveis só se encontra um pequeno número de espécie, mas cada uma delas é em geral representada por numerosos exemplares. O índice de diversidade é, então, pequeno.

fisionômico da caatinga. Esses “enclaves”, com dimensões restritas, dificilmente ultrapassam 5% da área total do domínio das caatingas, contribuindo assim para enriquecer a fisionomia regional da paisagem nordestina.

Lyra (1982) trabalhando com a mata serrana do Bituri, Brejo da Madre de Deus, constatou que a vegetação possui uma maior diversidade em relação à área da caatinga (111%) e evidência ainda que a flora de Brejo da Madre de Deus apresenta espécies comuns a outras áreas de brejo de altitude (Tabela 02). Este fato, segundo Corrêa (1997), demonstra que talvez condições pretéritas possam ter conduzido a ligação dessas vegetações com outros tipos florestais da fachada oriental do continente.

Tabela 02 - Semelhança da ocorrência de espécies da flora de Brejo da Madre de Deus em outras áreas de mata serrana (LYRA 1982).

Espécie	Localidade
<i>Pithecellobium polycephalum</i>	Serra Negra (Floresta) - PE
<i>Geonoma blanchettiana</i>	Gravatá e Taquaritinga do Norte - PE; serra de Patacuba e encosta da serra de Mamanguape - CE.
<i>Guettarda angélica</i>	Triunfo e Serra das Varas - PE
<i>Gochinatia lúcida</i>	Gravatá e Taquaritinga do Norte - PE; Morro do Chapéu - BA.
<i>Lamanoniaspeciosa</i>	Brejo dos Cavalos (Caruaru) - PE; Serra da Cantareira - SP; Vista Chinesa - RJ.
<i>Inga aff. Subnuda</i>	Serra Negra (Floresta) - PE

Entretanto, o município de Afrânio, assim como o sertão pernambucano, é constituído em quase toda sua totalidade por vegetação de caatinga. Esta é composta predominantemente por classe hiperxerófila. Contudo, é importante ressaltar, que a vegetação da caatinga é composta de espécies com características distintas, aspecto este que se estabelece a partir da relação entre clima, relevo, e o solo (LIMA FILHO 2004).

Segundo Rodal (1992), a proximidade geográfica e as características geomorfológicas são aspectos importantes para compreender as semelhanças florísticas da caatinga, especialmente na divisa entre Pernambuco e Piauí. Desta forma, a área em estudo apresenta uma vegetação de caatinga com porte arbustivo a arbustivo-arbóreo ou raramente arbóreo. Predominam na área espécies como o *Cereus jamacaru* (mandacaru), *Pilocereus gounellei* (xique-xique), *Prosopis* sp. (algaroba), *Ziziphus joazeiro* (juazeiro), *Hymenachne amplexicaulis* (rabo de raposa), *Opuntia* sp. (palma), *Cnidoscolus* sp. (faveleiro), (EMBRAPA 2002).

2.7 A REDE DE DRENAGEM

Dentre as várias funções da água, pode-se destacar o seu papel como agente modelador do relevo da superfície terrestre, controlando a formação e o comportamento mecânico dos mantos de intemperismo e rocha.

Corrêa (1997) destaca que, para a geomorfologia, a importância dos estudos hidrológicos reside em reconhecer, localizar e quantificar o fluxo de água nas encostas, de onde se podem definir os gradientes topográficos e, portanto, o próprio relevo. Para tanto, precisa-se, primeiramente, definir as bases climáticas e geológicas da área em estudo.

Contudo, para Coelho Neto (2001) a bacia de drenagem revela-se como uma unidade conveniente ao entendimento da ação dos processos hidrológicos e geomorfológicos, a partir da definição dos mecanismos erosivo-deposicionais preponderantes, da interação de fatores bióticos, abióticos e antrópicos que compõem o respectivo ambiente de drenagem, levando-se em consideração que alterações na composição desses fatores podem induzir modificações significativas na dinâmica espaço-temporal do trabalho geomorfológico.

2.7.1 As Áreas de Estudo

Brejo da Madre de Deus está contido no sistema hidrográfico da bacia do Rio Capibaribe, abrangendo uma área de 782,6 Km². Por ser o curso fluvial mais importante da área de estudo, apresenta sua direção SW-NE e sua calha encontra-se por vezes interceptadas por linhas de fraturas, com direção em ângulos retos.

No entanto, a maior parte da drenagem na área é constituída por pequenos riachos, sendo os principais o riacho Brejo da Madre de Deus, Tabocas e da Onça, com ramificações irregulares apresentando diversos ângulos em relação ao curso principal. Seus tributários possuem inflexões em ângulos retos evidenciando que as mesmas encontram-se adaptadas às morfoestruturas, com mudanças bruscas de direção.

O riacho da Onça, que drena o distrito de Fazenda Nova, ao longo de seu curso, atravessa terrenos de conformação geológica cristalina, cortando extensos lajeados graníticos que possibilitam a elaboração de importantes reservatórios naturais - as “marmitas de dissolução” - estando estas atualmente parcialmente a totalmente colmatadas, na proximidade das quais se encontra a ocupação e os assentamentos humanos na área (Figura 25). Porém, ainda são mal conhecidos os fatores responsáveis pela formação destas feições, levando-se em consideração sua grande ocorrência em leitos fluviais de ambiente semiárido, onde não se tem mais água disponível para a atual formação das mesmas por ação do turbilhonamento da água sobre zonas de fraqueza da rocha.

Figura 25 - Presença de marmitta em leito rochoso, Fazenda Nova.



No que diz respeito ao município de Afrânio, este encontra-se inserido nos domínios da Bacia Hidrográfica do Pontal que ocupa uma área de 6.015,33 km², correspondendo a 6,12% da área total do Estado de Pernambuco. O mesmo tem a sua nascente no município de Afrânio e percorre aproximadamente 200 km, em caráter intermitente, e apresenta direção predominante no sentido noroeste-sudeste até desembocar na margem esquerda do rio São Francisco, configurando-o como uma drenagem endorréica. Seus canais fluviais são do tipo ramificado, e seu padrão de drenagem é dendrítico, desenvolvida sobre rochas de resistência uniforme, ou em estruturas sedimentares horizontais, sendo classificado como de hierarquia quatro segundo Christofolletti (1980), Horton (1945) e Strahler (1952).

O Riacho do Pontal tem como principais cursos d'água, em sua margem direita, os riachos Caieira, Sítio Novo, Terra Nova e Simão. Em sua margem

esquerda, destacam-se os riachos do Caboclo, Caldeirão, do Dormente, Baixo, do Areial e da Serra Branca. Os principais corpos de acumulação aluvial são a Lagoa do Mato e os açudes Pau Branco, Barra da Melancia, Extrema e o Caveira.

Em ambas as áreas em estudo, os riachos são pouco profundos, de caráter intermitente e até efêmeros, sujeitos às enchentes esporádicas de curta duração, típicas de ambiente semiárido. Por possuírem uma corrente de pouca sinuosidade, predominam em seu canal depósitos arenosos grosseiros e rudáceos formando barras alongadas em direção ao fluxo (*braid bars*), com interrupções bruscas da granodecrescência ascendente.

Segundo MacGowen & Garner (1970 apud MABESOONE 1981), estes depósitos indicam as seguintes características:

1. Pouca estabilidade do canal de escoamento;
2. Canais com cortes transversais amplos, rasos e pouco simétricos;
3. Gradiente moderado;
4. Geometria multilateral dos corpos arenosos;
5. Estruturas sedimentares bastante indistintas, predominando as estruturas de corte e preenchimento em grande escala;
6. Pouco decréscimo da granulação para cima.

A origem do material detrítico arenoso deve-se à fragmentação do quartzo das rochas graníticas pelo intemperismo físico, que pelo escoamento superficial por fluxos não canalizados (fluxo Hortoniano), fica retida nos canais fluviais, enquanto o material fino silto-argiloso é transportado para fora do sistema.

3 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DE LONGO PRAZO: INTERPRETAÇÃO SOBRE A ORIGEM DOS COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS DO PLANALTO DA BORBOREMA

O estudo dos depósitos sedimentares em áreas continentais constitui uma importante ferramenta para o entendimento da evolução cenozoica do relevo de uma região. O aporte de material para as bacias sedimentares é, em parte, controlado pelos processos de erosão das áreas-fontes no interior do continente, intemperizados durante diferentes épocas de mudanças climáticas e/ou atividade tectônica. O conhecimento da história do soerguimento, magmatismo, ativação de falhas, mudanças climáticas, erosão e carreamento de sedimentos para as bacias sedimentares demandam informações geocronológicas para situar a ação destes processos no tempo.

Diversos trabalhos de caracterização geomorfológica a nível regional foram realizados definindo a presença de superfícies de aplainamento distintas. Todos os trabalhos posicionaram as superfícies no tempo baseando-se apenas em critérios topográficos e climáticos.

O estudo das superfícies de aplainamento remete aos momentos iniciais dos estudos geomorfológicos sistematizados. Os processos associados à formação de tais superfícies ainda não são bem conhecidos em bases empíricas, entretanto, suas

formas resultantes foram bem discutidas no Brasil, sobretudo no decorrer das décadas de 1950 e 1960.

Dentre os modelos de elaboração de superfícies de aplainamento, o que teve suas premissas mais aceitas no Brasil foi o da pediplanação (regressão paralela das encostas sem rebaixamento considerável dos divisores e formação de pediplanos), aprimorada por King (1956). De acordo com este modelo, o relevo da região é interpretado a partir da elaboração de superfícies escalonadas, do litoral ao interior, como resposta às “exaltações epirogenéticas” terciárias gerando “knickpoints” prontamente atacados pela erosão remontante, mesmo fora das calhas fluviais.

Desta forma, partindo-se da ideia de superfícies ciclicamente elaboradas, King (op. cit.) passou a indicar a ocorrência de quatro níveis de superfícies geomorfológicas para o setor leste do Brasil: a superfície Gondwana, como a mais antiga desenvolvida antes da abertura do Atlântico; a superfície Post-Gondwana que permaneceria como a superfície mais alta, formando uma zona de terrenos acidentados entre um remanescente da superfície Gondwana; a superfície Sul-Americana esculpida durante um longo período no Terciário inferior, aparecendo frequentemente como chapadas; a superfície Velhas que apresenta remanescentes à semelhança dos inselbergs; e o ciclo de erosão Paraguaçu cujas evidências só aparecem nos sistemas fluviais de menor extensão que atingem diretamente o mar.

O método proposto em linhas gerais por King (1956) foi detalhado e largamente divulgado por Bigarella e colaboradores a partir da década de sessenta, sendo fundamentado no reconhecimento de antigos ciclos de erosão e correlação com unidades litoestratigráficas, os depósitos correlativos, ordenáveis cronologicamente pela posição topográfica relativa, a partir de estudos mais

detalhados em diversas regiões do país. A alternância entre climas semiáridos e úmidos associados a épocas glaciais e interglaciais do hemisfério Norte seria o agente responsável pelo modelado da paisagem. A gênese das superfícies de erosão estaria associada a fases de clima seco, com chuvas concentradas, predominando os processos de degradação lateral das encostas, enquanto nos períodos de clima úmido, as superfícies aplainadas seriam dissecadas pela incisão fluvial, gerando níveis de pedimentos nos vales (BIGARELLA *et al.* 1965, BIGARELLA & MOUSINHO 1965, BIGARELLA *et al.* 1975).

A partir de tais interpretações, a história geomorfológica do Planalto da Borborema foi baseada na elaboração de uma sucessão de aplainamentos escalonados ao longo do Cenozóico, que refletem as diversas fases de reativação da plataforma brasileira, decorrentes da própria dinâmica cíclica do tectonismo vertical episódica das margens continentais passivas. Sendo assim, os remanescentes acima de 1000 metros pertenceriam às superfícies mais antigas do qual restam poucos testemunhos, estando associada à superfície Pós-Gondwana de King, Pd3 de Bigarella ou superfície Borborema da superfície Sulamericana de Mabelsoone & Castro (1975), desenvolvida entre o Albiano e Oligoceno, sendo a mais alta e fortemente dissecada das superfícies, se estendendo pelos topos do Planalto da Borborema.

O nível topográfico intermediário, entre 650 e 900 metros de altitude, corresponderia à superfície Sul-americana de King, Pd2 de Bigarella ou superfície Sulamericana de Mabelsoone & Castro, sendo que este corresponderia a um nível inferior embutido restrito ao interior do planalto, denominado pelos autores como superfície Cariris Velho ou Soledade, desenvolvida no Mioceno.

O nível geral de aplainamento da região, ocorrendo entre 350 e 600 metros de altitude, corresponderia à superfície Sertaneja de Mabesoone & Castro, superfície Velhas de King ou Pd1 de Bigarella. Sua idade foi inferida a partir dos sedimentos da Formação Barreiras, remontando ao Plio-Pleistoceno, caracterizando o mais recente dos aplainamentos consumados na região.

Este nível, entretanto, voltou a ser entalhado no Quaternário a partir dos vales fluviais dando origem a dois níveis de terraços e pedimentos, correspondendo ao ciclo polifásico Paraguaçu, cuja gênese no Nordeste brasileiro está relacionada às repercussões das glaciações quaternárias nas altas e médias latitudes.

Apesar do encadeamento lógico desta abordagem, alguns autores (BUDEL 1977, TWIDALE 1982, THOMAS 1994 apud CORRÊA 2003) refutam as generalizações previstas pelos defensores das superfícies de aplainamento e recuo paralelo das escarpas, como os principais motores da evolução das paisagens tropicais semiáridas.

Recentemente, Moraes Neto & Alkmin (2001) apontaram problemas nestes esquemas interpretativos a partir de análise de evidências concretas de deformações e alçamento tectônico das coberturas sedimentares tardi-terciárias do leste da Borborema. Segundo estes autores, o escalonamento do piemonte que antecede a escarpa do Planalto em níveis de 100, 200 e 250 metros de altitude por si só já sugere a ocorrência de tectônica disjuntiva e reativação recente de antigas falhas paralelas à linha de costa.

Corrêa & Mendes (2002), analisando as cimeiras do Planalto da Borborema, trazem à tona alguns componentes que podem ser tomados não mais como auxiliares, mas como determinantes na gênese dos conjuntos morfológicos regionais, tais como: as diversas fases de intemperismo e a remoção dos mantos de

alteração. Para os autores, as principais evidências contra as especulações que postulam o desenvolvimento de superfícies de erosão regionais encontram-se na cronologia dos eventos erosivos, nos diferentes graus de resistência das litologias ao intemperismo e na posição relativa dos relevos residuais dentro da paisagem.

Outro problema de aplicação do método das superfícies de erosão, segundo Corrêa (2003), é a inadequação de suas escalas espaço-temporais para o estudo das formações superficiais, sobre as quais se estruturam as superfícies contemporâneas da paisagem, sugerindo assim uma impraticabilidade de tal abordagem para os estudos em maior detalhe, pois a cronologia dos eventos denudacionais tradicionalmente atribuída ao Cenozóico pela literatura geomórfica regional ocorre em uma escala de grandeza espaço-temporal totalmente inadequada a um estudo da dinâmica geomorfológica da paisagem baseada nos dados empíricos oriundos da amostragem das coberturas superficiais (sedimentos e mantos de alteração) dos compartimentos de relevo. Assim, para o autor, no caso das cimeiras da Borborema a *etchplanação*, por exemplo, surge como uma alternativa bastante promissora ao entendimento da configuração do relevo a nível regional.

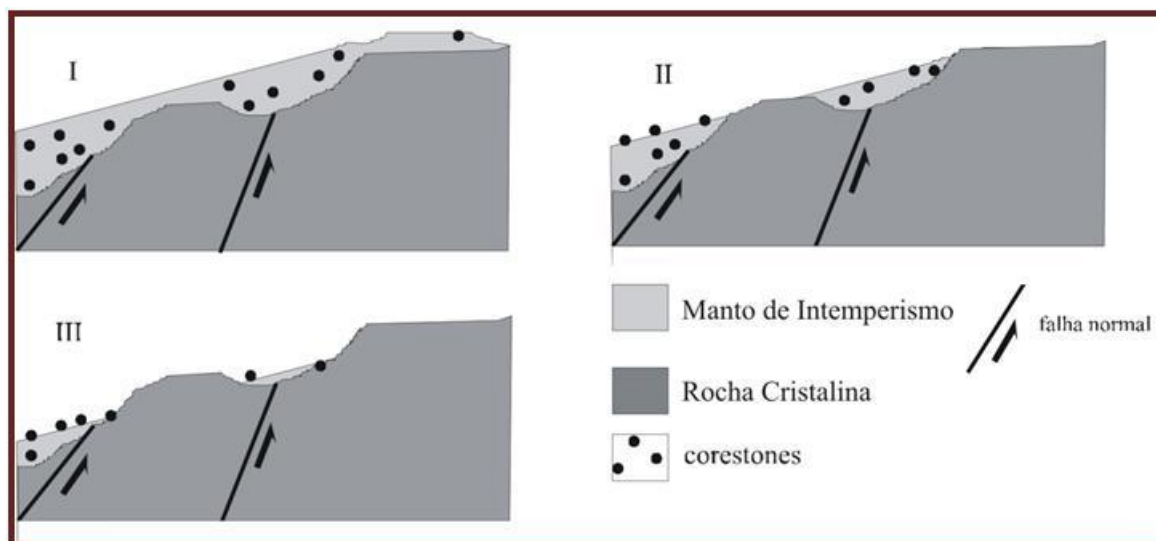
A teoria da *etchplanação* procura destacar o papel do intemperismo e sua associação com a estrutura, a litoestrutura e as variações climáticas no desenvolvimento das formas do relevo - relação processo/forma (VITTE 2001).

Na interpretação de Millot (1983), a pedogênese é o “motor” dos fenômenos de aplainamento do relevo pelos mecanismos de dissolução, hidrólise e lixiviação, muito ativos próximos à superfície, preparando os horizontes superficiais à ação da erosão superficial. Desta forma, quanto ao desenvolvimento dos *etchplains*, Büdel (1982) considerou que estes ocorreriam nos trópicos situados em áreas

tectonicamente estáveis, marcados por uma paisagem profundamente alterada, que posteriormente sofreria a ação de um ciclo erosivo com o saprólito sendo exposto, formando uma planície rochosa. O saprólito apresentaria topografia irregular, estando sujeito a novo ciclo de alteração e de erosão, de maneira que suas irregularidades seriam paulatinamente expostas à superfície, originando *inselbergs*.

Para os defensores da pediplanação, os *inselbergs* representam remanescentes da circundesnudação após longo processo de recuo paralelo das escarpas e formação de pedimentos. Desta forma, os mesmos só poderiam ser encontrados formando divisores em meio às grandes superfícies de erosão. Entretanto, Corrêa (2003) adverte que a origem dos *inselbergs* é complexa e policíclica, ocorrendo sob duas formas na paisagem: na primeira, o intemperismo diferencial de profundidade requer um período de quiescência tectônica e nivelamento do relevo, como bem evidencia as paleosuperfícies. Na segunda, a erosão ocorrendo em $X + 1$ ciclos é consistente com a exposição de zonas compressionais profundas que responderão pelos *inselbergs* propriamente ditos, enquanto as rochas mais fraturadas e frágeis que os envolvem serão por fim removidos resultando em superfícies rebaixadas. Assim, de acordo com essas ideias, Corrêa (op.cit.) lembra que por manutenção indefinida da forma em uma situação de “equilíbrio dinâmico” da paisagem, os *inselbergs* podem ser extremamente jovens, ainda que preservem formas positivas herdadas (Figura 26).

Figura 26 - Desenvolvimento de uma escarpa em degraus e balizamento de *inselberg* pela remoção do manto de intemperismo, após soerguimento tectônico ou rebaixamento do nível da base (modificado de TWIDALE 1982 apud CORRÊA 2003).



Darmuth & Faibridge (1970 apud CORRÊA 2003) chegaram a sugerir uma evolução do relevo do nordeste da América do Sul por etchplanação após o Terciário, dentro do conceito de regime cratônico, submetido à alternância de condições climáticas úmidas e secas, que levariam a períodos de aprofundamento do manto de intemperismo e denudação respectivamente. Os autores consideram que, a alternância de períodos úmidos e secos ao longo do Quaternário propiciou a alternância de formações do manto de alteração, durante os interglaciais, e sua posterior remoção durante as fases glaciais. Assim, as superfícies notavelmente planas do nordeste da América do Sul seriam o resultado da exposição da frente de intemperismo.

A sugestão de que o maciço da Baixa Verde tenha evoluído por etchplanação, foi avaliada por Corrêa (2003) devido à própria fisionomia escalonada de sua paisagem, na qual duas superfícies aplainadas estão separadas por uma escarpa erosiva balizada por *inselbergs* marginais. A cimeira plana encontra-se recoberta

por espesso manto de regolito lateritizado em franco processo de dissecação, todavia não apresenta crostas ferralíticas, ainda que concreções apareçam como fenoclastos nos colúvios que recobrem as vertentes. O entorno semiárido do maciço caracteriza-se pelo domínio dos solos litólicos com recobrimento de pavimentos detríticos de gênese local.

Corrêa (2003), entretanto, concluiu que um esquema de evolução por “aplainamento geoquímico” é ainda pouco viável para as cimeiras em questão, sobretudo quando a elas se sobrepõem as componentes paleoclimáticas e neotectônicas. Contudo, numa escala mais localizada, a própria superfície de cimeira da serra da Baixa Verde, notavelmente plana, assim como outras na mesma cota altimétrica e de morfologia similares, talvez sempre tenha estado acima das coberturas sedimentares paleo-mesozóicas, havendo, portanto, também se desenvolvido como “etchplanos”, ora mais expostos pela erosão, ora mais protegidos por espessos mantos de alteração, quando submetidos a climas mais úmidos.

Dados geocronológicos para perfis lateríticos profundos preservados nos platôs de altas cotas altimétrica da Borborema apresentados por Lima (2008), revelaram que as idades relativamente antigas, $31,4 \pm 1,0$ Ma, mostra que a relação idade X topografia está relacionada a uma soma de fatores, tais como clima, tectônica, tempo, preservação da vegetação, entre outros, no controle da evolução da Borborema.

No entanto, Corrêa et al. (2010) afirma que as evidências estratigráficas das coberturas sedimentares de origem continental remanescentes apontam para uma evolução do Planalto da Borborema como uma antéclice ao longo de todo Fanerozóico, tendo funcionado como área-fonte de sedimentos, pelo menos para as

duas fazes terminais de sedimentação das bacias do Araripe, Potiguar e aulacógeno Tucano-Jatobá. Ainda segundo os autores, os pulsos posteriores de isostasia positiva se refletiram na retomada erosiva, encaixamento e adaptação da drenagem aos *trends* regionais, epigenia e erosão diferencial.

Embora discussões a respeito das características da ciclicidade do relevo e a extrapolação, em área, das superfícies erosivas sejam realizadas, Mabesoone (2000) afirma que a maior parte das paisagens subaéreas são palimpsestos, e que processos prévios e fases de desenvolvimento podem ser identificados sob ou dentro de paisagens agora em exumação. Entretanto, a tentativa de alguns autores em incorporar ou ampliar os dados ou características de uma determinada área, forçando uma escala regional ou global, tende a desconsiderar os detalhes.

Assim, devido às diversas compartimentações entre as superfícies locais existentes no relevo nordestino, a utilização das superfícies geomorfológicas como escala de análise deve ser realizada apenas com o intuito de orientação em grande escala espaço-temporal, voltada para os eventos geomórficos regionais que compreendam todo o Cenozóico, não devendo se basear toda a pesquisa geomorfológica na designação de nomenclaturas de superfícies definidas a priori.

3.2 DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DE CURTO PRAZO: SEDIMENTOS DO QUATERNÁRIO CONTINENTAL COMO INSTRUMENTO PARA RECONSTRUÇÃO AMBIENTAL

Iniciado há aproximadamente 2,5 milhões de anos, o Quaternário é o período caracterizado por alterações climáticas globais que modificaram as taxas de intemperismo e pedogênese, os regimes fluviais, o nível dos oceanos e a distribuição espacial dos seres vivos.

Matéria de intensos estudos nas últimas décadas, tal período tem proporcionado uma nova forma de análise da dinâmica da superfície terrestre (sistema climático e oceânico). Entretanto, o avanço mais significativo alcançado pela paleoclimatologia do Quaternário diz respeito aos ciclos glaciais e interglaciais que surgiu com o estudo de isótopos de oxigênio em testemunhos marinhos (SUGUIO 1999).

Para Salgado-Labouriau (1994) o Quaternário foi um período de grandes oscilações climáticas, com longos intervalos com temperaturas muito baixas - os glaciais - intercalados com períodos mais quentes assemelhando-se ao atual - os interglaciais.

Blum & Törnqvist (2000), atestam ter havido uma periodicidade para ciclos glaciais e interglaciais completos entre o Pleistoceno Médio e o Superior de alta amplitude (100.000 anos), com intervalos menores (cerca de 40.000 anos) que dominaram prioritariamente desde então. Recentemente, os autores estudando testemunhos de gelo e sedimentos de fundo oceânico, mostraram importantes flutuações climáticas em escala de 1000 a 10 000 anos que estão superpostas aos

ciclos de glaciais/interglaciais de 100 000 anos, gerando um intrincado panorama do Último Máximo Glacial e da transição Pleistoceno/Holoceno (FETT JÚNIOR 2005).

Entre as modificações proporcionadas pelas glaciações, as mudanças do nível do mar, estão entre as mais significativas aos aspectos geomorfológicos, por controlar os processos que têm o nível de base como elemento propulsor. O efeito do recuo dos mares em relação aos continentes vincula-se ao aumento da superfície continental e expansão de biomas do interior para essas áreas, como também as espécies litorâneas, como os mangues, se deslocaram em direção ao continente em fases transgressivas.

No que diz respeito aos climas regionais, o aumento da continentalidade propicia clima com índices extremados, invernos mais frios e verões mais quentes, redistribuindo assim os ecossistemas. Entretanto, estas modificações climáticas apresentam diversidades locais, pois mesmo que as glaciações não tenham interferido diretamente na paisagem brasileira, as mesmas influenciaram a temperatura e a intensidade das correntes marítimas, alterando consequentemente as temperaturas no continente e os processos geomorfológicos a elas associados.

No Nordeste do Brasil é possível encontrar registros das mudanças ambientais no Quaternário tardio responsáveis pela elaboração do relevo, evidenciando a existência de ciclos úmidos alternados com fases áridas e semiáridas. Partindo-se dessa premissa, buscar-se-á por uma interpretação dos processos formativos envolvidos na gênese da unidade de relevo escolhida para o estudo aqui apresentado - os depósitos de tanques - procurando entender como tais feições evoluíram ao longo do Pleistoceno Superior/Holoceno e quais implicações ambientais podem ser inferidas a partir dessa avaliação.

Sendo assim, uma síntese a respeito do que tem sido apresentado na literatura disponível a cerca da evolução geomorfológica e sedimentar no Quaternário é proposta de forma que seja possível estabelecer um quadro básico de informações capazes de fundamentar futuras correlações.

3.2.1 Os Ambientes de Deposição Recente

A análise da origem e evolução do relevo através dos depósitos correlativos caracteriza-se como um procedimento metodológico de extrema relevância voltado para a elucidação das evidências associadas aos processos formadores do relevo. Por sua vez, o clima apresenta uma estreita relação com o desencadeamento dos processos morfogenéticos deposicionais, e, por conseguinte constitui elemento fundamental para a compreensão da evolução do modelado durante o Quaternário, seja em virtude do caráter das suas flutuações cíclicas ou de eventos episódicos de máxima magnitude, que envolvem a manifestação de um elevado grau de energia em um curto espaço de tempo (FÁVERA 1984). Assim, os sedimentos depositados durante o Quaternário e seus modelados de acumulação resultantes tornam-se registros dos processos geomórficos que exerceram controle sobre a evolução da paisagem, principalmente nos contextos geotectônicos plataformais da zona tropical, seja sob a forma de notáveis relevos deposicionais ou de uma sequencia de estratos inumados que revele a história evolutiva da paisagem.

Suguio (1999) chama a atenção que os depósitos quaternários possuem relação intrínseca com a topografia atual, sendo imprescindível a distinção entre as superfícies originadas por erosão de rochas mais antigas e aquelas elaboradas pela deposição de sedimentos quaternários.

Para Mabesoone (1983) os modelados de acumulação estariam ligados a uma abordagem sistêmica de modelo processo-resposta, onde os processos seriam definidos pelo tipo de energia que opera o sistema, sendo este regulado pelas características fisiográficas da área. Desta forma, os sedimentos apresentariam as características dos elementos que possibilitaram a sua formação. Contudo, segundo o autor, a geometria do ambiente seria o fator limitante à produção de sedimentos, influenciando o nível de energia disponível e a forma da superfície deposicional.

As respostas aos processos, por sua vez, são as diversas geometrias dos depósitos sedimentares, sua composição e distribuição espacial, que no caso dos depósitos recentes, a superfície contemporânea do terreno pode ser diretamente afetada, como resposta ao sistema deposicional.

Ainda que a litologia dos depósitos possa fornecer a chave para a análise ambiental, Corrêa (2001) recomenda que especial atenção deva ser dada aos parâmetros mineralógicos como a fração argila autógena, no caso dos clastos terrígenos, como um possível indicador ambiental, pois os argilo-minerais podem fornecer informações importantes sobre os ambientes deposicionais, particularmente quando estes são sobrepostos a outros dados substanciais como a área fonte do material de origem, clima, cobertura vegetal e tempo de exposição ao intemperismo.

Desta forma, para o contexto deste trabalho, a discussão se concentrará nos sedimentos recentes do ambiente semiárido do distrito de Fazenda Nova e município de Afrânio, ambos no estado de Pernambuco, como respostas a processos funcionais e pretéritos. Mabesoone (op. cit.) separa estes materiais em duas fácies, ainda que intrinsecamente interconectadas: fácies eluvial e coluvial.

3.2.1.1 A Fácies Eluvial

A fácies eluvial deriva da desintegração e decomposição da rocha-mãe que permanece *in situ* como material residual. Dependendo de sua posição topográfica e grau de exposição eles podem ser prontamente atacados pela erosão, o que torna sua ocorrência restrita na paisagem.

Bigarella (1994) usa o termo elúvio ou saprólito para o material alterado que permanece *in situ*, formando contatos gradacionais com a rocha-mãe. Em algumas áreas, o elúvio constitui a principal estrutura superficial da paisagem recobrando os topos planos de cristas e interflúvios.

Segundo Corrêa (2001), o tipo de energia envolvida no ambiente eluvial é primordialmente químico, como resultado da degradação da rocha-mãe, e o principal fator limitante para o seu desenvolvimento é a ocorrência de transporte intermitente de material, principalmente movimentos de massa.

Os materiais resultantes da eluviação assumem as formas mais diversas, sendo normalmente uma função do tipo de intemperismo e do tempo. Assim, para Corrêa (op.cit.), tais depósitos podem variar sua granulometria de muito finos a grossos e exibir minerais em fases estáveis e instáveis, de acordo com o tipo de alteração e intervalo de tempo que estiveram submetidos a este tipo de alteração.

Os depósitos eluviais são definidos, no campo, por suas relações geométricas. Eles ocorrem normalmente como coberturas delgadas sobre a rocha-mãe e quando são remobilizados encosta abaixo, passam lateralmente a colúvio, o que ocorrerá de acordo com o ângulo da encosta.

Corrêa (2001) acrescenta que o elúvio, situado entre a rocha-mãe e o solo superficial, não é uma massa uniforme, ao contrário, está subdividido em diversas

zonas que não devem ser confundidas com os horizontes pedológicos. O autor ainda chama atenção para o fato de que uma tentativa de definir a estrutura dos perfis de intemperismo é, por natureza, uma tarefa qualitativa, frequentemente influenciada pelo clima ou tipo de rocha, uma vez que a sequência evolutiva mais clara é derivada de rochas graníticas submetidas aos regimes tropicais úmidos, exibindo gradação crescente desde a rocha fresca não alterada aos horizontes pedológicos bem desenvolvidos.

Sendo assim, não existe um modelo simples de intemperismo que possa ser generalizado para todos os contextos. Em um tipo de perfil de alteração pode-se encontrar núcleos rochosos não alterados na forma de blocos com decomposição esferoidal e, em outros perfis, forma-se uma massa alterada separada, por um contato brusco, da rocha fresca, principalmente onde as rochas encontram-se muito fraturadas, como no caso de alguns granitos.

Em relação aos perfis de alteração em rochas graníticas, Ruxton & Berry (1957, 1961 apud BIGARELLA 1994) propuseram as seguintes zonas de alteração observadas em granitos de Hong-Kong:

6. Camada migratória constituída de colúvio coberto por solo agrícola;
5. Zona de argila arenosa ou areia argilosa, muitas vezes subdividida numa camada superior não mosqueada e numa inferior mosqueada atingindo dez metros de espessura;
4. Zona de areia siltica, de cores pálidas, com as estruturas do granito preservadas, incluindo certa quantidade de núcleos rochosos não alterados. A parte superior contém menos de 10% de blocos rochosos, enquanto que a parte inferior contém até 50%, com espessura atingindo 30 metros;

3. Zona constituída por mais de 50% de blocos de rochas ou outros fragmentos de rochas inalteradas, com 8 metros de espessura;
2. Zona de rocha maciça, ligeiramente alterada, com menos de 10% de material detrítico, (Aproximadamente 8 metros de espessura);
1. Rocha fresca.

A superfície basal do intemperismo situa-se na base da zona três, onde a frente de intemperismo encontra-se ativa. A velocidade de intemperismo das rochas tem sido um assunto bastante controvertido entre especialistas. Por parte dos pesquisadores europeus e norte-americanos há uma tendência geral de considerar a velocidade de alteração das rochas como extremamente lenta. Entretanto, no Brasil, vários pesquisadores (BIGARELLA 1994) consideram uma maior velocidade de atuação dos processos de intemperismo químico atuantes na formação do manto de alteração.

3.2.1.2 A Fácies Coluvial

Muito tem sido dito a cerca da definição de colúvio. Entretanto, seguindo a proposta de Corrêa (2001), optou-se por utilizar esta definição para qualquer depósito sedimentar que se acumule ao longo de uma encosta em consequência do transporte gravitacional, a despeito do conteúdo original de água nesses materiais.

Plaisance & Cailleux (1958) definiram colúvio, em sentido genético, como sendo materiais transportados encosta abaixo pela solifluxão e escoamento superficial. Eles destacam que tais depósitos são mal estratificados e, às vezes, não se diferenciam dos regolitos locais, sendo formados em resposta a mudanças na cobertura vegetal ao longo das encostas.

Porém, Mabesoone (1983) expõe que tais depósitos são gerados por energia química e física do intemperismo das rochas tornando-se, em muitos casos, semelhantes à fácies eluvial - delimitados na base pelo embasamento rochoso, mal selecionado e originado de áreas fontes muito próximas. O fato de os sedimentos coluvionares compartilharem das mesmas características da fácies eluvial decorre de os primeiros geralmente derivarem diretamente dos últimos.

Dentro de uma catena ideal, Bigarella (1994) propõe que o colúvio encontra-se recobrando as médias e baixas encostas, com espessura variando de acordo com seu grau de declividade, entrando em contato com os depósitos aluviais no fundo dos vales, recebendo então a denominação colúvio-aluvionar, por torna-se difícil à distinção entre ambas.

No entanto, Thomas (1994 apud CORRÊA 2001) optou por definir colúvio como um termo impreciso que agrupa muitos tipos diferentes de materiais e processos. Ele também reconheceu que apesar de os colúvios serem sempre interpretados como uma consequência de grandes mudanças climáticas regionais para condições mais áridas ou mais úmidas, estes também podem ocorrer como consequência de eventos menores, de alta magnitude, que eventualmente ultrapassem patamares formativos dentro dos sistemas de encostas, sem a necessidade de uma conexão regional mais definida.

Os colúvios têm sido usados como fonte de dados para reconstruir a história geomórfica das paisagens. Segundo Corrêa (2001), evidência para eventos pretéritos pode ser reconhecida pelo desenvolvimento de horizontes incipientes, estratificação ocasional do depósito ou sobrevivência de estruturas sedimentares, separação de depósitos por lentes de materiais de outras origens (Stone-lines) e incorporação de materiais datáveis.

De acordo com Selby (1993 apud CORRÊA 2001), a maior parte das encostas tem uma longa história de desenvolvimento que pode fornecer informações sobre as taxas de mudanças, frequência de eventos geomórficos passados e paleoambientes. A evidência de eventos passados, se preservada, ocorre sob a forma de paleohorizontes e depósitos deixados por esses eventos. A interpretação desse material requer, entretanto, uma compreensão de suas posições numa paisagem antiga.

3.2.1.2.1 Processos formadores de depósitos coluviais

Os movimentos de massa são reconhecidos como os mais importantes processos geomórficos modeladores da superfície terrestre. Estes constituem no deslocamento de materiais encosta abaixo sob influência da gravidade e morfologia das encostas, desencadeados por interferência direta de outros agentes independentes, como a água, reduzindo a resistência das rochas ou solos aos processos de transporte.

Para Suguio (2003), os movimentos de massa são mecanismos de transporte de sedimentos paralelos ao substrato com participação da gravidade. Estes podem apresentar-se sob diversas formas, tanto em relação aos tamanhos e natureza do material, bem como as escalas temporais e espaciais em que se processam os fenômenos.

Os movimentos de massa são de natureza variada. Sua classificação dependerá do material que se move e sua consistência, conteúdo de água envolvido e velocidade do movimento. Desta forma, dentre os diversos tipos de movimentos de massa, Suguio (2003) classifica como queda e deslizamento de rochas como

movimentos de massa que envolve fragmentos rochosos de diversos tamanhos provenientes das encostas por gravidade; fluxo de detritos como um fluxo rápido de massa de detritos de natureza plástica deslizando encosta abaixo; e a corrida de lama apresenta uma variedade de detritos composta primordialmente por partículas finas (silte e argila) com até 30% de água.

Em ambientes semiáridos e subúmidos, os fluxos de detritos constituem a principal forma de movimentos de massa geradores de colúvios. Estes são causados por tempestades de alta magnitude e baixa recorrência, retirando os detritos que se acumulam nas bacias de primeira ordem.

Selby (1994) acrescenta que devido à origem e ao mecanismo de transporte, depósitos de fluxos de detritos são mal selecionados, sem acamamento e possuem diferentes níveis de coerência em função do conteúdo de partículas finas. Os clastos podem encontrar-se orientados na direção do fluxo e possuir uma fábrica suportada por matriz.

Mudanças no teor de umidade dos solos residuais é o resultado da precipitação e estão associadas à maioria dos deslizamentos em ambientes tropicais. A variabilidade da precipitação em ambientes semiáridos e a disponibilidade de material favorecem as condições ideais para o desencadeamento de respostas geomorfológicas distintas.

Corrêa (2001) enfatiza que tempestades convectivas, como as que afetam o semiárido do Nordeste do Brasil no verão e outono, tendem a promover uma resposta rápida e extensa no fator de segurança e baixas profundidades no solo; ao contrário das tempestades ciclônicas (frontais), que produzem uma resposta mais gradual e a região de provável ruptura localiza-se a maior profundidade. Sendo

assim, para o autor, mudanças de padrões sinóticos dentro do Holoceno podem ter gerado um conjunto de diferentes respostas geomorfológicas nas encostas.

A vegetação, além da precipitação, constitui um fator que condiciona o início dos deslizamentos. Sob vegetação densa o escoamento superficial e a infiltração da água no manto de intemperismo são controlados, diminuindo a penetração excessiva da água no subsolo. A perda da vegetação expõe o solo à erosão permitindo, após um episódio chuvoso, a penetração de um excesso de água no solo, favorecendo o relaxamento dos esforços internos através da lubrificação dos planos de cisalhamento, dando início às rupturas translacionais.

Bigarella (2003) chama a atenção para o papel da caulinita no manto de intemperismo. Segundo o autor, este mineral possui um coeficiente de contração reduzida que auxilia o fissuramento do material por dessecação, facilitando a infiltração. De fato, a caulinita possui um limite de liquefação elevado e um coeficiente de plasticidade importante, sendo necessária a presença de muita água para se tornar fluida, assim, mantos de intemperismo bem drenados e quase que inteiramente constituídos de caulinita são pouco favoráveis aos deslizamentos.

Ainda que os fluxos de detritos sejam agentes geomórficos importantes nas encostas, sua deposição é intermitente devido à natureza localizada e episódica de seus processos geradores.

3.2.1.2.2 Colúvios como resposta às mudanças ambientais

A geomorfologia clássica tentou interpretar o desenvolvimento das formações superficiais como testemunho de processos responsáveis pela elaboração do relevo. Estes depósitos foram tratados dentro de uma óptica dos modelos de

evolução cíclica da paisagem em que as modificações do relevo se davam pelas oscilações climáticas entre períodos úmidos e secos, como proposto por Bigarella e Mousinho (1965), Bigarella et al. (1965, 1975) e Castro (1977).

Em linhas gerais, o modelo mencionado admite que os processos que respondem pela geração de colúvios marcam a transição de um período úmido para um seco. A alternância climática substitui a cobertura vegetal densa por uma expansão de formações vegetais mais abertas. O escoamento superficial em lençol gradualmente remove as partículas mais finas (silte e até mesmo areia), expondo as frações mais grossas como depósitos residuais que não puderam ser removidas pela ação pluvial, formando assim os pavimentos detríticos, que são constituídas por fenoclastos e cascalhos. Uma umidificação posterior do clima reativaria os processos pedogenéticos e a dissecação do depósito pela drenagem. O

desencadear de um novo episódio seco possibilitaria a remoção do material intemperizado situado nas encostas que, na ausência da proteção da vegetação, formaria uma nova sequência coluvionar, soterrando o pavimento detrítico, dando origem às linhas de seixos.

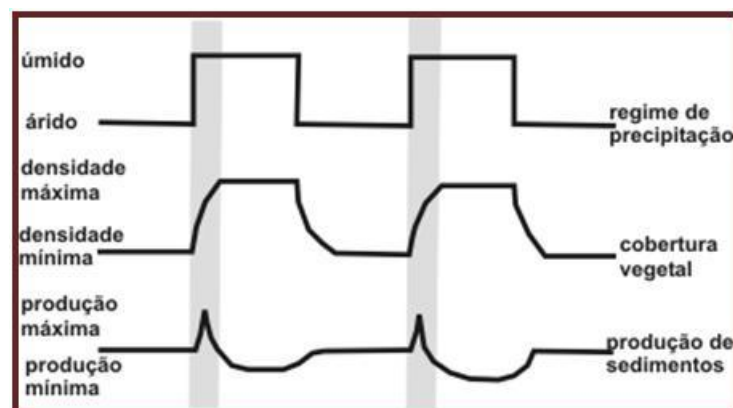
Este paleopavimento foi considerado por Bigarella e Ab'Saber (1964) como horizonte guia, de extensão apreciável em todo o Brasil, de episódios paleoclimáticos, separando os eventos pré-pavimentação daqueles pós-pavimentação ocorridos no limiar Pleistoceno/Holoceno inferior, respectivamente.

No entanto, Corrêa (2001) argumenta que, na maioria das vezes, a estratigrafia coluvionar torna-se muito mais complexa do que o esquema de evolução cíclica das paisagens possa sugerir. Para o autor, ciclos de erosão e deposição não são completos e evidências de atividade nas encostas tornam-se sempre truncadas e incompletas, ao menos no que pode ser inferidos a partir de

registros sedimentares. Sendo assim, ao se tomar tal registro como base de análise, um vasto número de variáveis deve ser levado em consideração a fim de caracterizar e diferenciar os distintos níveis deposicionais e sua formação.

Knox (1972) tentando estabelecer a relação entre escoamento superficial e a produção de sedimento durante e após uma mudança climática, propôs um modelo que sugere que tais mudanças podem ocorrer subitamente, ao invés de uma forma gradativa, como sugerida por vários autores até então. De acordo com sua proposta, um aumento abrupto e permanente da precipitação, como consequência de uma mudança no padrão de circulação regional, provocará erosão nas encostas, até que a vegetação possa desenvolver uma resposta adequada às novas condições climáticas, resultando em um período curto de alta produção de sedimento seguido de um decréscimo (Figura 27).

Figura 27 - Resposta geomórfica e de vegetação a mudanças climáticas abruptas (Knox, 1972).



Schumm (1977 apud CORRÊA 2001) afirma que é incontestavelmente verdadeiro que uma mudança no clima desencadeará um período de instabilidade na paisagem, que produzirá maiores taxas erosiva e de produção de sedimento,

ainda que tais variações de grande escala possam ser difíceis de distinguir dos efeitos dos eventos de alta magnitude e rara recorrência de incidência aleatória.

Sendo assim, Thomas & Thorp (1995) trataram da reconstrução da paisagem quaternária dos trópicos, e afirmaram que a compreensão da dinâmica da paisagem como resposta às mudanças climáticas necessita advir da análise, datação e interpretação dos depósitos aluviais e coluviais, reconhecendo que as mudanças climáticas podem ser abruptas, muitas vezes levando apenas cerca de 10^2 anos para uma paisagem se ajustar de um modo climático para outro, em vez de 10^3 , como se acreditava antes.

Um depósito, em particular, ou compartimento de relevo, pode representar a consequência de um evento geomórfico discreto cobrindo um intervalo de tempo de não mais que 10^2 anos, ou menos, até mesmo 10^{-1} anos, ou seja, dias ou meses. A preservação das formas resultantes na paisagem dependerá dos patamares que os novos eventos formativos terão que exceder a fim de gerar as novas formas (THOMAS & THORP 1995).

A importância dos colúvios como indicadores paleoclimáticos foi exaustivamente analisada em muitos trabalhos. Podem-se resumir as evidências, ao menos para o Nordeste do Brasil, dizendo que provavelmente este tipo de depósito não está se formando sob as condições atuais. Genericamente, os colúvios parecem estar associados a condições de mudanças climáticas no princípio do Holoceno, ou em fases anteriores do Pleistoceno. Contudo, ainda é necessário estabelecer quando e como eles se formam.

3.2.2 As Marmitas de Dissolução e os Estudos Geomorfológicos

Várias são as referências na literatura geológica à cerca das depressões fechadas disseminadas sobre litologias cristalinas. Alguns autores classificam as depressões conforme a sua ocorrência em superfície: *weathering pans*, *rock basing*, *rock roles*, *granite pits*, para superfícies horizontais; *armchair hollow*, para superfícies inclinadas; e *tafone*, para superfícies verticais (TWIDALE 1982; VIDAL ROMANÍ & TWIDALE 1998, BIGARELLA 1994). Entretanto, em distintas partes do mundo, tais feições são denominadas como *gnammas*, na literatura australiana; *tanques e vasques rocheuses*, na França; *pías, pilas e pilacones*, na Espanha; *caldeirões, poços, marmitas e oriçangas*, no Brasil (VIDAL ROMANÍ & TWIDALE, op.cit).

Embora tais feições sejam comumente referidas na literatura regional como “cacimbas” (ROLIM 1974), estas serão tratadas neste estudo como “marmitas de dissolução”, do termo inglês “weathering pits”, que devido a grande aceitação internacional, sobrepõem-se a todos os termos regionalistas até o momento atribuído a tais formas.

Apesar das marmitas serem consideradas como feições comuns e exclusivas de regiões áridas e semiáridas (CAMPBELL 1997, GUTIÉRREZ 2005, VIDAL ROMANÍ & RODRIGUES 2007, NETOFF & CHAN 2009), estas feições desenvolveram-se em diversos contextos climáticos do mundo, ainda que, em regiões glaciares, os estudos das marmitas estejam voltados ao entendimento de sua formação. Entretanto, no interior semiárido do Nordeste brasileiro as marmitas têm servido como fontes de dados para a reconstrução geomórfica recente da paisagem, a

partir do reconhecimento de eventos pretéritos encontrados no registro sedimentar que as preenchem.

3.2.2.1 Processos de Origem e Evolução das Microformas Graníticas: As Marmitas de Dissolução

As rochas alteram-se e são erodidas em velocidades diferentes. As rochas ígneas sofrem uma ação muito lenta das intempéries, principalmente em ambientes áridos e semiáridos, onde a alteração destas ocorre devido à ampla variação diária e sazonal da temperatura e umidade.

As marmitas são depressões escavadas na rocha fresca, que devido a controles estruturais, podem apresentar contornos irregulares. Tipicamente descritas em granitos, por muito tempo sua origem foi atribuída à ação humana, associada a cerimônias druídicas (WORTH 1953). Entretanto, uma procedência antropogênica para tais formas foram descartadas, tendo em vista que um desenvolvimento a partir do ataque da umidade em áreas de fraqueza litoestrutural foi apresentado por diversos autores como a explicação mais plausível para origem das marmitas.

Christofolletti (1981), tratando de formas topográficas erosivas em leitos rochosos, atribuiu a origem das marmitas a depressões escavadas pela abrasão giratória de seixos ou blocos, rotacionados pela energia da água corrente. Bigarella (1994), entretanto, definiu as “panelas de dissolução” como uma feição de

intemperismo de pequeno porte que se desenvolve por coalescência lateral dos alvéolos².

Evidências colhidas em literatura especializada (TWIDALE 1982, CAMPBELL 1997, VIDAL ROMANÍ & TWIDALE 1998, VIDAL ROMANÍ & RODRIGUEZ 2007) apresentam os processos tectônicos como um fator importante na formação das marmitas. A deformação de blocos falhados produziria movimentos tectônicos diferenciados que alteraria o grau de resistência litológica. Esta diferenciação estrutural e litológica, ocorrendo por longos períodos, originaria em subsuperfície a alteração geoquímica da rocha, com formação do *front* de intemperismo. Sendo assim, as características estruturais e geoquímicas das rochas determinariam o grau e intensidade da alteração, produzindo a formação das marmitas de dissolução.

Segundo Vidal Romaní & Twidale (1998), os fatores tectônicos explicariam os casos de alinhamento das marmitas ao longo das fraturas, assim como a associação imediata destas em ambos os planos de fratura, muito frequentes nos maciços graníticos diaclasados e deformados. Ainda segundo os autores, nas pequenas marmitas assim formadas, a acumulação periódica de água, após a sua exposição em superfície a partir dos ciclos erosivos, atuaria na alteração dos silicatos, principalmente micas e feldspatos, dando forma às marmitas.

Estudos recentes realizados por Shakesby *et al.* (2006) apresentam outro fator que pode influenciar a localização e início de formação das marmitas, a concentração de tensões em determinados pontos do maciço rochoso. Para os autores, as marmitas podem ser formadas a partir de processo de alteração de um maciço rochoso segundo seu sistema ortogonal de descontinuidade. Trata-se de

² De acordo com Bigarella (1994), os alvéolos caracterizam-se por pequenas reentrâncias de poucos milímetros a alguns centímetros de diâmetros e profundidade, relacionada à ação solvente das águas paradas.

trocas no sistema de apoio entre blocos graníticos separados por descontinuidades estruturais, que permite a circulação da água, favorecendo assim a alteração da rocha.

Entretanto, este processo de alteração não é homogêneo e ocorre em diferentes pontos do plano de descontinuidade. Dessa maneira, o peso, que inicialmente encontrava-se distribuído ao longo de toda superfície dos blocos, se concentrará nos pontos onde há contato entre a rocha sã, uma vez que o módulo de compressibilidade da rocha não alterada e do regolito são diferentes. A consequência imediata deste processo será uma distorção na estrutura mineral da rocha tornando-o mais susceptível ao intemperismo e a formação das marmitas de dissolução.

A fim de corroborar o pressuposto de desenvolvimento das marmitas a partir da concentração de tensões em maciços graníticos, Vieira (2008) mediu a resistência de rochas granitoides na Serra de Montemuro em Portugal. Tal estudo revelou que os afloramentos graníticos com ausência de marmitas correspondiam às superfícies mais elevadas e atingiram o valor de R^3 (ressalto de massa) superiores a 55, o que reflete uma superfície rochosa maciça, coesa e mais resistente às ações físicas e químicas de intemperismo. Por outro lado, os afloramentos graníticos com desenvolvimento de marmitas apresentaram valores claramente inferiores de R, em torno de 45, o que conjectura uma fragilidade superior dos afloramentos face aos processos que atuam sobre estas para a sua alteração.

³ Segundo Vieira (2008), os valores obtidos correspondem ao valor de ressalto da massa, que se traduzem pelo valor R (“rebound values” - “R-values”). A análise destes valores compreende o cálculo da média dos valores de resistência obtidos pelo esclerómetro Schmidt Hammer.

A partir do mapeamento da ocorrência de marmitas em Fazenda Nova e análise morfométrica da rede de drenagem, Silva *et.al.* (2009) observaram que as marmitas encontram-se inseridos em áreas de média e alta densidade de drenagem, índice que reflete o alto volume do escoamento superficial atual, após a remoção de qualquer manto de alteração em suas proximidades.

Sendo assim, os autores sugerem que as marmitas que se encontram nas áreas de alta densidade de drenagem são aqueles inseridos próximos aos plainos aluviais, indicando que, provavelmente, estes sempre possuíram uma alta densidade de drenagem capaz de erodir o leito rochoso dando origem às depressões, como tratado por Souza (2008) nos estudos de paleosuperfície, e a atual ineficácia de erosão da drenagem reflete a cobertura superficial existente associada à baixa atividade pluviométrica do atual clima semiárido; ao contrário das marmitas encontradas em inselbergs, que tiveram sua evolução condicionada por erosão diferencial através do ataque da umidade nas zonas de fraqueza litoestrutural, explicando assim sua ocorrência em áreas de média densidade de drenagem.

Embora a origem e formação das marmitas de dissolução seja um tema bastante debatido, uma tentativa de definir o tempo de evolução das marmitas é por natureza uma tarefa complexa, já que os processos externos e internos sofridos pela rocha onde as mesmas são esculpidas torna-se um fator limitante à obtenção de uma idade precisa para a sua formação (PARSONS *et.al.* 2005); embora vários estudos sugiram uma evolução rápida dessas feições em cerca de centenas a milhares de anos no nordeste brasileiro (ROLIM 1974, PAULA-COUTO 1980). Entretanto, pesquisas realizadas por Silva (2008) e Oliveira et al. (2009), tendo por base as datações da megafauna pleistocênica preservadas no interior das marmitas

de dissolução no sertão nordestino, apontam para uma origem de tais feições anterior aos últimos 100 Ka.

Em ambiente periglacial, uma formação recente para as marmitas foi constatada por Domínguez-Villar (2006). Datações realizadas em depósitos de morainas em Torres del Paine, Patagonia Meridional, onde as marmitas foram encontradas, indicam que o desenvolvimento destas feições foram iniciadas a aproximadamente 0,6 Ka a 1,25 Ka, seguindo a cronologia glacial para a área.

Apesar de, em algumas regiões, os fatores climáticos exercerem controle para o desenvolvimento das marmitas, Twidale (1982) assegura que a composição e estrutura da rocha influenciarão diretamente em sua taxa de evolução e diferenciação de formas.

Após a sua exposição em superfície, às marmitas podem evoluir para diferentes tipos morfológicos. Algumas são fortemente influenciadas por descontinuidades, possuindo contornos angulares ou resultando da coalescência de duas ou mais formas individuais. As marmitas variam entre circulares, ovais, elípticas e ocelares, normalmente são rasas e apresentam fundo chato, entretanto, Gutiérrez (2005), classificam estas feições segundo sua seção transversal em:

1. Marmita com borda suave: São menos profundas e possuem fundo plano (Figura 28/A). São circulares, elípticas ou poligonais, com contornos suaves e regulares. Habitualmente não possuem exutório definido e o transbordamento da água se produz ao longo de todo o contorno da cavidade. Em alguns casos, este tipo de marmita encontra-se unidas a outros por canais ou ranhuras formando parte de uma incipiente rede de drenagem.

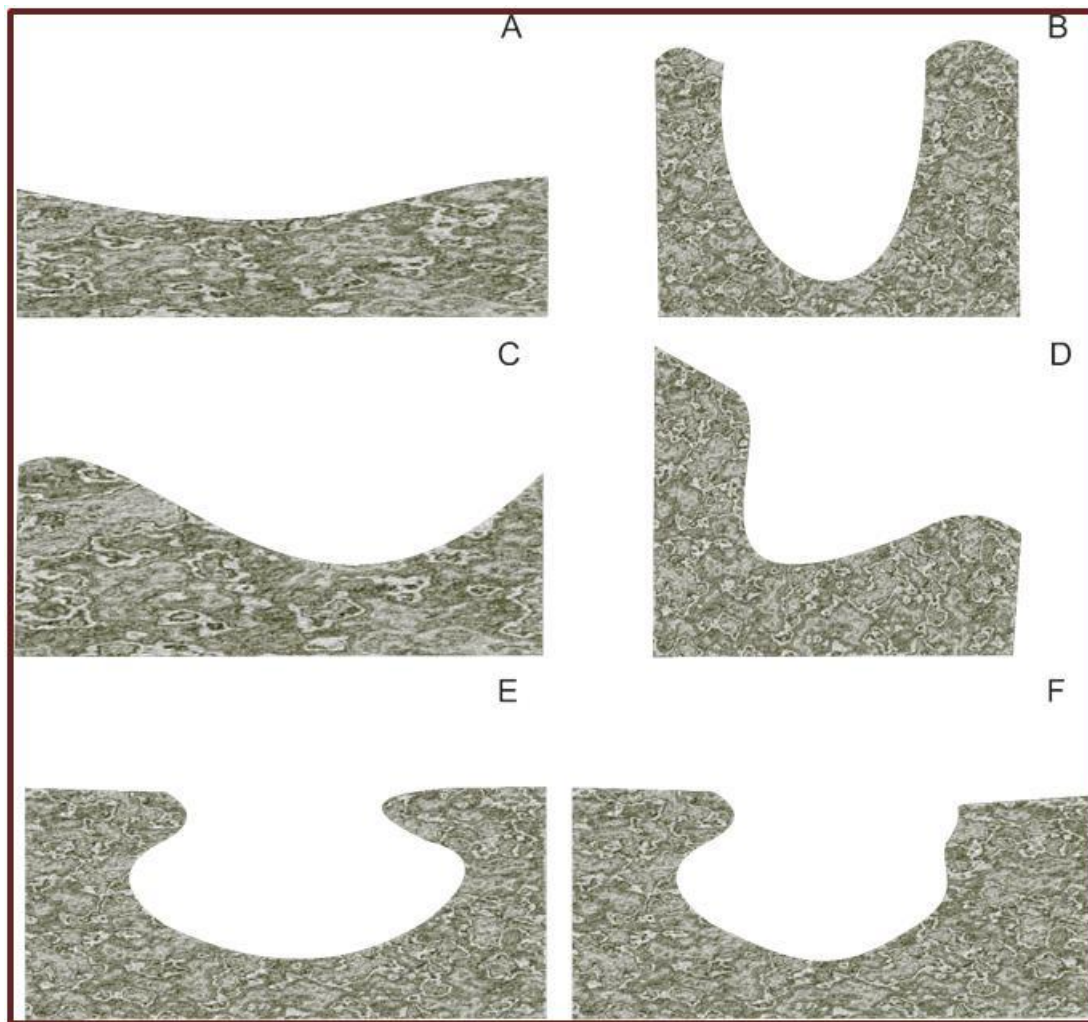
2. Marmita com morfologia em caldeirão ou poço: Sua forma varia, embora geralmente apresentem morfologia circular com uma seção transversal retangular (Figura 28/B). Em alguns casos, suas extremidades cilíndricas produz descamação quebrando uma de suas bordas permitindo, eventualmente, a drenagem da marmita. A morfologia cilíndrica de suas paredes sugere que sua formação ocorreu a partir da ação do turbilhonamento da água em momentos de fortes precipitações. Geralmente esse tipo de marmita encontra-se preenchida por sedimentos, de modo que sua morfologia só é perceptível após a remoção do seu material de preenchimento.

3. Marmita de fundo côncavo ou panela: São seções hemisféricas, e se desenvolvem em superfícies suavemente inclinadas (Figura 28/C). Em muitos casos não possuem exutório definido, entretanto, quando este existe, exibe uma morfologia estreita.

4. Marmita em poltrona: Desenvolvida em superfícies suavemente inclinadas (20° - 30°), possui uma seção transversal assimétrica segundo a linha máxima da encosta (Figura 28/D). A parede superior da marmita possui maior altura em relação à parede inferior, onde se encontra o exutório. A sua origem deve-se ao intemperismo diferencial ao longo de intersecção ao longo de planos de fraqueza da rocha.

5. Marmita de bordas suspensas e assimétricas: Se desenvolve em superfícies rebaixadas, apresentando fundo côncavo. Com o aumento progressivo da profundidade, as paredes da marmita apresentam uma ação corrosiva de solapamento, devido à permanência de água no seu interior, fazendo com que a reação química atue lateralmente para o interior da depressão, originando bordas suspensas (Figura 28/E e F).

Figura 28 - Classificação das marmitas de dissolução segundo a seção transversal. A) Marmita com borda suave; B) Marmita com morfologia em caldeirão ou poço; C) Marmita de fundo côncavo ou panela; D) Marmita em poltrona; E) Marmita com bordas suspensas; F) Marmita com bordas assimétricas. Modificado de Gutiérrez (2005).



Todas as formas descritas variam em tamanho, possuindo diâmetro superior à profundidade, evidenciando a ocorrência de zonas de intercessão de linhas de fraturas verticais com planos das juntas de alívio de pressão subparalelos à superfície do terreno, o que facilitou a penetração horizontal da água, favorecendo o crescimento lateral da marmita em detrimento de sua profundidade.

3.2.2.2 As Marmitas de Dissolução e a Sedimentação Recente em Ambiente Semiárido

No interior semiárido do Nordeste brasileiro, a ocorrência de sedimentos recentes encontra-se espacialmente limitada às áreas de maior umidade, brejos de altitude, no caso dos sedimentos de encostas, ou plainos aluviais das drenagens mais importantes - sedimentos aluvionares. No entanto, uma série de pequenas depressões, notavelmente em área de exposição do embasamento cristalino, serviu, no passado, como áreas de estocagem de sedimentos, provavelmente associadas a contextos de drenagens não mais funcionais sob o clima atual. Tratam-se de formas localizadas de dissolução, a moda de “marmitas” ou “swirl-pools”, semelhantes às encontradas contemporaneamente em áreas de drenagem ativa sob leito rochoso.

Em diversos contextos semiáridos do mundo as bacias fechadas, sejam essas verdadeiramente lacustres, ou apenas áreas de topografia deprimida e drenagem impedida, têm sido usadas como fonte para a reconstrução paleoambiental recente da paisagem.

Na Jordânia, Higgitt & Allison (1999a, 1999b) usaram diversos métodos sedimentológicos e de datação absoluta pra investigar as “Qas”, pequenas depressões circulares encontradas no planalto basáltico de Badia, totalmente ou parcialmente preenchidas por sedimentos quaternários, mas aparentemente desvinculadas da incipiente drenagem contemporânea.

Martin (1996) alerta para a importância de escavações realizadas nas marmitas do semiárido nordestino, uma vez que os sedimentos ali encontrados contêm, muitas vezes, fósseis articulados de megafauna pleistocênica e evidências

de presença humana na região, sendo de grande importância para a arqueologia pré-histórica do Nordeste.

Sendo assim, Corrêa & Silva (2005) estudando os depósitos das marmitas em Conceição das Crioulas, verificaram predominância de fluxos de alta energia característicos dos ambientes de encostas e pedimentos transicionais do semiárido nordestino como sistema de transporte dos sedimentos que preenchem as marmitas daquela área. Apesar da falta de datação dos sedimentos na área, os autores, através da análise morfoestratigráfica do depósito, assinalam para uma maior atividade geomorfológica nas encostas em períodos recentes com posterior estocagem do material em pequenas bacias fechadas, associadas a um padrão fluvial radial centrípeto sob regime marcadamente torrencial e sazonal, assim refutando a hipótese de que as depressões ali houvessem evoluído como um sistema lacustre típico.

Silva (2008) estudando acumulações fossilíferas em marmitas no município de Maravilhas, em Alagoas, atesta que o preenchimento das depressões existentes no embasamento cristalino da área estudada envolve mecanismos de deposição colúvio-aluvionares, possivelmente do fim do Pleistoceno, onde o clima já se apresentava quente, porém ainda ligeiramente úmido, em antecipação para a atual fase quente e seca.

Entretanto, datações realizadas por Silva (2009) para depósitos fossilíferos em marmitas de dissolução no município de Afrânio, Pernambuco, demonstrou que sedimentos coluvionares com idades entre 18,5 Ka e 11,3 Ka depositados durante o Último Máximo Glacial e a transição Pleistoceno-Holoceno, respectivamente, refuta a assertiva de Silva (2008) de uma mudanças no clima quente para mais úmido no semiárido nordestino no final do Pleistoceno.

Desta forma, essas evidências geomorfológicas constituíram no passado “loci” deposicionais para fluxos de materiais não mais ativos nas paisagens semiáridas e áridas atuais e, portanto, guardam informações imprescindíveis para a reconstrução da dinâmica geomorfológica recente dos espaços semiáridos o que, em última instância, permite uma melhor compreensão da atuação dos sistemas de superfície terrestre neste domínio de paisagens brasileiras.

3.2.3 A Abordagem Morfoestratigráfica e a Reconstrução Ambiental

A análise geomorfológica dos ambientes atuais constitui a base para a compreensão da sequência evolutiva da paisagem no passado geológico recente. Sendo assim, um aspecto essencial para tal entendimento está na associação do registro estratigráfico aos estudos geomorfológicos como instrumento material para a interpretação da evolução da paisagem.

A análise estratigráfica de depósitos quaternários, por sua vez, deve considerar os diferentes padrões de organização das paisagens, já que estes ocorrem distribuídos irregularmente sobre as múltiplas formas de relevo. Desta forma, a abordagem morfoestratigráfica visa correlacionar o estudo das formas à temporalidade e características intrínsecas dos materiais estruturadores da paisagem.

Sobre morfoestratigrafia, Suguio (1999) afirma que esta é de vital importância para a reconstituição da história da evolução geomorfológica de uma área, onde possam ser identificadas as superfícies e seus materiais, estabelecendo dessa forma a relação de antiguidade entre as unidades e sua correlação com áreas mais amplas.

Este conceito teve sua origem com Frye & Willman (1962) quando definiram as unidades morfoestratigráficas como compreendendo corpos litológicos identificados, basicamente, através das formas de relevo a eles associadas, podendo ou não ser distintos litologicamente das unidades contíguas, subordinando assim, a estratigrafia às formas de relevo.

Em estudos mais recentes, Meis & Moura (1984) através da análise comparada entre a geometria das formas superficiais e dos corpos que constituem a sua estrutura superficial, sugeriram a restrição do conceito às condições nas quais seja possível detectar, com base na lito ou na aloestratigrafia⁴, uma relação genética direta entre o depósito e a forma topográfica tornando possível o estabelecimento de relações morfoestratigráficas menos abrangentes e mais coerentes com o significado estratigráfico dos depósitos.

Dentro de um contexto geomorfológico, as feições de rampas de colúvio e terraços fluviais de acumulação surgem como importante significado morfoestratigráfico (MOURA 2003), sendo formas topográficas associadas à deposição vinculadas a uma dinâmica complexa que possibilita a reconstituição dos processos que contribuíram para a evolução da paisagem.

Esta abordagem tem sido largamente utilizada para os setores planálticos do Sudeste e Sul do Brasil. Moura & Meis (1986), utilizando-se de características sedimentológicas associadas ao mapeamento geomorfológico da região de Bananal - São Paulo, constataram que durante o Pleistoceno a atuação dos processos nas encostas foi bastante significativa, com remoção dos mantos de intemperismo e

⁴ O Código Estratigráfico Norte-Americano (N.A.C.S.N. 1983 apud MOURA 2003) define aloestratigrafia como sendo corpos sedimentares estratiformes, mapeáveis, definido pelo reconhecimento de descontinuidades limites, distinguindo diferentes depósitos de litologia similar, superposto, contíguos ou separados geograficamente. Estes ainda podem envolver grandes variações fasciológicas verticais e/ou horizontais internas.

consequente formação de rampas coluviais, sendo estas feições posteriormente retrabalhadas no Holoceno refletindo frequentes inversões de relevo dentro dos “complexos de rampas”.

Do mesmo modo, Camargo Filho & Bigarella (1998) empregando parâmetros sedimentológicos tradicionais na distinção dos processos envolvidos na deposição de colúvios no vale do rio Bananas - Paraná verificaram que os processos responsáveis pela evolução geomorfológica em área de encostas e dos vales fluviais assemelhavam-se àqueles já documentados por Moura & Meis (op. cit.), fornecendo, assim, um quadro da evolução quaternária das regiões estudadas com base na definição de unidades morfoestratigráficas.

Moura & Mello (1991) adotando critérios aloestratigráficos de classificação associado a mapeamento geomorfológico de detalhe para a Região de Bananal (SP/RJ), destacaram a presença de descontinuidades estratigráficas de significado regional, associadas a discordâncias erosivas e paleossolos. Segundo os autores, a compartimentação do registro sedimentar documenta uma sucessão de eventos de instabilidade e estabilidade dentro da evolução neoquaternária da paisagem, representada por diferentes registros sedimentares coluviais e aluviais superpostos e litologicamente bastante similares.

O Pleistoceno na região estaria representado por depósitos coluviais subdivididos em duas unidades aloestratigráficas: Aloformação Santa Vitória e Aloformação Rio do Bananal, reunindo colúvios argilo-arenosos, intercalados com níveis de cascalhos, cujo topo seria delimitado por um perfil de solo intermediário entre podizólico e latossolo, onde o paleohorizonte A foi datado em cerca de 9.800 anos A.P.

A sedimentação holocênica, ainda segundo Moura & Mello (op. cit.), teria se iniciado com depósitos argilosos, orgânicos, de origem flúvio-lacustre, reunidos sob a denominação de Aloformação Rio das Três Barras, datados em aproximadamente 9.500 anos A.P., sendo esta o primeiro registro da evolução sedimentar durante o Holoceno.

Modenesi & Melhem (1992) aplicando a abordagem morfoestratigráfica associada a estudos palinológicos para o planalto de Campos do Jordão averiguaram que a evolução das vertentes durante o Pleistoceno é documentada por três gerações de anfiteatros de erosão, refletindo uma sequência de importantes movimentos de massa relacionados a fases de incisão de caráter tectônico e prováveis flutuações climáticas na transição para climas mais secos contemporâneos das duas últimas glaciações do hemisfério norte. Já no Holoceno, os processos com menor ação erosiva teriam depositado os colúvios das vertentes, evidenciando diminuição do ritmo de soerguimento do planalto e da intensidade das flutuações do clima de montanha. Ainda para as autoras, o acentuado contraste ambiental criado pelo aparecimento dos anfiteatros teria condicionado a distribuição da vegetação e a organização do mosaico mata-campo.

Modenesi & Toledo (1996) aplicando a mesma abordagem para o Planalto de Itatiaia constataram que setores inferiores das vertentes do vale do Ribeirão das Flores e alvéolos menores, depósitos de talus suspensos e duas gerações de colúvios testemunhariam fases de intensificação da erosão nas vertentes. O resgate paleoecológico inferido pelas autoras refere-se a eventos de climas úmidos e talvez mais quentes que favoreceram a alteração do regolito, passando a uma fase de intensificação ou concentração das chuvas, capaz de explicar o desencadeamento de corridas de lama que depositaram a primeira geração de colúvios (CI). Nos

últimos 8.000 anos, condições úmidas, mas com menores oscilações de temperatura e fases de intensificação dos processos de gelifração, teriam sido responsáveis pela deposição dos materiais finos e cascalhosos da segunda formação de colúvios (CII).

Corrêa et al. (2004) aplicando a abordagem morfoestratigráfica visando desenvolver comparações entre os modelos qualitativos de evolução geomorfológica dos modelados deposicionais situados sobre as superfícies elevadas do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil, e seus congêneres em setores do Planalto Atlântico (Serra da Mantiqueira) no Sudeste do país, constataram a ocorrência de um retardo do sistema climático em responder ao aumento da umidade pós-glacial no Nordeste do Brasil, com a sedimentação basal dos colúvios ocorrendo entre 8,5 e 10 Ka AP, enquanto no Sudeste esta sedimentação corresponde ao intervalo de 10 a 12 Ka. No Nordeste a sedimentação atinge um máximo no Holoceno superior a médio, por volta dos 6 a 7Ka AP, o que coincide com o máximo pluvial na região, havendo um termo brusco no Holoceno médio por volta dos 5 ka AP, com a estabilização da circulação atmosférica contemporânea (Célula de Walker). Enquanto isso no Sudeste a retomada da umidade dentro do Holoceno superior - condições úmidas penecontemporâneas - desencadeia episódios de sedimentação nas encostas que se confundirão com aqueles advindos da intensa antropização da paisagem já no período histórico atual - mudanças de uso da terra e oscilações climáticas decenais.

Considerando-se que as sequências deposicionais constituem o único registro material preservado que explica a história evolutiva da paisagem, a associação entre forma e depósito tem-se mostrado como um instrumento imprescindível à interpretação da dinâmica ambiental, representando o elo que une os processos

ocorridos no passado e que ocorrem no presente dentro do contexto evolutivo da paisagem geomorfológica.

3.2.3.1 Enfoques associadas à Morfoestratigrafia na Reconstrução Ambiental

O objetivo desta seção é avaliar técnicas de reconstrução da dinâmica ambiental com enfoque nas marmitas de dissolução. Embora a área aparente estar relativamente estável sob as condições semiáridas contemporâneas, os depósitos que preenchem as marmitas comprovam a existência de um período de maior atividade nas encostas no passado recente.

Para estudos paleoecológicos a questão do tempo assume um papel crucial na análise tendo em vista que os processos contemporâneos não são os mesmos que produziram os depósitos reliquiais. Portanto, neste capítulo buscar-se-á entender como tais depósitos podem fornecer informações acerca dos modos de deposição pretéritos e dos paleoambientes.

3.2.3.1.1 Fitólitos e seu significado ambiental

Nos estudos de reconstrução ambiental, o entendimento dos processos que causam as diferentes distribuições de corpos silicosos no solo é essencial para a interpretação dos fatores ambientais responsáveis por sua estabilidade, deposição de sedimentos, formação de paleossolos e análise de sítios arqueológicos.

Os fitólitos, ou opala biogênica e/ou silicofitólitos, são corpos de sílica amorfa ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) produzidos pelas plantas ao longo dos seus ciclos vegetativos, e possuem dimensões semelhantes às da fração areia muito fina e silte do solo

(CARTER 2002). As principais acumuladoras sílica e produtoras de fitólitos são as Poaceae, mas outras famílias de monocotiledôneas e algumas dicotiledôneas também acumulam quantidades expressivas de sílica (RUNGE 1999).

Embora suscetíveis à dissolução em condições de pH extremo, sob condições normais os fitólitos podem permanecer por longos períodos de tempo no solo, fornecendo informações sobre subfamílias de poaceae que neles cresceram.

Por serem as formas e ornamentações da sílica biogênica taxonomicamente únicas (CARTER op.cit.), possibilita que corpos silicosos de solos e sedimentos sejam usados na reconstituição de paleovegetação e paleoclimas. Além disso, os corpos silicosos podem ser usados na determinação da idade de camadas de sedimentos ou horizontes de solos, pois o carbono ocluso neles é preservado, principalmente em ambientes redutores (COSTA et al. 2010).

Entretanto, Hwang et al. (2012) chama a atenção para o fato de que estudos para interpretações paleoambientais e climáticos, a partir da interpretação da assembleia fitolítica, devem ser realizados levando-se em consideração a limitação do método, pois os fitólitos refletem fatores vegetais e climáticos locais ao invés de um padrão regional do clima no Pleistoceno/Holoceno.

Embora, algumas pesquisas tenha associado assembleia fitolítica à pólenes na reconstrução da paleovegetação do Quaternário, a diferença entre os processos de formação, transporte e sedimentação destes taxas precisam ser considerados para uma melhor compreensão e corroboração dos dados apresentados.

Carter (2002) analisando assembleia fitolítica do lago Poukawa na Nova Zelândia, constatou mudanças nos padrões de vegetação causadas pelas oscilações no clima durante a penúltima glaciação do Pleistoceno. A significativa quantidade de fitólitos representados pela vegetação C₄ na sedimentação do lago sugere a

ocorrência de uma flora glacial, corroborando os estudos polínicos de Okunda et al. (2002) para a área, apesar do principal componente fitolíticos do lago esteja representado pela vegetação C₃, indicando mudança de um clima glacial seco para mais úmido entre 83.000 e 67.000 anos AP.

Embora fitólitos e pólenes pertençam a taxas diferentes, o autor apresenta coerência entre ambos os resultados, sendo os pólenes derivados da vegetação das colinas e áreas secas nas proximidades do lago, enquanto os fitólitos são decorridos da vegetação do entorno das margens úmidas e pantanosos do lago, o que explicaria o padrão inverso da análise polínica do lago.

No Brasil, poucas pesquisas têm sido realizadas quanto às investigações referente à identificação de corpos silicosos em solos e sedimentos para fins de interpretação da gênese do solo e reconstrução dos cenários paleoambientais.

Alexandre & Meunier (1999) estudaram a assembleia de fitólitos em latossolos do limite da floresta úmida e cerrado no município de Salitre (MG) e constatarem uma fase de expansão da vegetação de savana entre 5.500 e 4.500 anos AP, associado a clima mais seco no Holoceno médio, enquanto dois períodos representados por comunidades arbóreo foram desenvolvidos entre 4.000 e 3.000 anos AP e a associação cerrado/floresta ocorrendo entre ~970 anos AP. Segundo os autores, essa tendência teria sido interrompido a partir de 970 ± 60 anos AP com a ocorrência de uma fase seca atual.

Calegari (2008) constatou nos latossolos do cerrado de Salinas (MG) que a assembleia fitolítica era característica de mistura de plantas C₃ e C₄, sendo maior a contribuição de plantas C₃, caracterizando uma vegetação aberta evidenciando mudança da vegetação e das condições de umidade ao longo do Holoceno na área. A ocorrência elevada de fitólitos de palmeiras e de poaceae com cores amareladas

seriam indícios da ocorrência de paleoincêndios em torno de 6.000 e 4.000 anos AP, corroborando os estudos de Alexandre & Meunier (op.cit.) quanto à ocorrência de climas mais secos na região Sudeste no Holoceno médio.

Coe & Carvalho (2010) utilizaram silicofitólitos como indicador de mudanças na vegetação da região de Cabo Frio (RJ) e constataram que há 13.000 anos AP, limiar Pleistoceno/Holoceno, o clima era mais seco com vegetação menos arbóreo, com o período de maior densidade arbóreo ocorrendo entre 4.500 anos AP. Desta forma, o enclave climático da região de Cabo Frio, segundo os autores, deve existir desde o Holoceno inferior, com períodos relativamente úmidos, mas sempre com características mais áridas que o restante do litoral sudeste brasileiro.

Costa et al. (2010), a partir da identificação de corpos silicosos em solos oriundos de diferentes ecossistemas terrestres, puderam identificar os possíveis fatores ambientais responsáveis pela sua gênese e preservação. Os autores observaram que os solos dos ecossistemas da Antártica e da Ilha de Trindade apresentaram abundância mediana em corpos silicosos, estando sua manutenção influenciada pela presença de altos teores em compostos orgânicos, aliada ao tipo de vegetação.

Entretanto, ao tratar do ecossistema semiárido, os autores constataram a pobreza de sílica biogênica dos latossolos e vertissolos nordestino sob remanescente de floresta subperenifólia, caatinga hiperxerófila arbustiva e campos antrópicos em Granhuns (PE), Cachoeirinha (PE) e Crato (CE).

Ramírez et al. (2007) chamam a atenção para o fato de que altos níveis de evapotranspiração em ambiente quente e úmido favorece a precipitação de ácido monossilícico na epiderme foliar da planta no lugar do fitólito. Do contrario, os ambientes mais secos a absorção do ácido monossilícico seria irrelevante, pois

somente uma pequena concentração de sílica estaria disponível para a planta, explicando assim, a quase ausência de fitólitos em ambientes semiáridos.

Sendo assim, a análise de assembleia de fitólitos é uma ferramenta acurada para caracterizar comunidades de vegetação dominada por poaceae que nem sempre são detectados pela análise polínica e isotópica, e para diferenciação de vegetação aberta (campos/padrarias) da vegetação mais fechada de florestas.

3.2.3.1.2 Micromorfologia de solos e os estudos de sedimentos quaternários

A micromorfologia é uma ferramenta importante que permite observar os componentes estruturais do solo na sua forma natural. Esta técnica contempla o estudo detalhado dos constituintes dos agregados dos horizontes a fim de formular hipóteses a cerca da dinâmica genética e evolutiva dos solos, na tentativa de esclarecer as controvérsias sobre sua origem, evolução e comportamento (SILOS et al. 2011).

Sendo assim, a análise detalhada dos constituintes do solo serve para diagnosticar filiações litológicas e/ou pedogenéticas entre os materiais, os processos e mecanismos a ele associados (alteração, pedogênese e morfogênese), seus eventos, fases e cronologia relativa, incluindo a identificação de paleossolos, permitindo sua separação de solos enterrados atuais.

Corrêa (2001) afirma que uma das principais questões que podem ser enfocadas e resolvidas pela micromorfologia de solos é a questão da origem do material: se trata de um solo *in situ*, ou, de um material transportado, como no caso dos materiais coluviais; sendo estas características úteis para o estudo de paleomovimentos de massa em áreas tropicais muito intemperizadas.

Fitzpatrick (1993) enfocou o problema da aplicação da micromorfologia para a geomorfologia, enfatizando o papel que este estudo desempenha na diferenciação de processos erosivos e deposicionais. Segundo o autor, um dos principais processos erosivos que pode ser investigado pela micromorfologia de solos é a erosão diferencial de materiais tropicais superficiais, deixando para trás um resíduo de materiais mais grossos.

Para Corrêa (op cit.) isto é particularmente importante em áreas tectonicamente estáveis como o Brasil, onde o intemperismo químico e a denudação progressiva têm ocorrido ao longo de milhões de anos, originando as feições resultantes como os grãos de quartzo arredondados e subarredondados, fragmentos de laterita e concreções em geral. Tais formas são atribuídas ao rolamento e transporte do material encosta a baixo.

Sendo assim, a micromorfologia de solos pode ser utilizada a fim de melhor caracterizar e diferenciar os sedimentos de encosta relacionados a períodos de instabilidade geomórfica dentro do Quaternário. Durante esses períodos de instabilidade os perfis de solo são truncados nas áreas produtoras de sedimentos, e outros perfis são soterrados nas áreas deposicionais. Os períodos de deposição de sedimentos são os mais interessantes para a pesquisa estratigráfica. Durante sua ocorrência os solos são inumados por sedimentos e mais tarde podem ser utilizados como marcadores estratigráficos (Corrêa 2001).

De acordo com Mucher & Morozova (1983), os depósitos de encosta são frequentemente reconhecidos no campo pela ocorrência de laminações, diferenças em textura e cor, presença de carvão vegetal, material antropogênico, linha de seixos e solos soterrados.

Portanto, o uso de técnicas de campo e laboratório combinadas, a fim de interpretar a gênese dos sedimentos de encosta, tem se tornado um procedimento recorrente na maior parte dos estudos atuais que tratam deste tema.

Paisani (2004), a partir de evidências micromorfológicas de lamelas e-iluviais originadas em associação com evolução de horizontes Bt em paleoargissolos situados em rampas arenosas, constatou que, embora as lamelas sejam classificadas com e-iluvial, os processos de iluviação é secundário, sendo a pedogênese posterior à sedimentação na rampa arenosa, que se encontra em desequilíbrio atual por degradação dos horizontes Bt.

Silva & Corrêa (2009) analisando lâminas de solos das áreas de encosta da Serra da Baixa Verde e marmitas de dissolução em Fazenda Nova (PE), constataram que tais depósitos foram formados ora por sedimentação gravitacional do tipo fluxo de detritos, ora por erosão em lençol, com posterior processo de translocação e neoformação de minerais supérgenos.

Em Fazenda Nova, a ocorrência de um nível conglomerático atestou o regime de perda das frações finas característico do ambiente deposicional semiárido sob domínio dos fluxos hortonianos semelhantes àqueles que atuam na área sob o regime de semiaridez atual. Enquanto na Serra da Baixa Verde, a abundância de material em diversos estágios de alteração e presença notável de feldspatos frescos sugeriu que o tipo de transporte “relativamente” rápido, com isolamento pós-deposicional do material, além da ineficácia do clima, não foi capaz de gerar um material de alteração mais amadurecido mineralogicamente.

Laminação cruzada e planares, descontinuidades erosivas, estruturas de deformação plástica, acumulação de granulometria fina em final de escoamento, mobilização de finos e mudanças texturais foram estruturas deposicionais

claramente observadas em lâminas delgadas por Ferreira & Oliveira (2006) em depósitos de encostas no Paraná, associados à processos deposicionais relacionados ao trabalho de erosão, transporte e sedimentação ao longo das encostas afetadas por vorçorocas.

Assim, a interpretação da dinâmica geomorfológica através da análise da micromorfologia de solos, pode fornecer bases para a elucidação de interações entre as mudanças temporais de longo e curto prazo nos processos geomorfológicos, cujas repercussões ainda são visíveis na paisagem.

3.2.3.1.3 Significado paleoambiental e paleoclimático dos calcretes

Calcrete é um acúmulo secundário de carbonato de cálcio (CaCO_3) derivado de intemperismo químico, que se concentra em intervalos estratigráficos, permeando e cimentando fragmentos residuais em regiões áridas e semiáridas (ALONSO-ZARZA et al. 2003, ALONSO-ZARZA et al. 2006, TABOR et al. 2006). Os calcretes são comuns em áreas de clima seco, bem como em áreas de clima subúmido com uma estação seca. Têm sido usados como indicadores paleoambientais em sucessões aluviais, especialmente para a compreensão das flutuações na zona vadosa e freática (SINHA et al. 2006).

Sua formação é controlada por diversos fatores como: biogênicos (ação de fungos, bactérias, alguns invertebrados, além de diversas plantas), climáticos, composição das águas das chuvas, os movimentos e as características das águas subterrâneas, processos sedimentares, duração da exposição subaérea (associada às taxas de erosão e deposição), tectonismo, área fonte, dentre outros fatores (WRIGHT 2007).

A dissolução do CaCO_3 depende de fatores físico-químicos como pressão de $\text{CO}_2(\text{g})$, temperatura e pH. A combinação destes fatores determina um sistema capaz de dissolver o CaCO_3 em rochas carbonáticas pré-existentes, fazendo com que os íons resultantes sejam transportados até locais onde o estado de equilíbrio obtido na dissolução seja perturbado. No caso de carbonatos continentais, precipitados em rios, nascentes e lagos de áreas cársticas, os próprios corpos d'água destes depósitos encarregam-se de dispor ao meio os referidos fatores (TUCKER 1990, 2001). Dois processos podem contribuir para a perda de água deste sistema: a evaporação direta e/ou evapotranspiração.

A evaporação e a perda de CO_2 parecem ser um processos fundamentais para a precipitação de CaCO_3 em calcretes de zonas semiáridas e influi diretamente na formação das rizocrecções (ALONSO-ZARZA et al. 2003, TABOR et al. 2006).

Segundo Wrigth (2007) um equívoco comum é considerar que calcretes têm origem exclusivamente pedogênica. O termo poderia ser restrito a essas ocorrências, mas em algumas regiões de clima semiárido para árido ocorre extensa precipitação na parte superior da zona freática, produzindo grandes massas de carbonatos autigênicos, com muitas características em comum com calcretes pedogenéticos.

Sendo assim, a formação de calcretes ocorre tanto em superfície (tipo pedogênico) quanto na interface vadosa (tipo freático), provendo a concentração e consequente litificação dos carbonatos através de processos de nucleação em ambiente evaporítico, onde a taxa de evaporação é maior que a taxa de precipitação (TUCKER 1990, WRIGHT & TUCKER 1991).

Duas formas são consideradas para a precipitação do CaCO_3 num perfil de solo:

- 1) por ascensão ou capilaridade, no qual o carbonato é acumulado por meio da circulação de águas freáticas. Sua origem é associada à adição ou redistribuição do CaCO_3 na água freática por processos eluviais ou iluviação (WRIGHT 2007).
- 2) por infiltração, a água move-se bacia abaixo. Os íons de CaCO_3 são remobilizados pela água, e sua origem pode ser variada: água da chuva e corrente, poeira, bioclastos, restos de vegetação, rochas carbonáticas (GOUDIE 1983, CAILLEAU et al. 2004). Na maioria das áreas semiáridas e áridas, as principais fontes de carbonato (excluindo rochas locais) devem ser a poeira e a chuva.

Há vários modos de classificar calcretes, um deles a forma de ocorrência. Gile et al. (1966) propõem que a forma dos solos calcíticos poderia ser entendida como um resultado de uma sucessão de fases genéticas que refletiriam diferentes graus de desenvolvimento do solo no tempo. Segundo Alonso-Zarza (2003), levando-se em consideração os fatores atuantes no processo de formação, têm-se dois tipos de calcrete: pedogênico e freático (gerado por movimentação horizontal e vertical de águas subterrâneas). Os calcretes que comumente se formam em perfis de solos e, portanto, em contexto acima do nível freático, são calcretes pedogênicos e geralmente mostram perfis bem desenvolvidos (ALONZO-ZARZA & SILVA 2002).

A maioria dos perfis de calcretes descritos na literatura são poligenéticas, com diferentes processos sedimentares e diagenéticos envolvidos durante a sua formação. Para McLaren et al. (2012), a característica poligenética dos calcretes pode dificultar a sua utilização como um Proxy para a reconstrução paleoclimática, uma vez que os calcretes precisam refletir a relação entre precipitação e evapotranspiração do momento de sua formação, que será reconstituída a partir de estudos isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$.

A fim de decifrar as possíveis mudanças climáticas e vegetacionais desde o Paleógeno para a área do Gráben de Teruel, na Espanha, Alonso-Zarza & Arenas (2004) analisaram a microestrutura e a composição isotópica de calcretes laminares e nodulares de diferentes idades. Os autores constataram que os calcretes estudados foram formados sob condições semiáridas, com aumento da vegetação do tipo C_3 .

McLaren et al. (2012) a partir da análise de isótopos estáveis de uma sequencia estratigráfica de calcrete preservado ao longo do canal de drenagem Wadi Dana, Jordânia, constataram que o calcrete foi formado em condições moderadamente árida e fria devido a falta de evidências de características de evaporação no depósito.

Análise petrográfica e da razão isotópica de oxigênio ($\delta^{18}O$) em calcretes da Formação Guabiratuba - Paraná - realizada por Cunha (2011) revelaram que os depósitos estiveram sujeitos a oscilações do nível freático e intensa evapotranspiração com precipitações de sais, sugerindo a ocorrência de mudanças climáticas durante a formação dos calcretes.

Tais trabalhos tem demonstrado que a associação entre a análise mineralógica integrada a estudos da variação da razão isotópica de depósitos ricos em carbonato de cálcio constitui ferramenta eficaz na análise paleoambiental, refletindo a complexa interrelação entre sedimentação, erosão, não-deposição e o grau de pedogênese dos calcretes.

3.2.4 O Resgate Paleoecológico no Nordeste do Brasil

Diferentes tentativas de reconstruções paleoambientais vêm sendo usadas na interpretação do Quaternário tardio no Nordeste do Brasil. Os trabalhos consultados objetivaram o reconhecimento das diversas técnicas aprimoradas de datações a fim de proporcionar uma melhor compreensão dos aspectos temporais das variações paleoclimáticas no Nordeste do Brasil.

Trabalhos que possibilitaram aventar uma cronologia para as transformações ambientais pelas quais passaram os ambientes semiáridos no Quaternário a partir da análise morfoestratigráfica para a reconstrução da paisagem, foram realizados por Barreto (1996) e Corrêa (2001).

Barreto (1996) estudando o sistema de dunas fixadas no médio rio São Francisco, NW da Bahia - espessa e extensa acumulação eólica fornecida pelo rio São Francisco transportadas por ventos de SE-E - representa importante indicador de mudanças climáticas na região. Datações por TL demonstram a existência de importantes atividades eólicas de 28.000 a 900 anos AP.

Do Pleistoceno superior até o presente, três fases de reativação de dunas foram reconhecidas entre 28.000 e 10.500 anos AP, com ventos predominantemente de SE, formando dunas parabólicas compostas aninhadas e simples alongadas, e megadunas com terminações fechadas em “V”, refletindo regime marcadamente unimodal e pequena dispersão. Entre 9.000 e 4.000 anos AP, a direção predominante do vento era de E e SE, apresentando grande variedade de megadunas parabólicas compostas aninhadas, escalonadas, digitadas e superimpostas, com configurações em forma de “U”, sugerindo regime de ventos unimodal, porém com maior dispersão favorecendo a ocorrência de grande

variedade de formas parabólicas; e entre 4.000 e 900 anos AP, formas parabólicas aninhadas e alongadas assimétricas de menor tamanho, superimpostas às mais antigas, refletiram talvez ventos com menor dispersão e intensidade, com direção predominantemente de SE.

A ausência de idades de TL entre 10.500 e 9.000 anos AP, segundo Barreto (op. cit.), pode indicar que nesta fase não tenha ocorrido importante atividade eólica na área. Ainda para a autora, esta época corresponde ao término do último episódio glacial mais importante do Hemisfério Norte, o que corresponderia a uma melhoria climática generalizada na área, caracterizada principalmente pelo aumento de umidade.

Registro de turfeira em planície interdunar do rio Icatu analisado por De Oliveira (1999) nas vizinhanças do contexto estudado por Barreto (op.cit.), indicou a ocorrência de sete mudanças na vegetação ao longo dos últimos 11.000 anos, sendo o final do Pleistoceno e início do Holoceno, de 10.500 a 8.910 anos AP, marcado por condições climáticas mais úmidas intermediados por temperaturas ora mais rebaixadas, ora mais quentes, favorecendo a expansão de uma floresta tropical de alta biodiversidade. De 8.910 a 4.535 anos AP, apresenta um mosaico de vegetação composta por cerrado, caatinga e matas galerias, indicando intercalações entre períodos de semiaridez e climas mais úmidos, com a evolução do clima e da vegetação atual, semiárido com vegetação de caatinga encontrado após 4.535 anos AP.

Corrêa (2001) tratou da história ambiental do semiárido nordestino em seu trabalho nos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, constatando uma história episódica no limiar Pleistoceno/Holoceno para a região. No maciço da Serra da Baixa Verde, foram os depósitos de encosta, os colúvios, sob a forma de

rampas e aventais que foram escolhidos para a reconstrução da dinâmica geomorfológica da área, a partir da datação destes materiais pelo método da LOE.

As idades obtidas pelo autor permitiram concluir que entre 10.000 e 8.500 anos AP, no limiar Pleistoceno/Holoceno, a paisagem foi marcada por uma remobilização maciça das coberturas rudáceas para os eixos de drenagem das encostas durante os períodos de maior aridez do UMG. De 7.500 a 4.500 anos AP, Holoceno Médio, com o máximo da umidificação e antes da estabilização da nova cobertura vegetal, os regolitos foram intensamente remobilizados, com ocorrência de diversos episódios de coluvionamento, possivelmente desencadeados por pequenos fluxos de detritos e corridas de lama. A fase contemporânea é caracterizada pelo intenso ravinamento dos depósitos antigos, como resposta aos padrões vigentes de uso da terra e a deposição de unidades coluviais de expressão restrita no âmbito das encostas em forma de pequenos leques de depósitos laminares decorrentes da acentuação da erosão em lençol.

Ribeiro (2002) através do estudo da matéria orgânica do solo e de plantas usando os isótopos de carbono (^{12}C , ^{13}C e ^{14}C) interpretou mudanças de vegetação e de clima do Pleistoceno tardio ao Holoceno em áreas de domínio de mata Atlântica, caatinga e cerrado de Pernambuco e Maranhão. A composição da floresta Atlântica remanescente e a mata de altitude do Brejo dos Cavalos e Serra do Catimbau em Pernambuco, segundo o autor, apresentaram tendência de similaridade florística e estrutural. Datações da fração humina indicaram que desde 6.500 anos AP até o presente não houve troca de vegetação C_3 para C_4 nestas áreas, entretanto, a ação antrópica vem ocasionando enclaves de cerrado na mata Atlântica próxima a Tamandaré há pelo menos 1.300 anos AP.

Na região de Barreirinhas, no Maranhão, os estudos de reconstrução paleovegetacional e climático indicaram que, de aproximadamente 15.000 a 9.000 anos AP, a presença de um clima mais úmido na região proporcionou uma vegetação arbórea. Entre 9.000 e 3.000 anos AP, a presença de um clima mais seco ocasionou a expansão do cerrado. De 3.000 anos AP até o presente, houve a expansão da floresta sobre o cerrado, devido ao retorno a um clima mais úmido e provavelmente similar ao atual.

Gouveia et al. (2005) aplicando a mesma metodologia de Ribeiro (2002) em 22 pontos amostrados nos estados do Ceará, Piauí e Paraíba, indicaram que entre 15.000 e 9.000 anos AP, houve um predomínio da vegetação do tipo arbóreo, relacionado a um clima mais úmido, com posterior abertura da vegetação com contribuição de plantas do tipo C_4 , entre 9.000 a 3.000 anos AP, provavelmente relacionado a presença de um clima mais seco e um retorno do predomínio da vegetação arbórea foi evidenciado após 3.000 anos AP, corroborando assim as análises realizadas por Ribeiro (op. cit.) para a região Nordeste.

Depósitos do Gráben do Cariatá, Paraíba, foram analisados por Corrêa et al. (2005), sob a ótica da análise cronológica dos sedimentos, proporcionando uma boa cronologia da deposição e eventos climáticos do Pleistoceno médio. Segundo os autores, a associação entre litofácies e gênese climática aponta para uma concentração das amostras de lamito (corridas de lama) aos períodos estadiais de temperatura reduzida em até 6°C em relação ao presente com chuvas concentradas entre 160.000 e 22.000 anos AP, enquanto que as amostras de fluxo de detritos agrupam-se sobre episódios interglaciais e/ou interistadiais de temperaturas semelhantes ao presente ou de temperatura ligeiramente mais baixas, entre 224.000 e 128.000 anos AP.

Uma abordagem paleoambiental realizada recentemente por Mutzenberg (2007) para o Vale do rio Carnaúba, Rio Grande do Norte, demonstrou que os eventos deposicionais na área estão relacionados a um clima mais frio e seco que ocorreram desde o penúltimo máximo glacial até o Holoceno superior. Depósitos de encosta e aluviais datados indicaram que após o penúltimo máximo glacial, a cerca de 58.000 anos AP, ocorreu uma rápida e ampla remobilização do regolito exposto associada a um súbito aquecimento relativo ao último interestadial. As deposições sedimentares relacionadas ao UMG, entre 18.500 a 16.000 anos AP, podem estar relacionadas a um clima provavelmente mais frio e seco, com eventos sazonais de alto grau pluviométrico capazes de remover o regolito em profundidade.

No Holoceno inferior, há 9.100 anos AP, uma súbita retomada da umidade removeu os regolitos expostos sob a atuação de fortes chuvas capazes de gerar depósitos de cascalhos. O Holoceno médio, entre 5.500 e 5.600 anos AP, pode ser caracterizado por um clima ainda provavelmente úmido e quente, com adensamento da cobertura vegetal, proporcionando processos de erosão laminar sobre as encostas. Já no Holoceno superior, oscilações climáticas decorrentes de eventos do tipo paleo-el-niño e paleo-la-niña, estão associados a períodos longos de semiaridez seguidos de períodos com muita precipitação decorrentes da retomada da circulação normal, com vários momentos de erosão/deposição e estabilização da paisagem ligada à formação de solos aluviais rasos nos terraços fluviais a partir de 2.200 anos AP.

Para a área arqueológica do Parque Nacional Serra da Capivara (PI), Santos (2007) e Mutzenberg (2010) demonstraram a ocorrência de vários episódios de deposição na área pelo menos desde o Penúltimo Máximo Glacial.

Para Santo (op.cit), durante o Último Máximo Glacial, tanto a atividade de coluvionamento como fluvial foram intensas, com retomada das atividades de sedimentação fluvial e coluvial ocorrendo entre 15.000 e 7.600 anos, na transição Pleistoceno-Holoceno. As mudanças paleoclimáticas do Holoceno médio foram interpretadas a partir dos estudos de palinomorfos, onde os resultados sugerem que desde pelo menos 5.130 anos AP, a caatinga já estava instalada na região, ainda que na área tenham ocorrido grandes oscilações paleoclimáticas no Holoceno.

Mutzenberg (op.cit) em seus estudos constatou que no Parque Nacional Serra da Capivara durante a transição entre o Penúltimo Máximo Glacial e o último Interestadial, uma rápida e sequencial remobilização de depósitos de *tálus* foram formados por episódios vinculados a chuvas torrenciais que atingiu a região entre 42.000 anos AP, gerando energia para o transporte de frações rudáceas, provavelmente ligado ao recobrimento da paisagem por uma formação vegetal aberta após um período seco.

Deposição entre 23.200 a 15.000 anos AP, ligada ao Último Máximo Glacial no parque, esteve relacionada a um clima provavelmente mais frio e seco com eventos esporádicos de alto aporte pluviométrico, e a transição Pleistoceno Holoceno e Holoceno inferior caracterizado como períodos ligados a uma rápida transição climática, com sinais de aumento da umidade e precipitação, e provável estabelecimento de uma cobertura vegetal mais densa em direção ao Holoceno médio. O Holoceno médio, entre 6.200 a 7.000 anos AP, esteve relacionado ao período hepistérico, caracterizado por um clima provavelmente quente e relativamente úmido, com estabilização da paisagem quanto a eventos erosivos.

A partir de Interpretações baseados nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em espeleotemas, Barreto (2010) realizou levantamentos paleoclimático e paleoambiental na região

da Chapada Diamantina (BA) a partir de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em estalagmites. Segundo a autora, os valores mais baixos de $\delta^{18}\text{O}$ das estalagmites indicam aumento da paleoprecipitação e vice-versa. Dessa forma, as fases de clima mais úmido foram registrados entre 93-82 Ka e 68-57 Ka, por diminuição geral dos valores de $\delta^{18}\text{O}$. Já a predominância de condições mais secas foi verificada entre 80-69 Ka e 57-47 Ka, quando existe uma subida geral dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, coincidindo com períodos de alta insolação de verão.

Anomalias de $\delta^{18}\text{O}$ durante o intervalo de ~45-20 Ka, ou até a transição do último máximo glacial (UMG) para o interglacial, foram predominantemente mais alto do que observado durante os intervalos de 17,5-15,5 Ka e de 13,0-3,7 Ka, o que envolveria parte do final do período interglacial e todo o Holoceno inferior e médio da região. Esses resultados, segundo a autora, sugere que o final do período glacial foi relativamente seco na região.

O clima durante o final do último período glacial, na segunda fase da glaciação descrito por Barreto (op.cit), contrasta fortemente com condições mais úmidas observadas em grande parte do interglacial e durante o Holoceno inferior e médio, nos intervalos aproximadamente entre 17-15 Ka e 13-5 Ka, caracterizado por valores mais baixos de $\delta^{18}\text{O}$. Após esses intervalos observou-se o retorno das condições climáticas mais secas a partir de 5 Ka, que perduram até hoje.

Os resultados de paleopluviosidade apresentados por Barreto (2010) para a Chapada Diamantina (BA) corroboram os resultados apresentados por Santos (2007) e Mutzemberg (2010) para o Parque Nacional Serra de Capivara (PI), evidenciando que o padrão antifásico das chuvas do Hemisfério Sul durante o Pleistoceno/Holoceno, assim como descrito para alguns trechos da última glaciação, ocorreu a partir da influência da Monções Sul-americana sobre o regime

de chuvas do Nordeste em longa escala de tempo, a qual é primariamente modulada pela intensidade da insolação de verão.

Embora os estudos apontem para um clima mais seco durante o UMG para grande parte das áreas continentais do Nordeste brasileiro, sedimentação lacustre depositada entre 19.900 a 17.500 anos AP em Buíque (PE) evidenciou que o nível da lagoa do Puiú esteve elevado em pelo menos cinco metros em relação ao nível atual (Galvão 2012).

Sendo assim, a interpretação da dinâmica geomorfológica através do registro sedimentar encontrado em áreas homônimas do Nordeste fornecem bases para a elucidação de interações entre as mudanças temporais de longo e curto prazo nos processos geomorfológicos no Quaternário tardio na região, cujas repercussões ainda são visíveis na paisagem.

4 - MÉTODOS

4.1 BASES CARTOGRÁFICAS

Para a elaboração do banco de dados em ambiente SIG foi utilizado à interpretação da imagem Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) do TOPODATA, folha 08s375 na escala 1:250.000 (1° de latitude por 1,5° de longitude), formato GeoTiff e com resolução de 30m, disponibilizado pelo Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil no site do INPE⁵. O *datum* e o elipsóide de referência em todos os cartogramas foi o WGS 84 Zona 24S.

O tratamento digital da imagem foi realizada com a utilização dos softwares ArcGis 9.3, licença do Laboratório de Geomorfologia do Quaternário do Departamento de Ciências Geográficas da UFPE, onde foram obtidos os seguintes produtos: modelo digital de elevação (MDE), delimitação das áreas de estudo, rede de drenagem e curvas de níveis.

Para confecção dos mapas geológicos utilizou-se a base de dados da CPRM (2005) e no banco de dados GEOBANK, disponível no site da CPRM⁶. Para os mapas de Solos foi utilizado à base de dados disponibilizados pelo ZAPE (2000) e EMBRAPA SOLOS (2001).

⁵ TOPODATA: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/acesso.php>

⁶ GEOBANK:
http://geobank.sa.cprm.gov.br/pls/publico/geobank.website.apresentacao?p_webmap=N

4.2 A ABORDAGEM MORFOESTRATIGRÁFICA

A abordagem morfoestratigráfica, assim como utilizada por Moura e Meis (1986), Mello et al. (1991), Mello et al. (1995) e por Camargo Filho e Bigarella (1998) para os setores planálticos do Sudeste e Sul do Brasil respectivamente, busca associar as diversas formas do relevo com as formações superficiais que as estruturam. Desta forma, unidades deposicionais e perfis de alteração *in situ* passam a integrar a estrutura epidérmica da paisagem, e não apenas os arcabouços litológicos constituintes dos diversos embasamentos regionais. Esta abordagem, a morfoestratigrafia, buscou identificar um corpo litológico primordialmente pela sua feição superficial, que pode ser diferenciada ou não das unidades que lhe são contíguas, e transgredir limites temporais ao longo de sua extensão (FRYE & WILMAN, 1962). De acordo com esta linha metodológica, as unidades deposicionais e coberturas superficiais diversas mantêm uma estreita relação com a morfologia superficial contemporânea. A importância deste enfoque teórico reside na sua ênfase morfogenética, uma vez que cada unidade morfoestratigráfica está alicerçada sobre materiais que resgatam a história erosiva/deposicional da área.

A análise morfoestratigráfica foi realizada com base nas propriedades sedimentológicas e pedológica identificada durante o mapeamento dos depósitos de cacimbas e encostas com cobertura coluvionar.

A semelhança na gênese dos sedimentos terrígenos (fluxos de detritos e corridas de lama) que preenchem as marmitas e recobrem as encostas acarretou na necessidade de adicionar técnicas pedológicas que visassem à compreensão da evolução pós-deposicional dos depósitos, permitindo traçar ligações entre as unidades com características semelhantes. Neste caso, buscou-se na técnica de

análise micromorfológica de solos, conforme o proposto por Fitzpatrick (1993), a compreensão de tais particularidades. Para as demais análises, como o grau de maturidade mineralógica dos sedimentos que preenche as cacimbas e depósitos coluvionares, realizou-se a análise dos minerais de argila por difratometria do raio-x.

4.3 O TRABALHO DE CAMPO E AS COLETAS DE MATERIAIS

O trabalho de campo se concentrou em duas áreas distintas no Estado de Pernambuco: Fazenda Nova, distrito do município de Brejo da Madre de Deus; e no município de Afrânio. Em ambas as áreas foram priorizadas os depósitos que preenchem as marmitas de dissolução e rampas coluviais como unidades morfoestratigráficas a serem pesquisadas.

O trabalho de campo iniciou-se com a identificação de áreas potenciais para a coleta de amostras. A ocorrência de feições significativas serviu de guia para a escolha de pontos de coletas. Observaram-se também outros parâmetros secundários no processo de escolha das áreas de coletas, tais como a acessibilidade, a ocorrência de bons afloramentos e sua localização geográfica dentro dos municípios.

Nas áreas de coleta, foram escavadas trincheiras para que fossem realizadas as seguintes análises: perfis estratigráficos, macrofábrica sedimentar, coleta de amostras para caracterização das propriedades sedimentológicas, micromorfologia de solos, datações dos sedimentos por luminescência opticamente estimulada, C_{14} , extração de fitólitos e análise da razão ^{18}O e ^{13}C ; sendo os afloramentos georreferenciados com uso de GPS de mapeamento Garmin 76S.

As amostras para análise das propriedades sedimentológicas foram coletadas em sacos plásticos, com cerca de 1000g de amostra. A coleta de amostras para análise micromorfológica de solos requereu o uso de caixas de Kubiena de 5x5x5, com moldura de ferro e tampas de borrachas bem ajustadas aos dois lados da caixa permitindo a preservação das estruturas a serem analisadas em laboratório.

Para datação por luminescência, a coleta foi realizada em tubos de PVC de cor preta, com 40 cm de comprimento e 5 cm de diâmetro. Os tubos foram introduzidos no sedimento evitando ao máximo a exposição à luz solar sendo fechados com tampas preta de borracha bem ajustadas. O teor de umidade dos sedimentos foi preservado para medição posterior em laboratório, para tanto, as amostras foram cuidadosamente embaladas em filme plástico, evitando assim qualquer perda de umidade durante o transporte.

Para datação por C^{14} e análise da razão ^{18}O e ^{13}C , a coleta de amostras foi realizada nos perfis que apresentaram crosta de carbonato de cálcio. As amostras foram embaladas em papel alumínio, cerca de 1000g, para que não ocorresse contaminação.

Para extração de fitólitos, amostras foram coletadas dos mesmos níveis daquelas destinadas à análise sedimentológica e datações, a fim de permitir uma correlação cronoestratigráfica adequada com os sedimentos estudados.

4.4 TRABALHOS DE LABORATÓRIO

4.4.1 Análises Sedimentológicas

Esta análise teve por finalidade a caracterização granulométrica dos sedimentos. A obtenção de dados numéricos para tal estudo foi adquirida, em

parte, no método de Gale & Hoare (1991) e métodos convencionais. Tal procedimento foi realizado nas dependências do Laboratório de Geomorfologia do Quaternário, Departamento de Ciências Geográficas da Universidade Federal de Pernambuco. Para a separação dos sedimentos finos e grossos, 100g de cada amostra foi lavada em solução de hexametáfosfato de sódio e levadas para secar em estufa. Posteriormente, as amostras são novamente pesadas e peneiradas em jogo de peneiras com intervalos sucessivos de 1 *phi* (Φ) para a determinação de areia muito fina, areia fina, areia, areia media, areia grossa, cascalho.

Em seguida, procedeu-se a separação das frações silte e argila conforme as recomendações do trabalho de Gale & Hoare (1991), que consiste na obtenção de 20g de amostra representativa pelo método de quarteação. Utilizando a peneira de 62 μ m o material foi lavado em solução de 0,5% de Hexametáfosfato de sódio para 1000cm³ de água destilada. Seguindo a tabela de tempo e profundidade em relação à temperatura em que as amostras devem ser coletadas, o material contendo diferentes tamanhos de partículas foi pipetado e depositado em beakers previamente pesados e numerados.

Após as coletas, o material foi transferido para estufa e secado a temperatura de 105°C. Após secagem, os beakers foram pesados para averiguação da quantidade de material coletado.

Os valores obtidos em gramas para cada fração granulométrica foram submetidos a tratamento seguindo os parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957), tendo sido calculados o diâmetro médio, o grau de seleção, o grau de assimetria e curtose; e para a classificação dos sedimentos foi usado o diagrama de Shepard, Pejrup e Folk utilizando o programa SysGran 3.0.

De posse dos resultados dos parâmetros de Folk & Ward (1957) os valores foram plotados no gráfico de Sahu (1964). Este autor idealizou um diagrama que fornece as características ambientais de deposição, quanto à energia e à 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, este autor, 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 fórmula, plotada em forma bi-logarítmica, lançando o primeiro na ordenada e o segundo na abscissa:

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

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.

As amostras também foram avaliadas segundo o grau de arredondamento e esfericidade dos grãos, parcialmente influenciados pelos processos de transporte e deposição. O método visual é baseado na comparação entre a projeção máxima do contorno da partícula e um conjunto de imagens (Figura 32), cujo arredondamento

foi previamente calculado de acordo com o procedimento descrito por Tucker (1995).

Para cada amostra foram selecionados 100 grãos na fração de 0,250mm, que tiveram o diâmetro médio aferido e sua composição mineralógica identificada.

4.4.2 A Datação de Sedimentos pelo Método da LOE (Luminescência Opticamente Estimulada)

O método de datação por luminescência abrange uma gama de técnicas baseadas no acúmulo de cargas radioativas produzidas por uma população de elétrons aprisionados em minerais cristalinos.

Sendo assim, as datações absolutas por luminescência de minerais constituem os únicos métodos geocronológicos de determinação da ocorrência de eventos geológicos, que podem ser relacionados às idades de deposição de sedimentos, que permitem o estudo de amostras sem restos orgânicos (Sallun et al. 2007). Estes métodos têm demonstrado grande potencialidade na datação de depósitos Quaternários, pois alcançam idades muito mais antigas (até cerca de 10^6 anos) que o método do radiocarbono e, portanto, compreende parte importante do Quaternário.

Numerosos artigos descrevem detalhadamente as metodologias para preparação e datação de diferentes tipos de cristais (Sallun et al. 2007). Com os avanços tecnológicos das últimas décadas, novos métodos e descobertas aumentaram a confiabilidade das idades obtidas por luminescência (Duller 2004).

As datações de sedimentos por luminescência opticamente estimulada (LOE) desta pesquisa foram realizadas na empresa Datação, Comércio & Prestação de

Serviços, em São Paulo. Este método é capaz de estabelecer o período de tempo transcorrido desde que a população aprisionada de elétrons foi liberada pela última vez.

Deste modo, os tubos de PVC foram abertos na extremidade interna de inserção indicado no ato da coleta, em ambiente de luz vermelha. Posteriormente, os sedimentos passaram por um tratamento químico com H_2O_2 (20%), HF (20%) e finalmente HCl (10%), sendo as lavagens intermediárias efetuadas com água destilada.

Após tratamento químico, as amostras foram secas e peneiradas, separando a fração granulométrica na faixa de 100-160 μm (100-60 Tyler), obtendo assim material natural (quartzo/feldspato) isentos de materiais orgânicos e/ou metais pesados, e com granulometria bem homogênea.

A partir da amostra de material natural, uma porção foi separada e submetida à radiação solar por um período de aproximadamente 20 dias para decaimento residual (TL / OSL). Desta porção foram separadas várias amostras que são irradiadas (fonte de ^{60}Co (455Ci)) em várias doses pré-definidas (Gy), que devem estar próximas a dose acumulada natural para montagem da curva de calibração.

O protocolo utilizado para a datação foi o SAR. Este protocolo é seguido para a determinação de uma idade média dentre pelo menos 10 a 20 alíquotas, ou seja, são construídas de 10 a 20 curvas de calibração, onde são encontradas de 10 a 20 idades, sendo possível a construção de um histograma de idades e interpretação da variação de idades em cada amostragem.

No protocolo SAR apenas uma alíquota (~7mg) é utilizada para a determinação de cada Paleodose (P). Dessa forma, a alíquota usada na medida do

sinal natural de LOE, será a mesma utilizada nas diversas etapas de irradiação para a construção da curva de calibração (WALLINGA et. al., 2000). No protocolo SAR, se utilizado sempre as mesmas 20 alíquotas, será obtido no final 20 valores de P e, conseqüentemente, 20 idades diferentes para uma mesma amostra.

Embora o protocolo SAR elimine os problemas dos procedimentos de datação, existe uma série de fatores que, se não forem observadas e corrigidas, podem torná-lo tão propensos a erros como os demais protocolos. Wallinga et. al. (op.cit.) chamam a atenção para o fato de que, repetidas etapas de irradiações pode ocasionar uma queda ou aumento na sensibilidade dos grãos que formam uma alíquota, gerando uma variação na resposta da LOE em função da dose aplicada.

A fim de corrigir este possível problema, entre as doses de radiação ionizante e após a medição do sinal natural, Wallinga et. al. (op.cit.) sugerem que sejam aplicadas e medidas as doses de teste (D_T) constante e que esta seja determinada, com base no valor estimado para P, em torno de 10% P. Os autores afirmam que este teste é necessário para eficácia do protocolo SAR.

Para efetuar o protocolo SAR, foram seguidas as seguintes etapas:

1. Separação de 20-50 grãos (100-300 μ m) ou alíquotas (7mg) de cada amostra a ser datada;
2. Medida da LOE natural, L_n ;
3. Irradiação (fonte radioativa) com dose teste (D_T);
4. Tratamento térmico de 220°C;
5. Medida da LOE teste, T_n ;
6. Irradiação com dose regenerativa;
7. Tratamento térmico de 220°C;
8. Medida da LOE regenerativa, L_i ;

9. Irradiação com dose teste;
10. Tratamento térmico de 220°C;
11. Medida da LOE teste, T_i ;
12. Repetição do ciclo, começando a partir do item 7 até a 4 dose regenerativa.

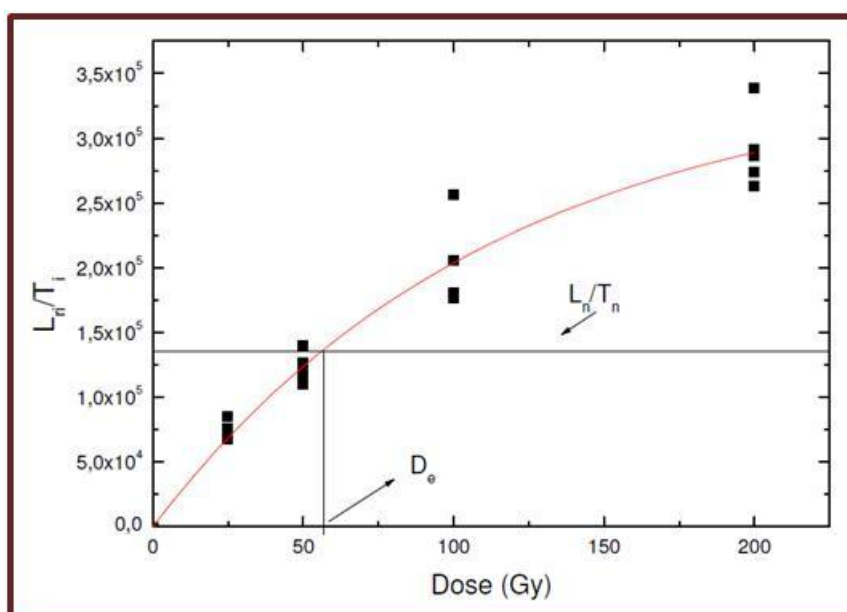
Terminado a confecção da curva de calibração individual de cada grão/alíquota⁷, foi feito um gráfico de calibração L_i/T_i versus a D_i . Como são usados os mesmos grãos para todo o ciclo, eles podem sofrer variações (alteração) na resposta da LOE. Essas variações são corrigidas através da leitura da dose teste, que será sempre constante em cada ciclo (geralmente em torno de 10% do valor da dose acumulada).

Com o gráfico da calibração pronto, inseriu-se o valor da taxa L_n/T_n (a luminescência natural contida na amostra pela luminescência teste), para encontrar o valor da dose acumulada natural no cristal (Figura 33).

Para se encontrar os valores de D_e , foram usados o modelo de cálculo pela média ponderada dos D_e , ou utiliza-se apenas os valores mais baixos de D_e , considerando que os valores altos estavam com sinal de LOE residuais.

⁷ A curva de calibração individual de cada grão/alíquota é confeccionada a partir da razão L_i/T_i versus dose, onde $i=1$ até 4.

Figura 29 - Exemplo de curva de calibração obtida através do protocolo SAR (WALLINGA et. al., 2000).



O Protocolo SAR é composto por mais três testes:

1. Reciclagem - correção na sensibilidade da resposta ($0,9 < (L_i/T_i)/(L_1/T_1) < 1,1$, onde i = última dose igual a D_1);
2. Recuperação do sinal devido à irradiação, estimulação ou tratamentos térmicos prévios ($(L_0/L_{nat}) < 5\%$, onde L_0 = emissão devido à dose zero);
3. Recuperação de dose: determinação da dose, previamente estabelecida, usando o SAR, com os mesmos parâmetros usados para determinar a D_e da amostra.

A idade (I) é calculada dividindo D_e por T . Este é encontrada através dos valores de concentração dos isótopos radioativos do U, Th e K, além da contribuição da radiação cósmica. Esses valores são determinados através de espectroscopia gama. Ao final, a idade média encontrada pela técnica de LOE é o momento na qual a amostra foi exposta, por um longo tempo, à luz solar pela última vez.

4.4.3 A Datação de Crosta de Carbonato de Cálcio por ^{14}C

Para estudo de reconstrução paleoambiental durante o Quaternário tardio torna-se necessário a utilização dos isótopos de carbono, principalmente o ^{14}C . A importância dos estudos desse isótopo está principalmente associada ao fato de que a composição isotópica das substâncias naturais varia de forma previsível, conforme a ciclicidade do elemento pela natureza. Sendo assim, é possível inferir os possíveis efeitos ambientais que ocasionaram a variação de seus valores (BOUTTON, 1996a).

Crosta de carbonato de cálcio foram datadas por radiocarbono no Laboratório Beta Analytic, EUA. O método utilizado foi o radioisotópico, baseado na taxa de desintegração atômica, numa amostra ou no ambiente em seu redor, que apresenta diferença da concentração isotópica de uma amostra ao longo do tempo.

Em laboratório as amostras foram analisadas via síntese de benzeno e espectrometria de cintilação líquida, ou ainda por AMS - Accelerated Mass Spectrometry. Este procedimento 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 β são registrados por dois fotomultiplicadores.

Por AMS, no lugar da medida da quantidade de ^{14}C , numa amostra de forma indireta, usando as emissões de partículas β , é feita a medida da concentração dos indivíduos individuais (^{12}C , ^{13}C e ^{14}C). Os íons são acelerados em um acelerador eletrostático *tandetron* a velocidades muito altas, passando por um campo magnético que realiza a sua separação, sendo o íon ^{14}C usado para a determinação da idade (WAGNER, 1998; BRADLEY, 1999).

4.4.4 As Análises da Razão ^{18}O

As análises isotópicas são consideradas atualmente como uma importante ferramenta para pesquisadores que estudam os ciclos dos elementos e matéria no ambiente.

Os isótopos de um elemento químico são caracterizados pelo mesmo número atômico e diferentes números de massa. Esta diferença no número de massa é provocada pela variação do número de nêutrons do elemento e condiciona comportamentos distintos do elemento em relação a um determinado isótopo, modificando localmente a abundância relativa entre os vários isótopos na natureza, em um processo denominado de fracionamento isotópico (SILVEIRA & SILVA JÚNIOR 2002). Sendo assim, quanto maior a diferença de massa entre eles, maior o fracionamento.

As amostras de calcretes foram analisadas no Laboratório de Isótopos Estáveis, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, com a utilização de um espectrômetro de massa de fonte gasosa, modelo DeltaPlus Advantage (Thermo Finnigan). O princípio básico dos procedimentos analíticos para a obtenção das razões dos isótopos de O e C consiste na extração do dióxido de carbono (CO_2) contido na CaCO_3 a partir da hidrólise ácida com H_3PO_4 . A medição dos isótopos de C e O é realizada a partir do espectro de massas das moléculas de CO_2 .

A reação para produção de CO_2 é iniciada logo após gotejamento de ácido fosfórico (H_3PO_4) sobre amostras de CaCO_3 , num reator sob temperatura controlada a 72°C . Após essa reação química, o dióxido de carbono é arrastado dos *vials* através de um fluxo de Hélio para o acessório tipo *Finnigan Gas Bench*, de onde é

separado do vapor d'água dentre outros gases, por um sistema de cromatografia gasosa, num sistema com operação automatizada.

Um sistema composto por triplo coletor de O/C realiza a determinação das razões isotópicas do CO₂ já no espectrômetro, através de uma fonte iônica. Os resultados analíticos são baseados na análise de dez alíquotas sequenciais de cada amostra. A precisão analítica é melhor que $\pm 0.08\%$ para os valores das razões isotópicas de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $\pm 0.1\%$ para valores de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ para as amostras contendo, no mínimo, 100 μg de carbonato de cálcio.

As razões isotópicas são expressas através do termo delta (δ) e os valores obtidos são reportados em ‰ relativos ao padrão VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*), sendo este definido internacionalmente. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ foram definidos, respectivamente, segundo as equações:

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{amostra}} / {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{padrão}}) - 1] \times 1000$$

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = [({}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{\text{amostra}} / {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{\text{padrão}}) - 1] \times 1000$$

As interpretações paleoclimáticas foram baseadas nos valores de anomalias dos dados ^{18}O , que teve como finalidade definir com maior clareza alguns eventos paleoclimáticos em escala regional. Após remoção da tendência gerada por diferenças nos valores absolutos de $\delta^{18}\text{O}$, o valor da temperatura da calcita pedogenética formada em equilíbrio com água meteórica foi adquirida a partir da equação, com base em Tambor et al. (2006):

$$T(\pm 2^\circ\text{C}) = (\delta^{18}\text{O}_{\text{cc(PDB)}} - 12.78)/0.64$$

O padrão para isótopo de oxigênio em carbonatos é o *Vienna Pee Dee Belemnite* (VPDB) ou simplesmente PDB, para a água do mar o padrão é o *Vienna Standard-Mean-Ocean-Water* (VSMOW) ou simplesmente SMOW.

4.4.5 Extração de Fitólitos

A análise da morfologia das assembleias de fitólitos de solo e/ou sedimentos é um importante método para os estudos que tratam da reconstrução das condições paleoclimáticas. Segundo Calegari (2008), esta análise pode ser empregada em substituição à análise polínica, haja vista que a ocorrência de grãos de pólen em solos bem drenados e antigos é muito baixa.

A extração e análise dos fitólitos foram obtidas nos Laboratórios de Análise de Formações Superficiais e Microscopia Ótica da UNIOESTE - Campus Francisco Beltrão, conforme Madela et al. (1998).

Para a extração de fitólitos foram usados 4 gramas de solo/sedimento, que foram submetidos a uma “limpeza” para eliminação dos carbonatos com HCl, da matéria orgânica com peróxido de hidrogênio (33%) e eliminação da fração argila com Calgon. A concentração dos fitólitos foi realizada com Politungstato de Sódio (Sometu®) com densidade 2,35 e coletado com pipeta pasteur. A fração coletada foi seca em estufa 75°C e pesada para estimar a quantidade da fração ácida insolúvel na qual se encontram os fitólitos.

4.4.5.1 Identificação e classificação dos fitólitos

A classificação dos morfotipos seguiu o ICPN 1.0 (MADELLA et al. 2005), os significados taxonômico e ambiental foram definidos a partir de Twiss et al. (1969), Mulholland (1989), Fredlund e Tieszen (1994), Alexandre et al. (1997; 1999), Runge (1999), Parr e Watson (2007) e Raitz (2012).

Devido à limitação da análise fitolítica em termos de redundância (mesmo morfotipo produzido por variadas plantas) e multiplicidade (produção de vários morfotipos por uma mesma planta) de morfotipos (ROVNER 1971), agrupou-se os morfotipos mais representativos dentro dos grandes grupos taxonômicos já conhecidos para complementar à interpretação da vegetação como: *bilobate e cross* (*Panicoideae*), *saddle* (*Chloridoideae*), *rondel* (*Pooideae*) e *bulliform*, *elongate e hair* (*Poaceae*), *block* (*carenate, irregula, polyedric e facetet*), *irregularplane, globulares rugose e psilate* (*eudicotiledonea*), *globularechinate* (*Arecaceae*) e *hexagonalcyperus* (*Cyperaceae*).

4.4.5.2 Índices fitolíticos

Para identificar as características da vegetação, tais como a dominância de subfamília de gramíneas (*Poaceae*), a densidade de cobertura arbórea e as condições de umidade, aplicou-se, respectivamente, os seguintes índices fitolíticos: a) cobertura arbórea (D/P^0); b) climático (Ic); c) aridez (Iph); e d) índice de stress hídrico ($FS\%$).

Os índices foram calculados usando-se os morfotipos de fitólitos com significado taxonômico relevante:

- D/P^0 estabelece a relação entre fitólitos diagnósticos de plantas arbóreas (*eudicotiledonea*) tropicais (*globular granulate*) e fitólitos de células curtas diagnósticas de gramíneas (*Poaceae* = *rondel* + *trapeziform* + *polylobate* + *trapeziformshort cell* + *saddle* + *cross* + *bilobate short cell*) (BREMOND et al. 2005).
- Ic corresponde à porcentagem de fitólitos de células curtas, produzidas principalmente por *Pooideae* (*rondel* + *trapeziform polylobate* + *trapeziform short*

cell), em relação a todas as células curtas produzidas pela soma de gramíneas Pooideae, Chloridoideae e Panicoideae (*trapeziform polylobate + trapeziform short cell + saddle + cross + bilobate short cell*) (TWISS 1992).

- **Iph** estabelece a razão entre a porcentagem de fitólitos de células curtas de Chloridoideae (*sanddle*) e a soma dos morfotipos de gramíneas Panicoideae e Chloridoideae (*sanddle + cross + bilobate short cell*) multiplicado por 100 (DIESTER-HAAS et al. 1973, TWISS 1992).

- **Bi** índice buliforme é a razão entre os morfotipos bulliformes (paralelepipedal bulliform e cuneiform bulliforme) e a soma de todos os fitólitos de gramíneas com significado taxonômico, exceto os elongates (*sanddle + cross + bilobate short cell + trapeziform short cell + trapeziform polylobate*) (DEHLON 2005)

- **FS** índice de stress hídrico é a porcentagem do morfotipo *fanshaped* (Cuneiforme Bulliforme) em relação à soma de todos os fitólitos de gramíneas com significado taxonômico, exceto os elongates (*sanddle + cross + bilobate short cell + trapeziform short cell + trapeziform polylobate*) (BREMONT et al. 2005)

4.4.6 Análise Micromorfológica de Solos

A micromorfologia consiste na técnica de caracterização dos constituintes do solo e respectivo arranjos estruturais visíveis sob microscópio ótico polarizante. Sendo assim, amostras indeformadas, ou seja, extraídas com o mínimo de perturbação, foram coletadas com o auxílio de pequenas caixas de ferro com dimensões de 5 cm x 5 cm e 5 cm de altura. Estas amostras foram orientadas, possibilitando a identificação do topo do perfil, viabilizando o estudo da direção do transporte de material dentro do solo.

Posteriormente, as mesmas foram secas ao ar livre para eliminação do excesso de umidade. Após esses procedimentos, foi realizada a impregnação dos blocos das amostras indeformadas com o objetivo de torná-las resistentes para que fossem laminadas. O material foi impregnado com uma mistura de resina plástica Araldite XGY-1109 100%, 10% de endurecedor HY-951 e 40 a 50% de acetona P.A. As condições de impregnação não devem afetar o arranjo dos constituintes ou mudar-lhes as propriedades ópticas. Desta forma, optou-se por uma resina plástica conhecida comercialmente como Araldite, que apresenta baixa toxicidade, endurecimento e polimerização mais rápidos e grau de contração mais baixo do que a da resina de poliéster.

Para cada amostra, foram realizadas pelo menos três sessões de impregnação por capilaridade obtida à vácuo seco, em intervalos de 24 h, para melhor penetração da resina na amostra. Neste processo foi utilizada uma bomba de vácuo conectada a um dessecador que abriga a resina e as amostras. Com a polimerização, a amostra tornou-se resistente, mas sem perder a estrutura original, o que permitiu proceder com o seu corte e a sua laminação. O endurecimento completo das amostras ocorreu após duas a três semanas.

Depois do endurecimento das amostras deu-se sequência à sua laminação. Cada bloco foi cortado em máquina de disco diamantado em duas partes e, por último, cada fatia foi polida em um disco em rotação com abrasivo e água, até alcançar uma superfície lisa e plana o suficiente para ser colada em lâmina de vidro. As amostras coladas foram desbastadas e polidas manualmente com abrasivo (carborundum) até a espessura de 30 micra quando, finalmente, o material ficou adequado para estudos microscópicos. Tais procedimentos foram realizados no

Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco.

As lâminas foram analisadas utilizando-se o microscópio trinocular Leica DM 2500 P, com câmera Leica EC 3 acoplada, e do software Leica Application Suíte - LASEZ versão 1.4 disponíveis no Laboratório de Geomorfologia do Quaternário do Departamento de Ciências Geográficas da UFPE, onde foram descritas para cada amostra o grau de desenvolvimento da agregação, tipos de microestrutura e distribuição relativa dos constituintes (esqueletos, poros e plasmas). A interpretação de tais feições diagnósticas do solo foi realizada de acordo com as definições do Manual de Microscopia de Solo e Micromorfologia de Fitzpatrick (1993).

5 - *RESULTADOS*

5.1 A ANÁLISE MORFOESTRATIGRÁFICA DAS UNIDADES DEPOSICIONAIS EM FAZENDA NOVA E AFRÂNIO

Na área de Fazenda Nova e Afrânio a sedimentação quaternária encontra-se, em sua maioria, associada à ocorrência de marmitas de dissolução e rampas coluviais sendo estes os principais compartimentos de estocagem de sedimentos nas paisagens semiáridas aqui consideradas.

As descrições de campo das oito seções verticais, reproduzindo as unidades deposicionais e sua classificação, foram realizadas levando-se em consideração a relação entre a geometria do depósito e suas propriedades sedimentológicas.

5.1.1 As Áreas de Coleta e Seções Verticais dos Depósitos Sedimentares

5.1.1.1 Área 1

A primeira área de coleta situa-se em um amplo anfiteatro de terras baixas circunscritos a sul por um lineamento de serras graníticas que se elevam a mais de 1.000m no município de Brejo da Madre de Deus, Pernambuco. O interior da depressão apresenta um relevo aplainado e parcialmente dissecado circunscrito pela isolinha de 500 m. Neste setor, além dos pedimentos e rampas de baixa declividade, ocorrem também inselbergs, ambos dominados por uma cobertura superficial de neossolos litólicos e planossolos. Em torno dos inselbergs encontram-

se comumente uma série de depressões fechadas produzidas pelo ataque da erosão diferencial e remoção dos mantos de intemperismo, as marmitas de dissolução (Figura 30 e 31).

O primeiro ponto de amostragem situa-se em uma marmita na propriedade Pocinho D'Água em Fazenda Nova. A marmita possui uma morfologia do tipo caldeirão ou poço (GUTIÉRREZ 2005), com diâmetro superior a profundidade (17m de comprimento X 5,30m de largura) evidenciando a ocorrência de zonas de intercessão de linhas de fraturas verticais com planos das juntas de alívio de pressão subparalelos à superfície do terreno, que facilitam a penetração horizontal da água, favorecendo o crescimento lateral da marmita em detrimento de sua profundidade. Esta marmita está associada a um quartzito, com uma de suas bordas conectada a uma rampa suave com cobertura superficial de detritos, apresentando erosão parcial do depósito original (Figuras 32).

Figura 30 - Perfis topográficos ao longo da Área 1 de coleta. A-B Perfil longitudinal mostrando a variação altimétrica; B-C Perfil transversal detalhando a área de coleta.

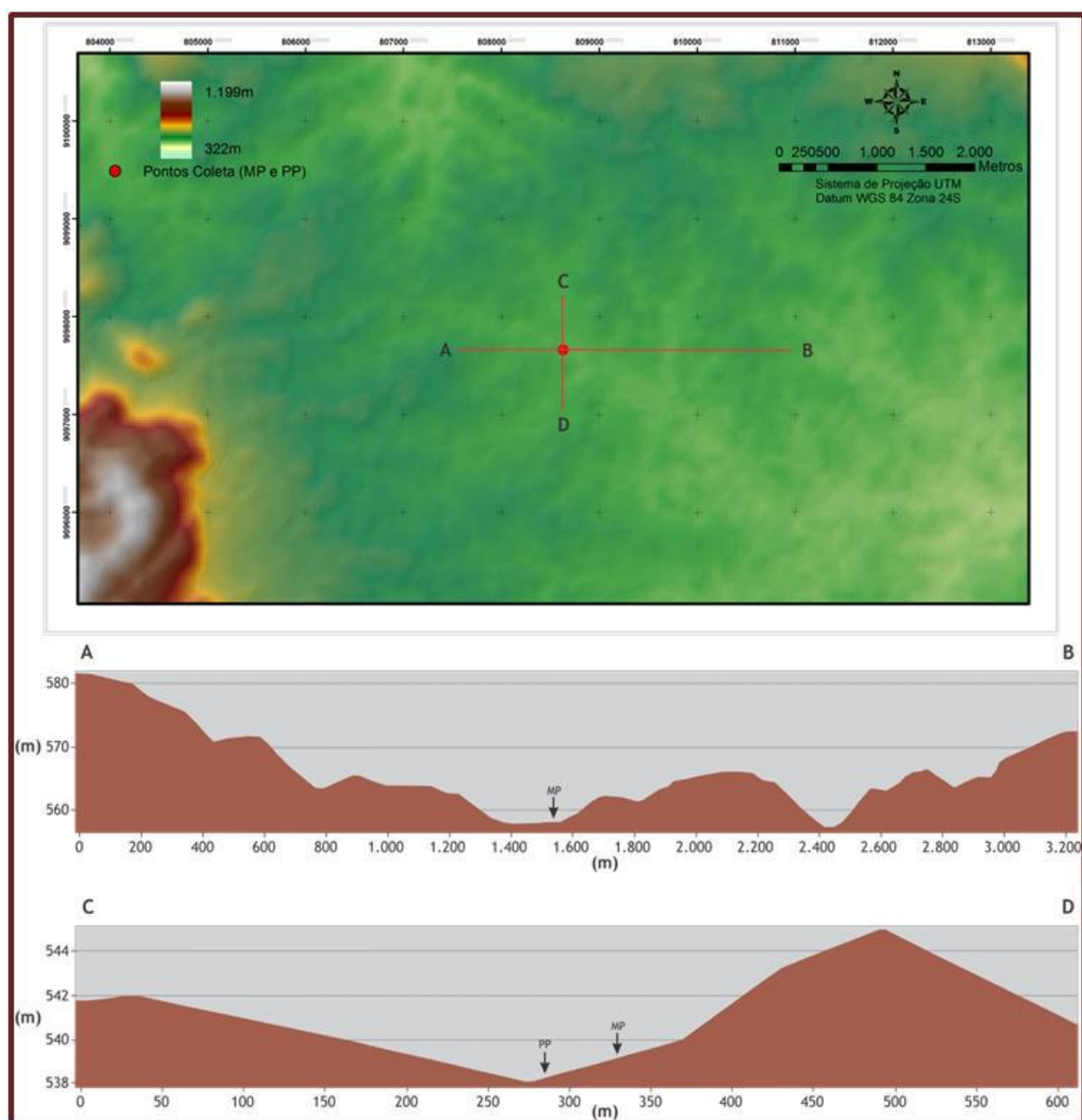


Figura 31 - Localização da primeira área de coleta.

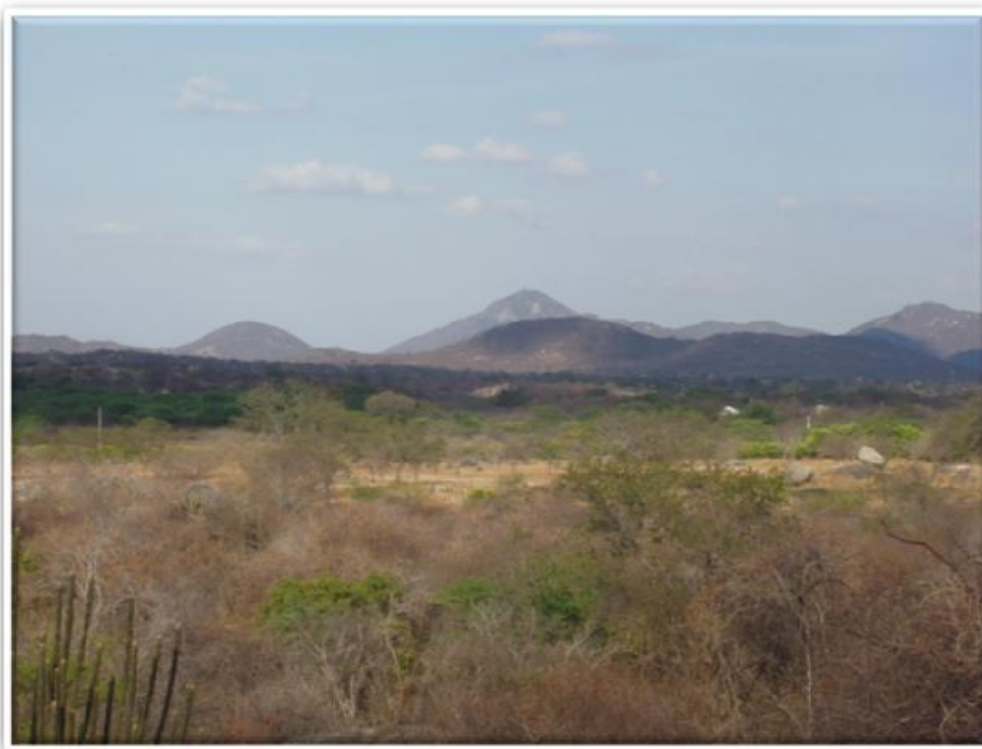


Figura 32 - Marmitta da propriedade Pocinho D'água.



O depósito que preenche a marmita apresenta espessura de 1,60 metros da base ao topo, exibindo três unidades estratigráficas distintas. A unidade basal é constituída de cascalho suportado por matriz arenosa, com grãos de quartzo e feldspatos pobremente selecionados e predomínio de grãos angulosos (Figura 33).

Figura 33 - Cascalho da unidade basal.



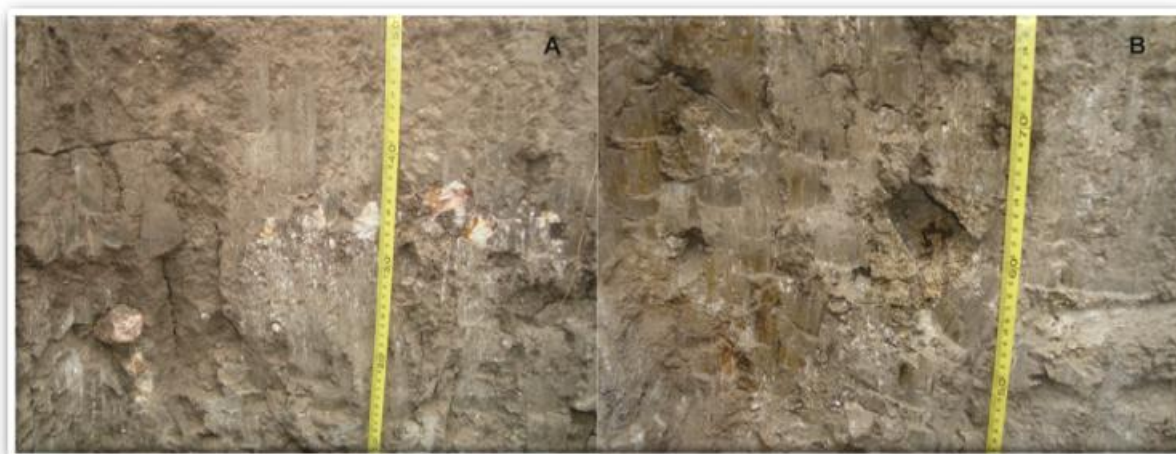
A segunda unidade é uma areia muito grossa apresentando grãos pobremente selecionados, com frequentes fragmentos de rocha e fenoclastos do tamanho seixo, angulosos, ricos em quartzo e feldspato com plano de clivagem preservado, e nódulos de ferro. Por se tratar de uma bacia de sedimentação confinada, o processo de vertisolização atingiu toda a sedimentação, fornecendo a mesma uma estrutura maciça. Esta camada apresentou acumulação de seixos rolados no topo

do perfil, sugerindo a existência de um paleo-pavimento formado por erosão laminar (Figura 34 e 35). O topo da sequência (terceira unidade) representa um horizonte antrópicamente perturbado, não sendo analisado devido à perda das características deposicionais.

Figura 34 - Segundo nível amostrado.

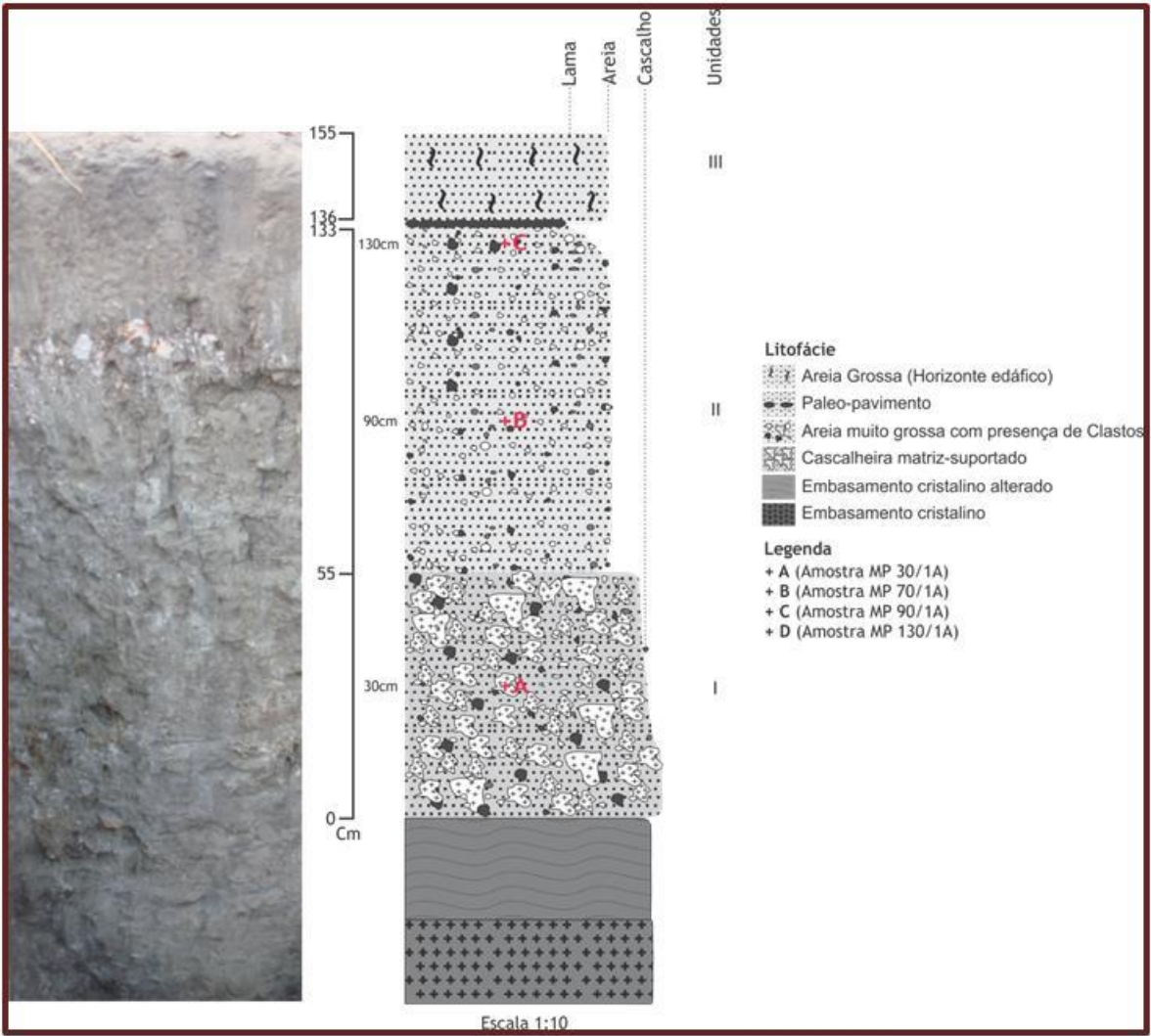


Figura 35 - A) Paleo-pavimento; B) Nódulos de Ferro



Amostras para diversas análises foram coletadas a 30, 90 e 130cm a partir da base do depósito. O espaçamento entre os pontos de coleta foi definido, em campo, de acordo com os aspectos estratigráficos, a fim de proporcionar uma melhor cronologia dos eventos deposicionais e as respectivas caracterizações dos sedimentos (Figura 36).

Figura 36 - Seção Vertical do depósito de marmita na propriedade Pocinho D'Água.



O segundo ponto de amostragem está situado no pedimento, com cobertura detrítica argilo-arenosa, próximo a um canal de drenagem que o corta transversalmente, distando cerca de 20m do primeiro ponto amostrado (Figura 37).

Figura 37 - Segundo ponto amostrado.

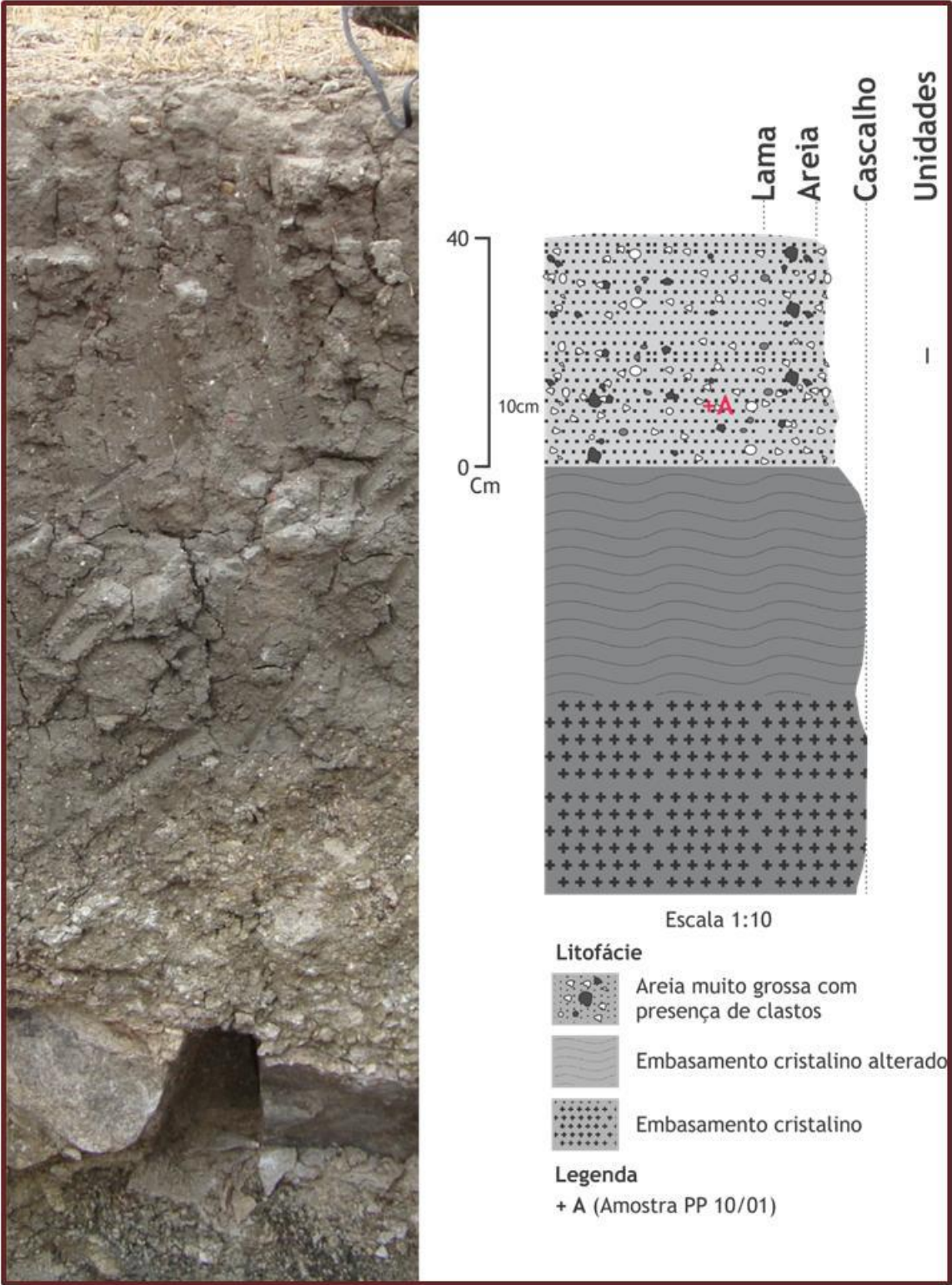


Da base ao topo, o perfil descrito mediu 40cm de uma areia muito grossa com alta concentração de argila 2:1, atribuindo um aspecto notavelmente maciço ao depósito. Sem descontinuidades internas notáveis, o mesmo contém eventuais fenoclastos do tamanho seixo e assenta-se discordantemente sobre o embasamento cristalino alterado (Figura 38). Amostras para diversas análises foram coletadas a 10cm a partir da base do depósito (Figura 39).

Figura 38 - Contato entre o embasamento cristalino alterado e a sedimentação amostrada.



Figura 39 - Seção Vertical do depósito no pedimento na propriedade Pocinho D'Água.



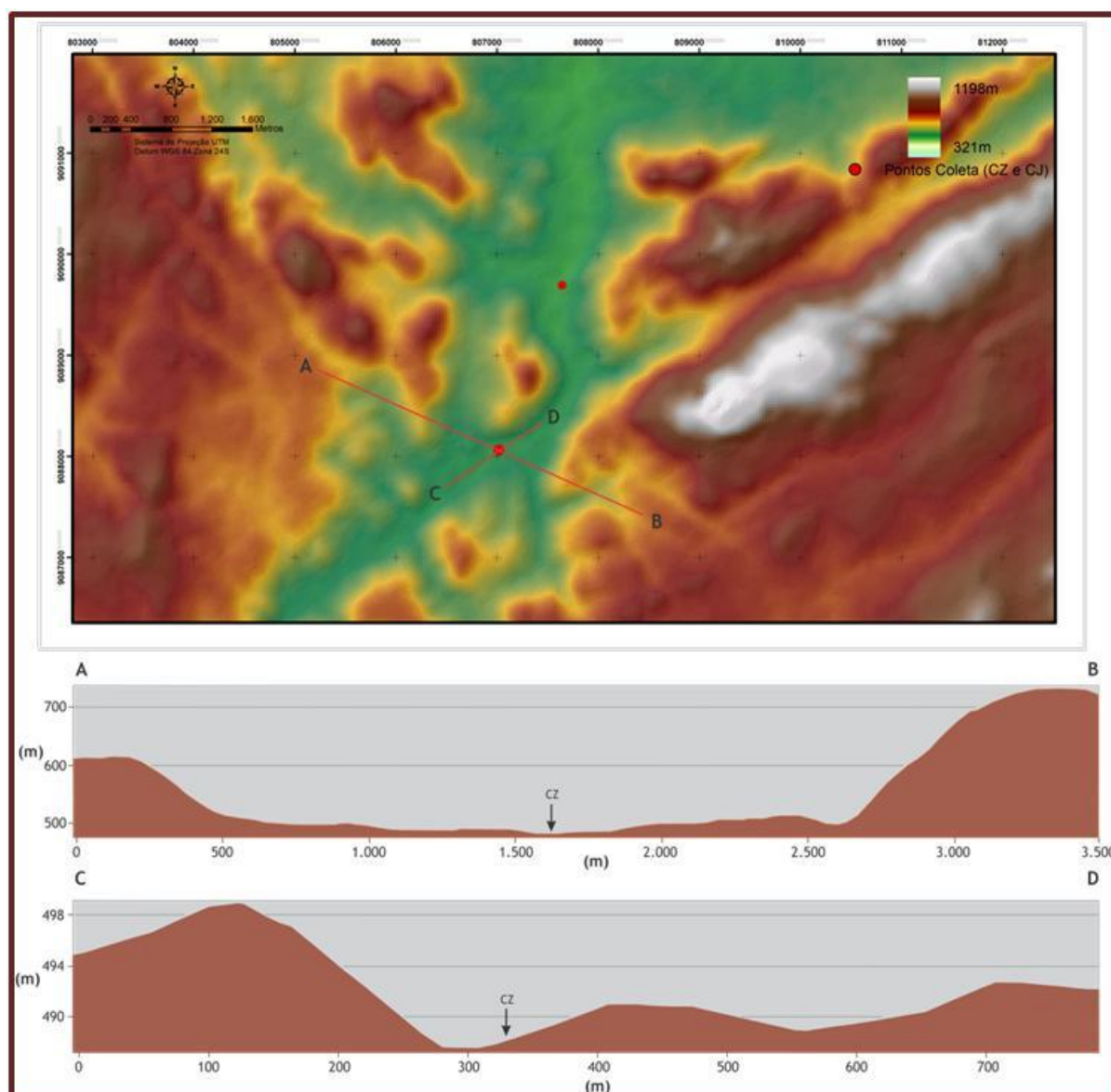
5.1.1.2 Área 2

A segunda área de coleta situa-se numa ampla rampa de colúvio ao sul do núcleo urbano de Fazenda Nova, no sítio do Jucá. A rampa de colúvio baliza uma elevação com topo a 1.050 metros e apresenta-se cortada por voçorocas. Dois pontos foram amostrados nesta área. O primeiro ponto de coleta foi definido em uma voçoroca no setor médio-inferior da encosta côncava da rampa de colúvio, a 450 metros de altitude (Figura 40 e 41).

Figura 40 - Rampa de colúvio balizando uma elevação.



Figura 41 - Perfis topográficos ao longo do primeiro ponto de coleta da Área 2. A-B Perfil longitudinal mostrando a variação altimétrica; B-C Perfil transversal detalhando a área de coleta.



A voçoroca corre transversalmente à estrada e segue a linha de maior declividade da encosta. A encosta recoberta por colúvio apresenta uma declividade geral de 15°, e forma um “Knick-point” com a encosta superior estruturada sobre a rocha mãe.

A voçoroca corta um colúvio de textura média - areia muito grossa, sobreposto por vários níveis de cascalheiras. O sedimento encontra-se mosqueado e apresenta evidências de atividade biogênicas, como túbulos de raízes e insetos.

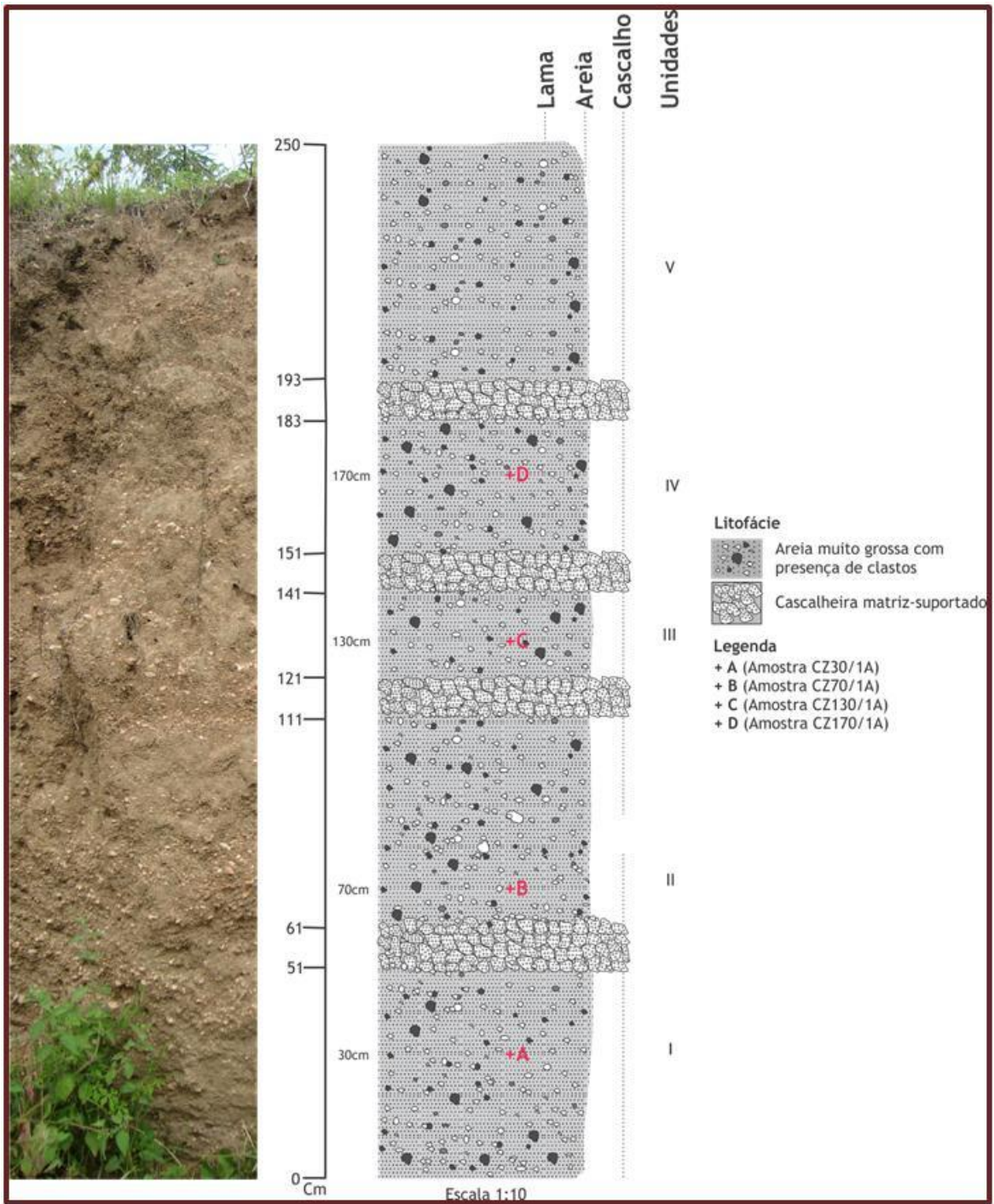
Da base ao topo, o perfil descrito mediu aproximadamente 2,50 metros. O contato entre o embasamento cristalino e a sedimentação basal não foi observado no perfil, contudo ela ocorre em outros pontos ao longo do fundo da voçoroca, nas proximidades do riacho Jucá, que o corta transversalmente.

Tubos de PVC para coleta de material para datação foram inseridos em cinco níveis diferentes do colúvio, a 30, 70, 130 e 170 cm da base ao topo respectivamente. Os níveis de cascalho que intercalam cada nível amostrado não permitiram a inserção de tubos de amostragem devido ao seu alto grau de compactação. Amostras para micromorfologia e análise sedimentológica foram retiradas dos mesmos níveis amostrados para datação (Figuras 42 e 43).

Figura 42 - Ponto de amostragem da Área 2.



Figura 43 - Seção Vertical do depósito da Área 2.



O segundo ponto amostrado encontra-se a 1,5 km do primeiro ao longo de um plano aluvial (Figuras 44 e 45). Neste ponto um colúvio fino foi observado sobreposto à rocha mãe. O sedimento coluvial contém uma quantidade considerável de grânulos de quartzo numa matriz arenosa.

O colúvio possui uma espessura de 1,40 metros de altura e tubos de PVC para coleta de material para datação foram inseridos em dois níveis do pacote sedimentar, a 20 e 80 cm da base ao topo respectivamente (Figuras 46 e 47).

Figura 44 - Perfis topográficos ao longo do segundo ponto de coleta da Área 2. A-B Perfil longitudinal mostrando a variação altimétrica; B-C Perfil transversal detalhando a área de coleta.

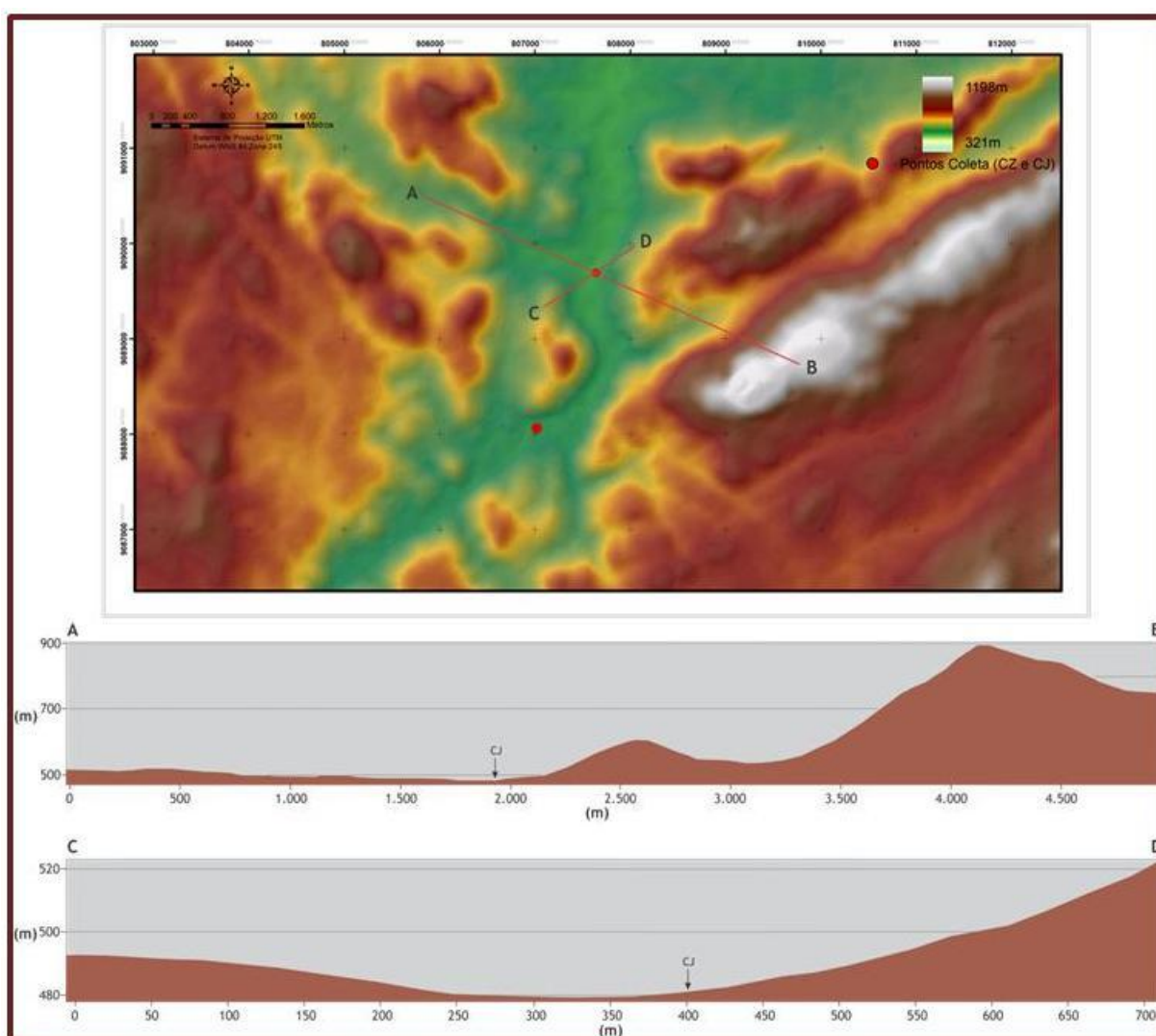


Figura 45 - Segundo ponto de coleta da Área 2.



Figura 46 - Segundo perfil amostrado na Área 2.

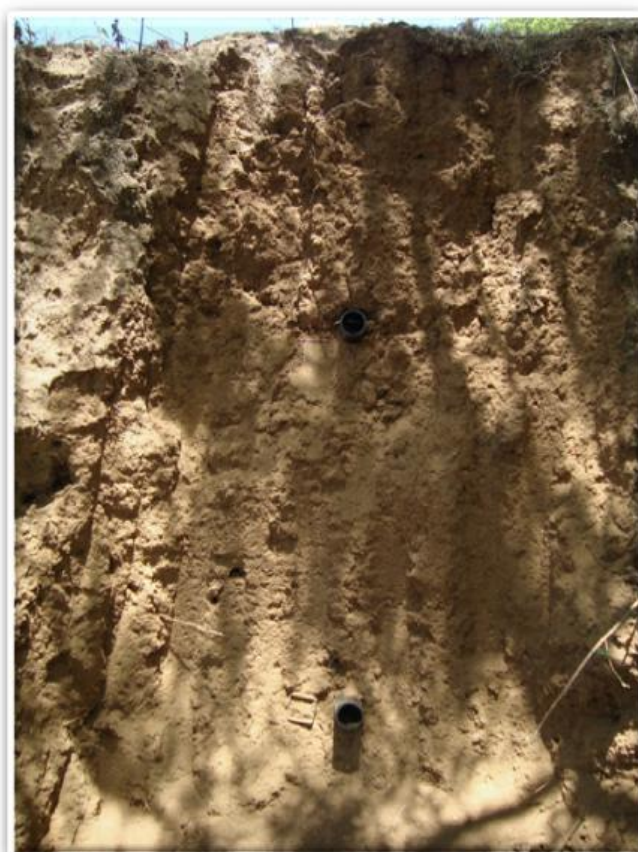
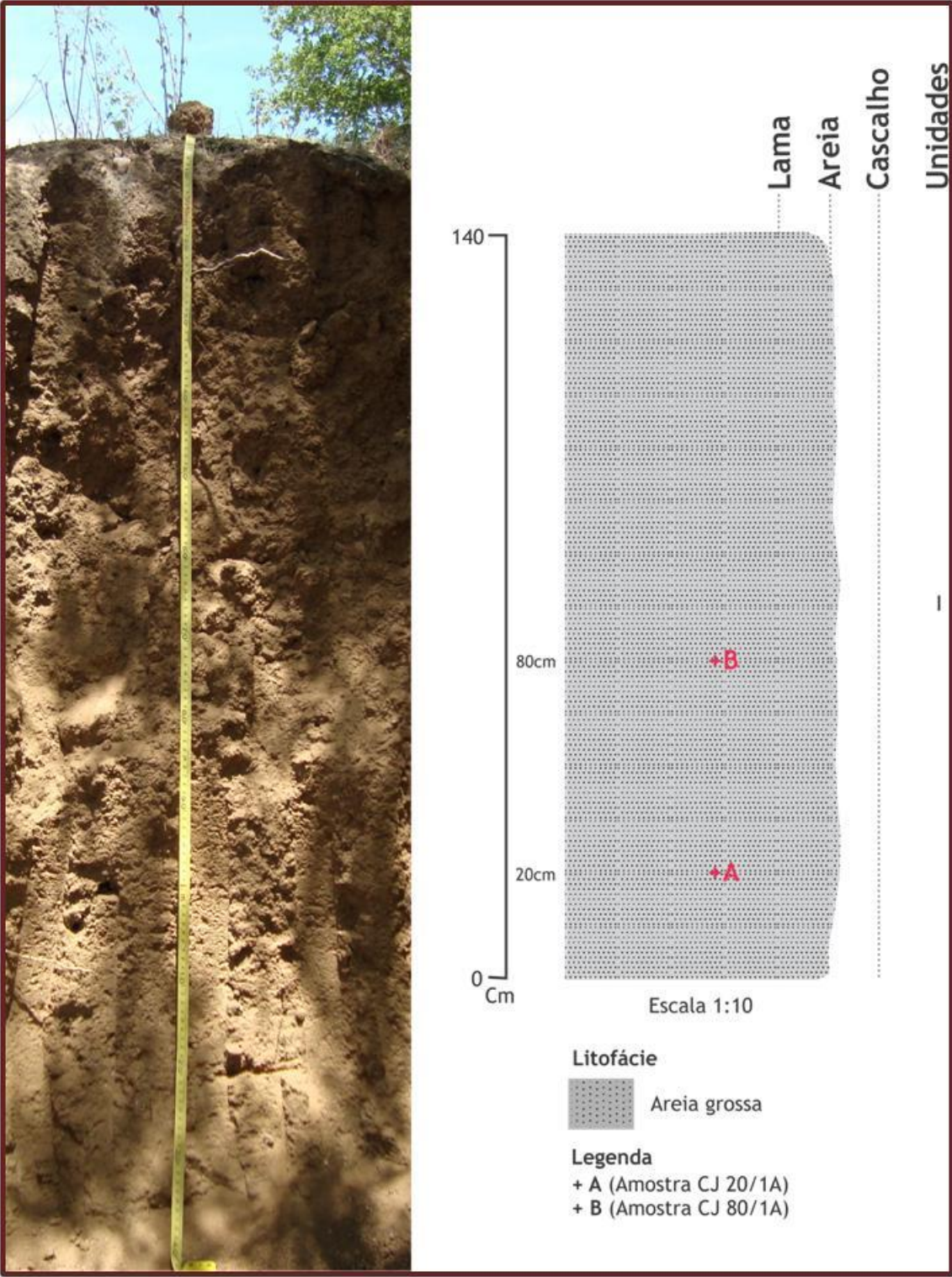


Figura 47 - Seção vertical do segundo perfil amostrado na Área 2.



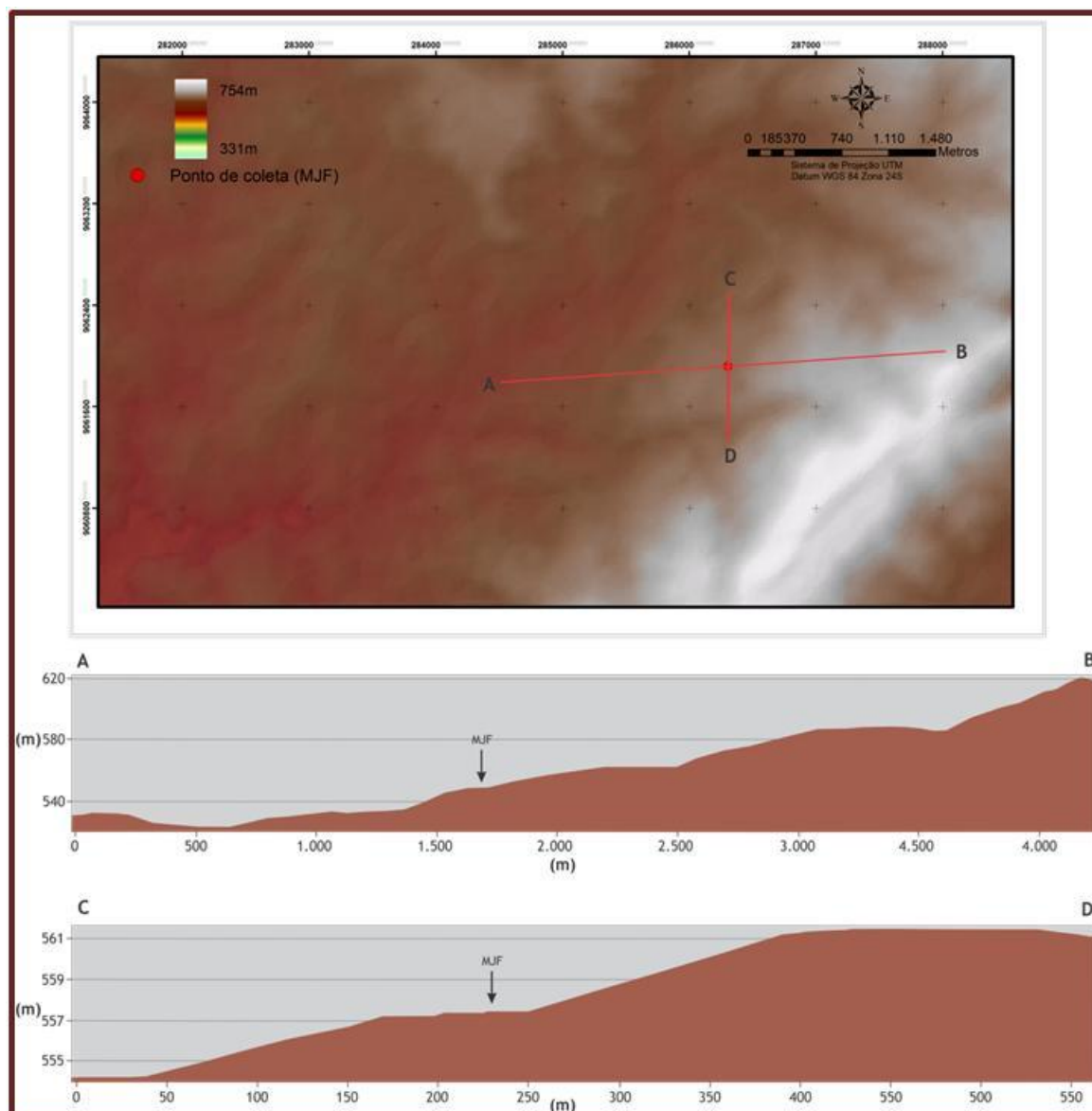
5.1.1.3 Área 3

A terceira área de coleta dista cerca de 800 Km das duas primeiras, no município de Afrânio, Pernambuco. O primeiro ponto amostrado nesta área encontra-se numa marmita de dissolução com morfologia de fundo plano ou panela (GUTIÉRREZ 2005), com diâmetro de 20m de comprimento X 8,90m de largura, situada na propriedade de nome João Ferreira. A marmita está associada a um granito pórfiro, e geomorfologicamente restrita à encosta com cobertura coluvial (Figuras 48 e 49).

Figura 48 - Marmita de dissolução - primeiro ponto de coleta - Fazenda João Ferreira.



Figura 49 - Perfis topográficos ao longo do primeiro ponto de coleta da Área 3. A-B Perfil longitudinal mostrando a variação altimétrica; B-C Perfil transversal detalhando a área de coleta.



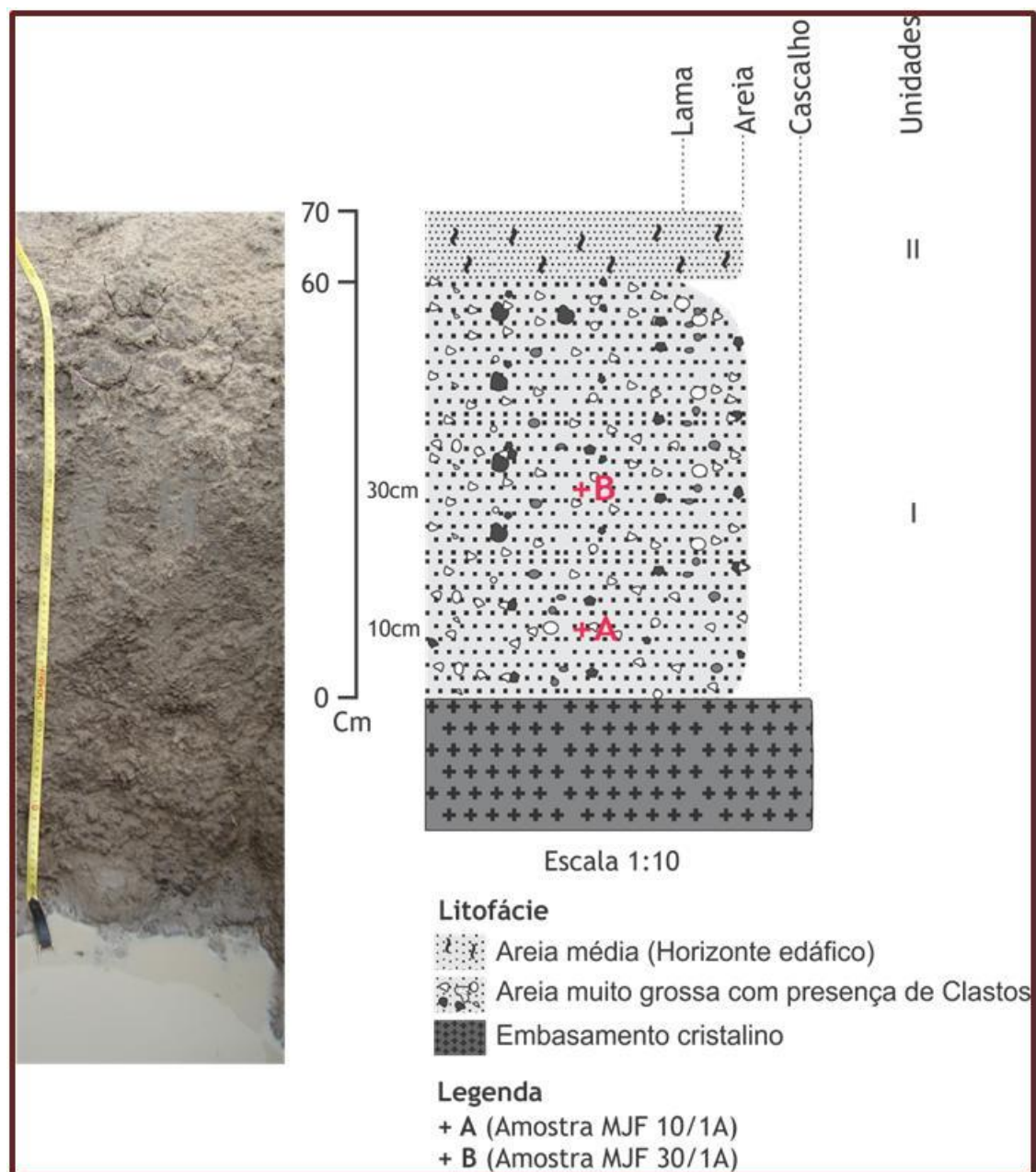
O depósito que preenche a marmita apresenta espessura de 0,70 metros da base ao topo, exibindo apenas uma unidade estratigráfica, areia grossa com grãos de quartzo e feldspatos angulosos, pobremente selecionados e presença de nódulos de ferro. Tubos de PVC para coleta de material para datação e análise

granulométrica foram inseridos em três níveis do depósito, a 10 e 30 cm da base ao topo respectivamente (Figuras 50 e 51).

Figura 50 - Primeiro perfil amostrado na Área 3.



Figura 51 - Perfil estratigráfico do primeiro ponto de coleta da Área 3.



5.1.1.4 Área 4

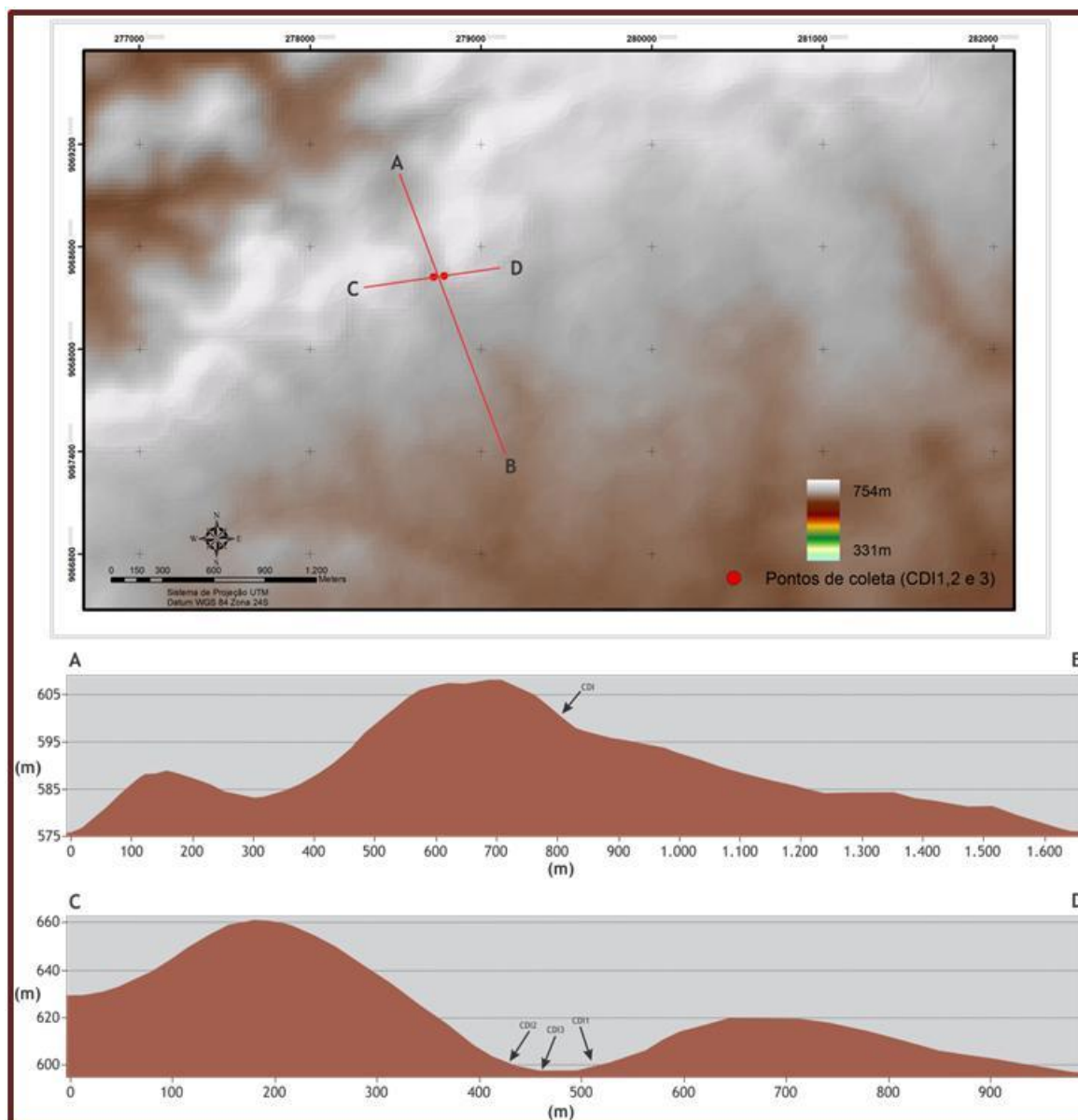
A quarta área de coleta encontra-se na localidade denominada popularmente de Morro Dois Irmãos, a 600 metros de altitude, distando cerca de 30 Km da terceira. Neste ponto se distinguiram duas formas distintas de recobrimento coluvial nas encostas: um avental de colúvio balizando uma elevação, formando encostas de geometria suavemente convexa e um recobrimento coluvial segmentado ao longo do perfil, com concentração de material na média e na baixa encosta.

A tradagem extensiva dos alvéolos não foi necessária devido à ocorrência ubíqua de voçorocas, radiais ou paralelas aos eixos das encostas, cortando todo o pacote sedimentar até o contato com o embasamento rochoso; e cortes de estradas, deixando amostra uma sequência relativamente espessa de um material areno-argiloso vermelho e de estrutura maciça (Figura 52 e 53).

Figura 52 - Área de coleta 4: Morro Dois Irmãos, Afrânio.



Figura 53 - Perfis topográficos ao longo do segundo ponto de coleta da Área 4. A-B Perfil longitudinal mostrando a variação altimétrica no sentido NNO-SSE; B-C Perfil transversal da área de coleta.



O aspecto geral do depósito é o de uma série de leques coluviais provenientes dos setores superiores da encosta, gerando uma morfologia em avental, com uma estrutura subsuperficial de rampas de colúvio sobrepostas. A

unidade coluvial superior forma um “knick-point” bem marcado com a alta encosta desprovida de sedimentos.

O primeiro ponto de coleta é a uma sequencia coluvial com espessura de 1,10 metros, seccionada por uma voçoroca, exibindo três unidades estratigráficas distintas separadas por linha de seixos (Figura 54).

A unidade inferior, um colúvio grosso matriz suportado, descrito como uma areia grossa argilo-arenosa avermelhada, apresenta frequentes fenoclastos do tamanho seixo, e ausência de estruturas deposicionais discerníveis em campo. Não foi observado o contato entre o embasamento rochoso e o colúvio no perfil, contudo, o mesmo ocorre em outros segmentos da voçoroca.

Próximo à unidade superior, acima da linha de seixo, o colúvio toma uma proporção de areia muito grossa, evidenciando que a mesma sofreu evacuação de fácies argilo-silticas pelo processo de erosão laminar, à medida que um pavimento detrítico era formado na superfície do colúvio antes da nova deposição. A unidade superior é constituída de areia fina a média silto-argilosa, mosqueada, com frequentes grânulos de quartzo, e apresentando uma estrutura maciça (Figura 55). Tubos de PVC para coleta de material para datação foram inseridos em três níveis do colúvio, a 15, 40 e 80 cm da base ao topo respectivamente. O nível de cascalho que intercala os primeiros níveis amostrados não permitiu a inserção de tubos de amostragem devido o seu alto grau de compactação. Amostras para micromorfologia e análise sedimentológica foram retiradas dos mesmos níveis amostrados para datação (Figura 56).

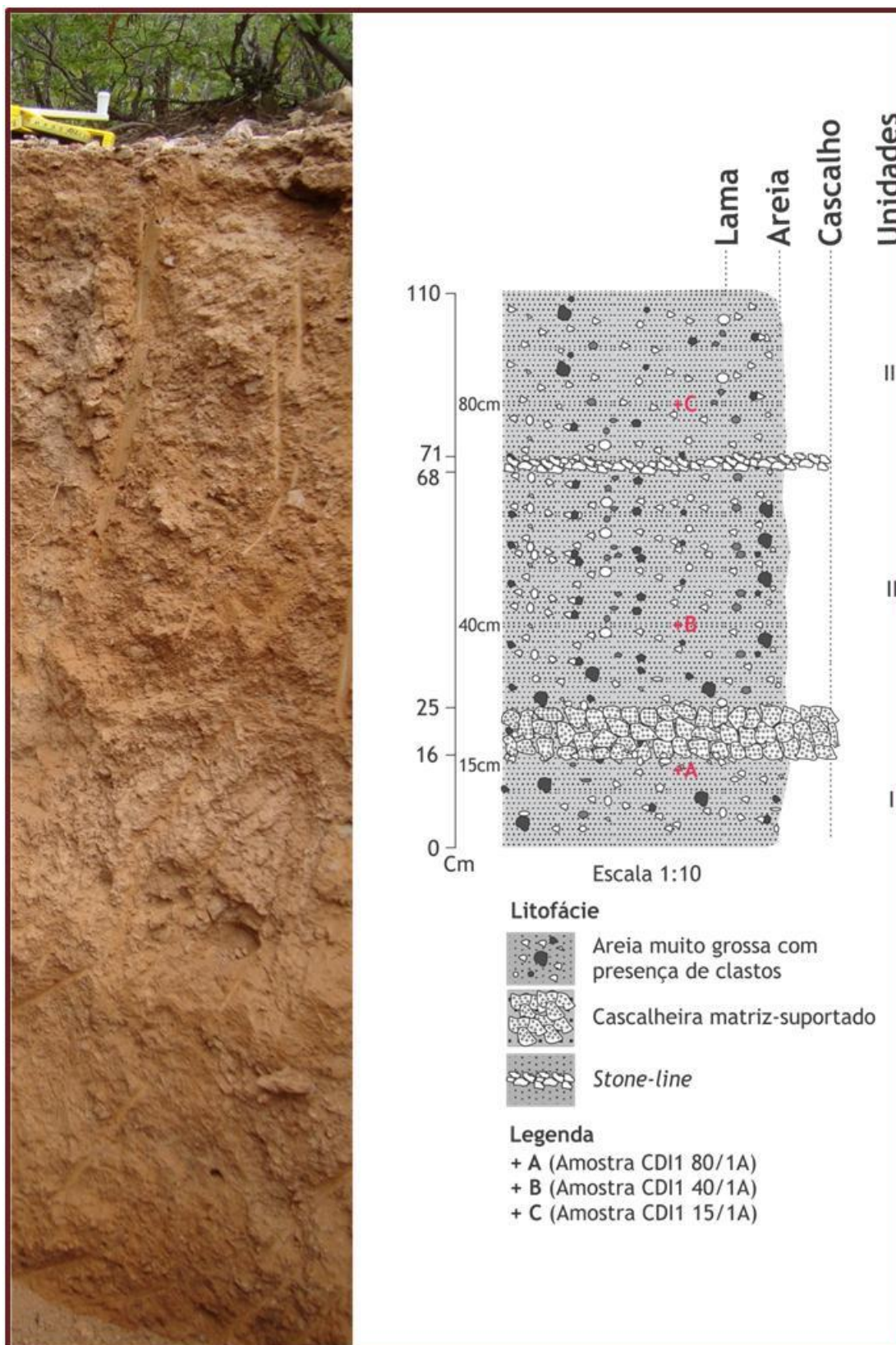
Figura 54 - Primeiro ponto de coleta no Morro Dois Irmãos - Área 4.



Figura 55 - Sequencia coluvionar amostrado no primeiro ponto do Morro Dois Irmãos - Área 4.



Figura 56 - Perfil estratigráfico do primeiro ponto de coleta no Morro Dois Irmãos - Área 4.



O Segundo ponto de coleta foi escolhido a 200 metros a montante do primeiro. O leque coluvial estudado possui 2,60m de espessura no trecho amostrado e uma estrutura grosseiramente estratificada, com camadas de areia grossa intercaladas por camadas de cascalho suportado por matriz arenosa (Figuras 57).

As camadas de cascalho observadas no perfil exibiram uma granodecrescência ascendente, com clastos mais finos no topo da sequência, facilitando a coleta do material.

O sedimento coluvial, acima e abaixo das cascalheiras, contém uma quantidade considerável de grânulos de quartzo numa matriz de areia média. Os grânulos em geral têm menos de 0,5cm de diâmetro médio (Figura 58).

Figura 57 - Segundo ponto de coleta no Morro Dois Irmãos - Área 4.

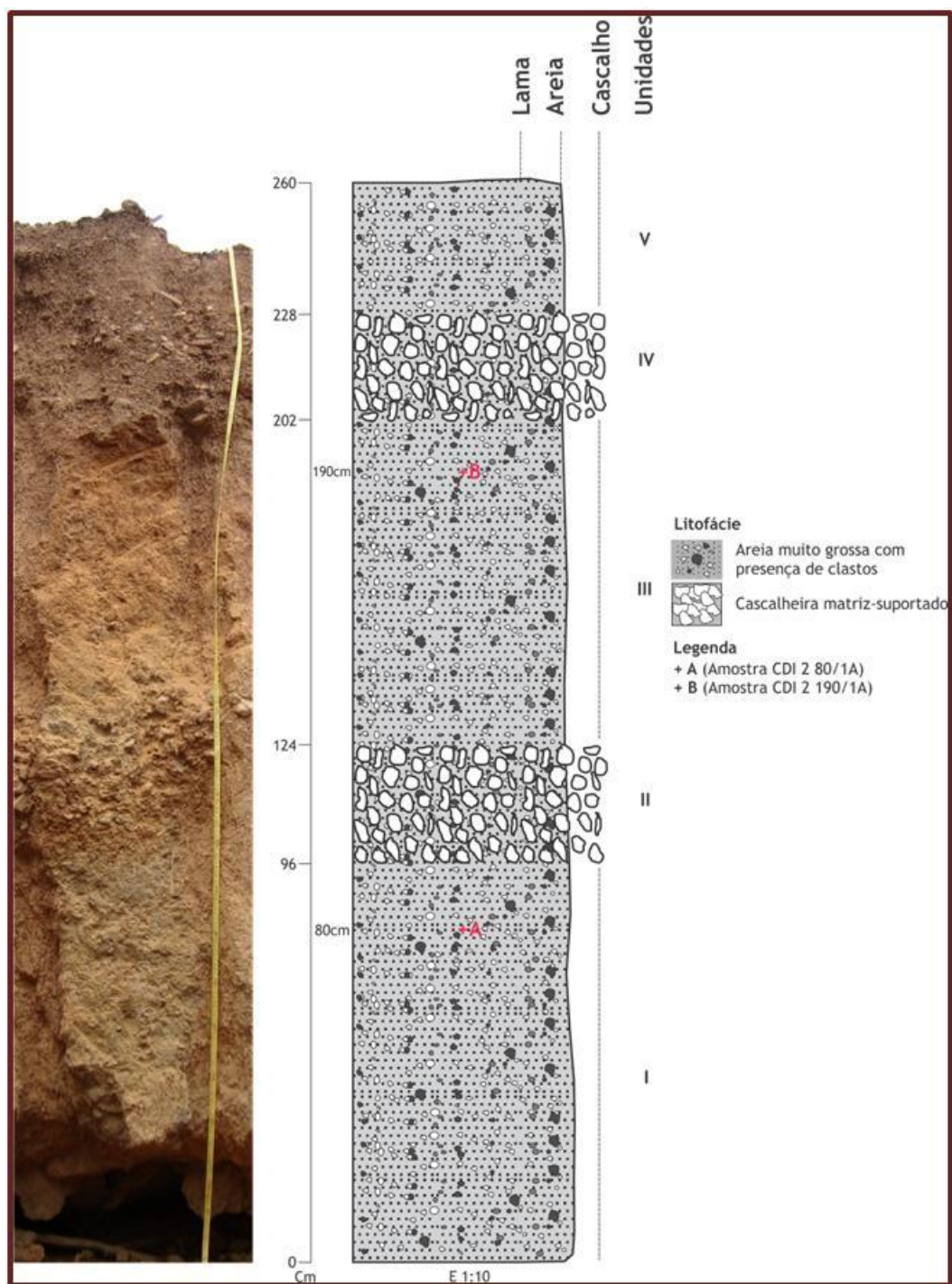


Figura 58 - Sequencia coluvionar amostrada no segundo ponto do Morro Dois Irmãos - Área 4.



Amostras para diversas análises foram coletadas ao longo do perfil, a 80 e 190 cm da base ao topo. O espaçamento entre os pontos de coleta foi definido, em campo, de acordo com os aspectos estratigráficos (Figura 59).

Figura 59 - Perfil estratigráfico do segundo ponto de coleta no Morro Dois Irmãos - Área 4.



O terceiro ponto de coleta localiza-se a 100 m do primeiro e consiste na porção inferior da sequência coluvial do segundo ponto, neste caso já situada no domínio do plano aluvial, formando um depósito alúvio-coluvial (Figura 60). Neste ponto um colúvio vermelho de textura grossa se sobrepõe a uma cascalheira de seixos angulosos com granodecrescência ascendente, variando de cascalheira fluvial clasto suportada - com blocos de cerca de 20 cm - na base a um cascalho de seixos angulosos no topo em matriz arenosa. O colúvio superior exibe um aspecto maciço, sem descontinuidades internas notáveis. O sedimento encontra-se mosqueado, com frequentes fenoclastos na fração seixo, e apresenta evidências de atividades biogênicas, com túbulos de raízes (Figura 61).

Da base ao topo o perfil mediu 1,10m, compreendendo 48cm de cascalheira basal e 62cm de colúvio grosso. Devido às características de compactação do sedimento, o tubo de PVC para coleta de material para datação foi inserido apenas no segundo nível coluvial, a 60 cm da base ao topo respectivamente. Amostras para micromorfologia e análise sedimentar foram retiradas do mesmo nível amostrado para datação (Figura 62).

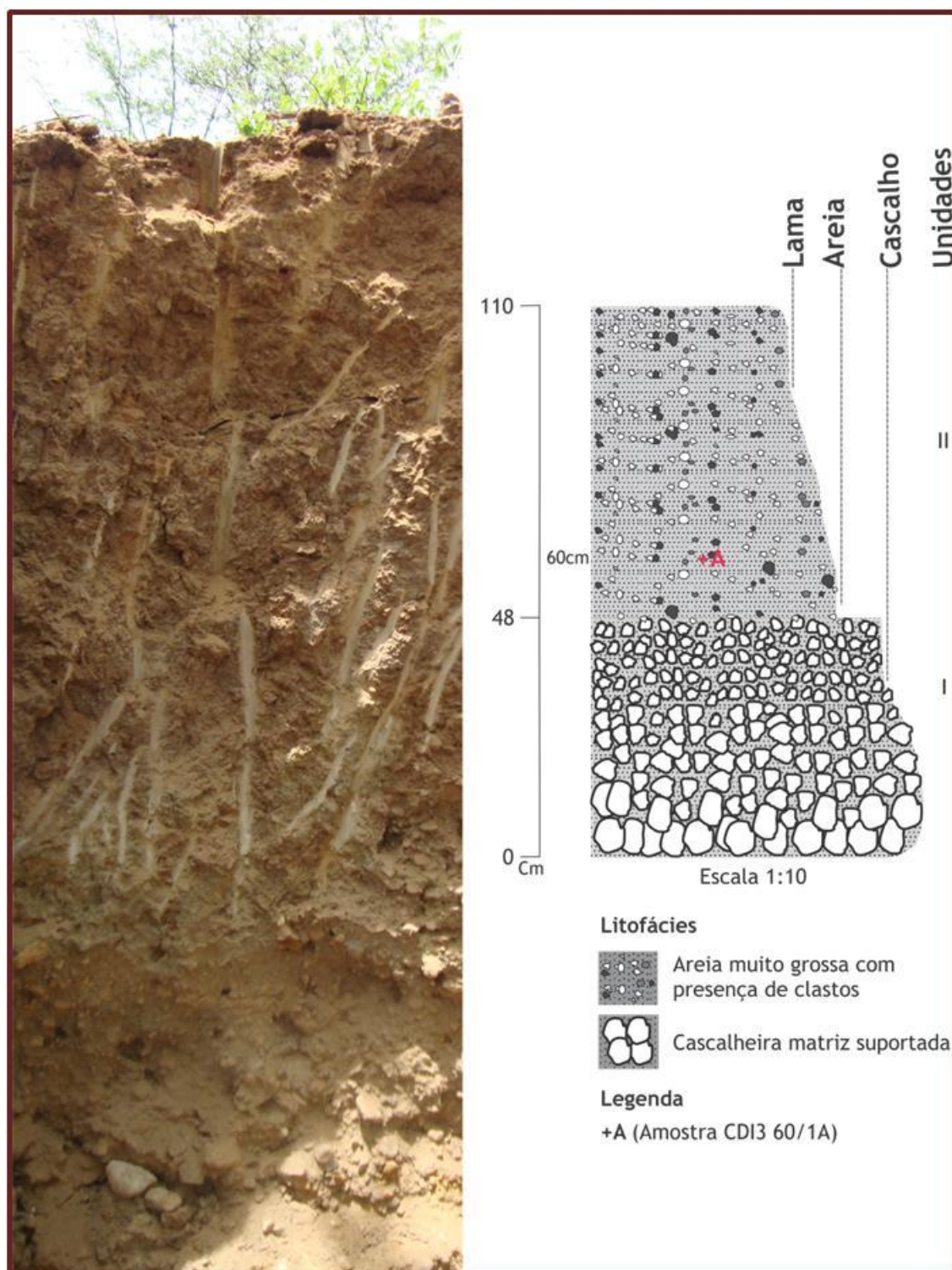
Figura 60 - Terceiro ponto de coleta no Morro Dois Irmãos - Área 4.



Figura 61 - Sequencia coluvionar amostrada no terceiro ponto no Morro Dois Irmãos - Área 4.



Figura 62 - Perfil estratigráfico do terceiro ponto de coleta no Morro Dois Irmãos - Área 4.



5.1.2 Análise Sedimentológica das Unidades Depositionais em Fazenda Nova e Afrânio

No intuito de caracterizar as unidades deposicionais, foram realizadas as análises sedimentológicas das amostras para a definição de granulometria, morfoscopia e dos parâmetros estatísticos. Os valores de curtose, seleção e assimetria foram calculados de acordo com Folk & Ward (1957).

As classes modais para a matriz dos sedimentos estudados (frações areia e silte/argila) refletiram tanto o processo quanto a maturidade dos sedimentos, com predomínio de classes modais entre cascalho a areia grossa, que para os depósitos coluviais, demonstram o retrabalhamento do material nas encostas a partir da evacuação dos finos (Figuras 63 a 66).

Figura 63 - Digrama triangular segundo Folk & Ward (op.cit) para os sedimentos da Área 1: A) Primeiro ponto amostrado; B) Segundo ponto amostrado.

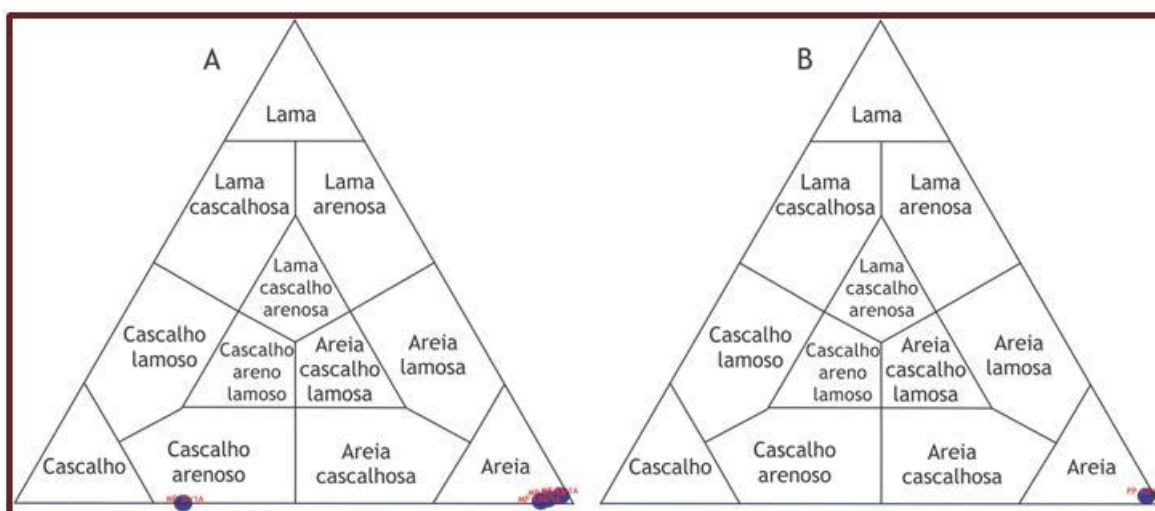


Figura 64 - Digrama triangular segundo Folk & Ward (op.cit) para os sedimentos da Área 2:

A) Primeiro ponto amostrado; B) Segundo ponto amostrado.

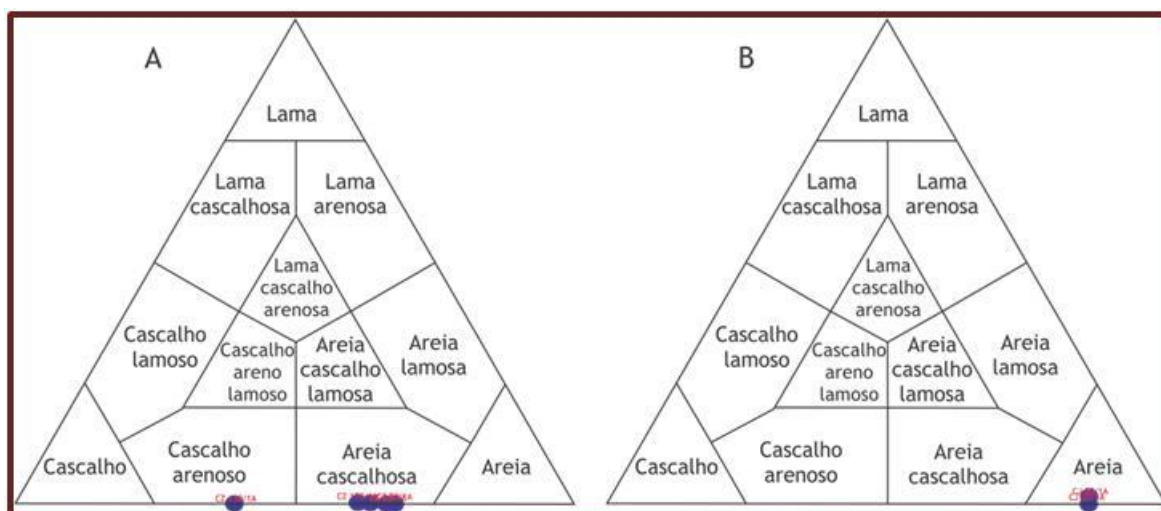


Figura 65 - Digrama triangular segundo Folk & Ward (op.cit) para os sedimentos da Área 3.

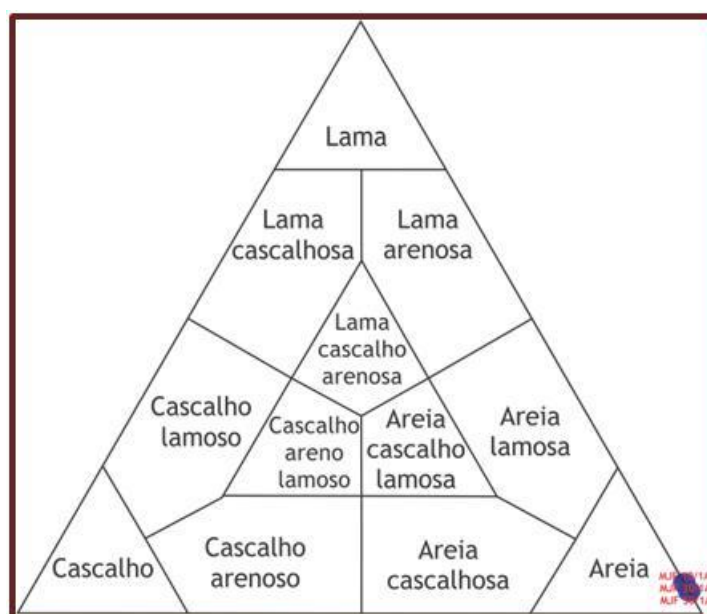
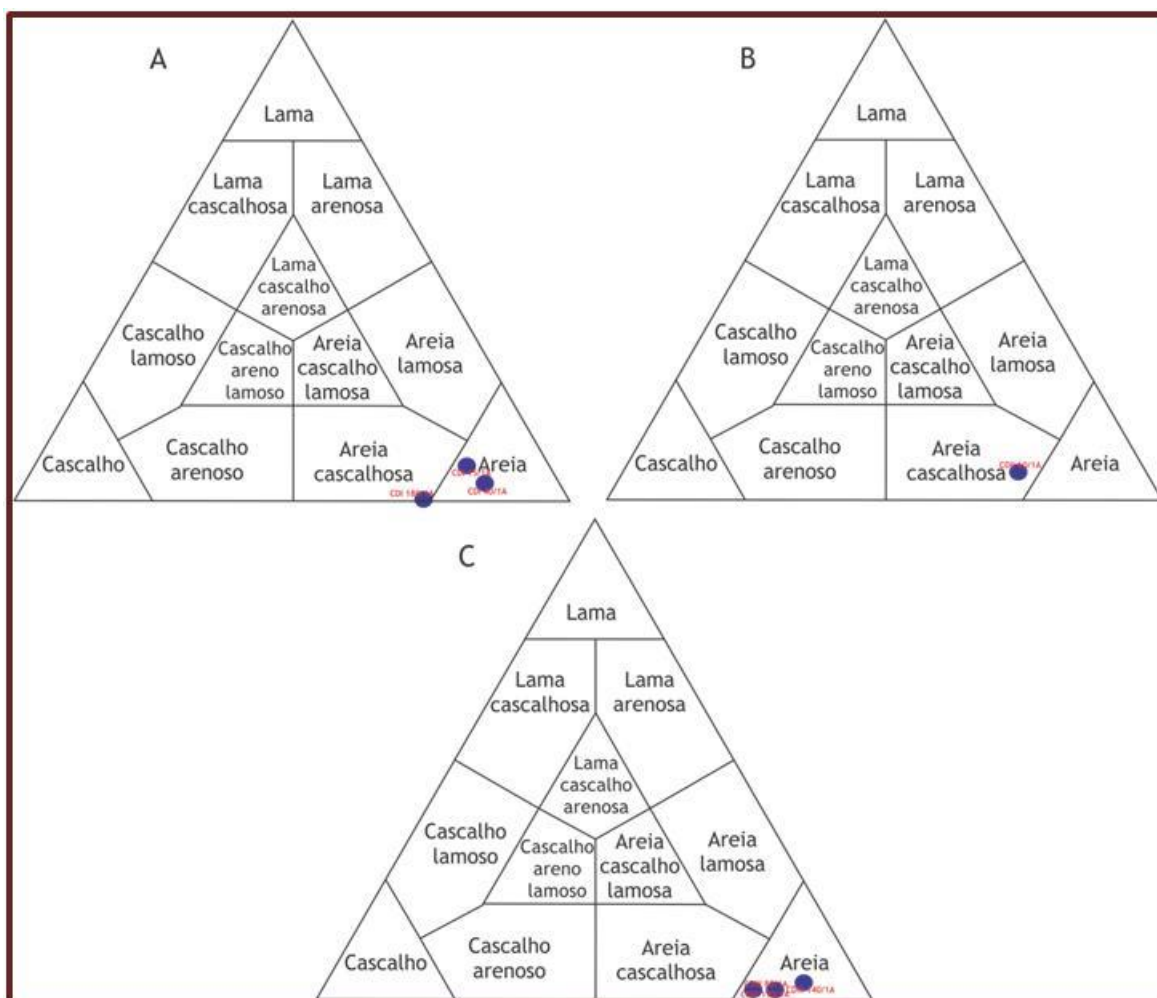


Figura 66 - Digrama triangular segundo Folk & Ward (op.cit) para os sedimentos da Área 4:

A) Primeiro ponto amostrado; B) Segundo ponto amostrado; C) Terceiro ponto amostrado.



A análise morfooscópica foi inicialmente utilizada para a determinação do grau de arredondamento, esfericidade e mineralogia dos grãos. Esta análise permitiu caracterizar qualitativamente e quantitativamente o material, possibilitando a identificação tanto sobre a natureza dos depósitos como do tipo de processo operante. Os resultados foram plotados nas tabelas 03 a 10 para uma melhor visualização dos resultados.

Tabela 03 - Análise morfooscópica da fração 0,25 mm do primeiro ponto amostrado na Área 1.

Propriedades		MP 30/1A	MP 90/1A	MP 130/1A
Distribuição por tamanho	por	Heterogêneo	Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação		Pouca agregação	Pouca agregação	Pouca agregação
Esfericidade		Discoidal	9% Sub-prismoidal 65% Esférico 26 Discoidal	72% Esféricos 28% Sub-discoidal
Arredondamento		62% Sub-anguloso 38% Anguloso	16% Anguloso 84% Muito anguloso	54% Sub-anguloso 46% Anguloso
Textura Superficial		Sacaroidal	57% Sacaroidal 43% Fosco	65% Sacaroidal 35% Fosco
Opacidade		22% Opacos 35% Transparentes 38% Translúcido	51% Transparentes 49% Translúcido	17% Opacos 60% Transparentes 23% Translúcido
Minerais		Quartzo, feldspato, biotita, muscovita	Muscovita, Biotita, quartzo, feldspato	Quartzo, biotita, muscovita, granada

Tabela 04 - Análise morfooscópica da fração 0,25 mm do segundo ponto amostrado na Área 1.

Propriedades		PP 10/1A
Distribuição por tamanho	por	Heterogêneo
Agregação		Pouca agregação
Esfericidade		Discoidal
Arredondamento		66% Sub-anguloso 34% Anguloso
Textura Superficial		53% Sacaroidal 47% Fosco
Opacidade		17% Opacos 43% Transparentes 40% Translúcido
Minerais		Quartzo, feldspato, biotita, muscovita

Tabela 05 - Análise morfooscópica da fração 0,25 mm do primeiro ponto amostrado na Área 2.

Propriedades		CZ 30/1A	CZ 70/1A
Distribuição por tamanho	por	Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação		Nenhuma	Nenhuma
Esfericidade		56% Esférico 44% Sub-discoidal	31% Sub-prismoidal 46% Esférico 23% Discoidal
Arredondamento		44% Anguloso 56% Muito anguloso	15% Sub-anguloso 25% Anguloso 60% Muito anguloso
Textura Superficial		60% Sacaroidal 40% Fosca	64% Sacaroidal 36% Fosco
Opacidade		25% Opacos 75% Transparentes	24% Opacos 50% Transparentes 26% Translúcido
Minerais		Quartzo, feldspato, biotita, muscovita, pirita	Quartzo, feldspato, biotita, pirita

Propriedades		CZ 130/1A	CZ 170/1A
Distribuição tamanho	por	Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação		Nenhuma	Nenhuma
Esfericidade		Discoidal	Discoidal
Arredondamento		61% Sub-anguloso	63% Sub-anguloso
		20% Anguloso	37% Anguloso
		19% Muito anguloso	
Textura Superficial		71% Sacaroidal	68% Sacaroidal
		29% Fosco	32% Fosco
Opacidade		20% Opacos	27% Opacos
		30% Transparentes	38% Transparentes
		50% Translúcido	35% Translúcido
Minerais		Quartzo, feldspato, biotita	Quartzo, feldspato, biotita

Tabela 06 - Análise morfooscópica da fração 0,25 mm do segundo ponto amostrado na Área 2.

Propriedades		CJ 20/1A	CJ 80/1A
Distribuição tamanho	por	Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação		Nenhuma	Nenhuma
Esfericidade		8% Sub-prismoidal	5% Sub-prismoidal
		49% Esférico	38% Esférico
		2% sub-discoidal	11% Sub-discoidal
		40% Discoidal	46% Discoidal
		15% Anguloso	6% Sub-anguloso
Arredondamento		85% Muito anguloso	20% Anguloso
			74% Muito anguloso
Textura Superficial		58% Sacaroidal	60% Sacaroidal
		42% Fosca	40% Fosco
Opacidade		47% Opacos	25% Opacos
		42% Transparentes	34% Transparentes
		11% Translúcido	41% Translúcido
Minerais		Quartzo, feldspato, biotita	Quartzo e feldspato

Tabela 07 - Análise morfooscópica da fração 0,25 mm do primeiro ponto amostrado na Área 3.

Propriedades		MJF 10/1A	MJF 30/1A
Distribuição tamanho	por	Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação		Nenhuma	Nenhuma
Esfericidade		19% Sub-prismoidal	27% Sub-prismoidal
		65% Esférico	73% Esférico
		16% Sub-discoidal	
Arredondamento		31% Anguloso	15% Anguloso
		69% Muito anguloso	85% Muito anguloso
Textura Superficial		85% Sacaroidal	77% Sacaroidal
		15% Fosco	23% Fosco
Opacidade		Transparentes	Transparentes
Minerais		Quartzo e feldspato	Quartzo e feldspato

Tabela 08 - Análise morfooscópica da fração 0,25 mm do primeiro ponto amostrado na Área 4.

Propriedades		CDI1 15/1A	CDI1 40/1A	CDI1 80/1A
Distribuição por tamanho		Heterogêneo	Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação		Nenhuma	Nenhuma	Nenhuma
Esfericidade		36% Esférico 69% Discoidal	19% Sub-prismoidal 36% Esférico 40% Discoidal	30% Sub-prismoidal 70% Discoidal
Arredondamento		14% Anguloso 86% Muito anguloso	35% Sub-anguloso 65% Anguloso	22% Anguloso 78% Muito anguloso
Textura Superficial		Sacaroidal	81% Sacaroidal 19% Fosco	74% Sacaroidal 26% Fosco
Opacidade		65% Transparentes 35% Translúcido	17% Opacos 62% Transparentes 21% Translúcido	20% Opacos 50% Transparentes 30% Translúcido
Minerais		Quartzo, feldspato, biotita, mica	Quartzo, feldspato, biotita, mica, granada	Quartzo, feldspato, biotita, mica

Tabela 09 - Análise morfooscópica da fração 0,25 mm do segundo ponto amostrado na Área 4.

Propriedades		CDI2 80/1A	CDI2 190/1A
Distribuição por tamanho		Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação		Nenhuma	Nenhuma
Esfericidade		17% Sub-prismoidal 26% Sub-discoidal 57% Discoidal	Discoidal
Arredondamento		35% Sub-anguloso 43% Anguloso 22% Muito anguloso	Muito anguloso
Textura Superficial		Brilhante	Brilhante
Opacidade		Transparentes	20% Opacos 80% Transparentes
Minerais		Quartzo, biotita, granada, feldspato	Quartzo, feldspato, mica, biotita

Tabela 10 - Análise morfooscópica da fração 0,25 mm do terceiro ponto amostrado na Área 4.

Propriedades		CDI3 60/1A
Distribuição por tamanho		Heterogêneo
Agregação		Nenhuma
Esfericidade		37% Sub-prismoidal 63% Discoidal
Arredondamento		33% Anguloso 67% Muito anguloso
Textura Superficial		Sacaroidal
Opacidade		Transparentes
Minerais		Quartzo, feldspato, biotita

A análise morfooscópica demonstrou para as amostras uma distribuição bastante heterogênea quanto à forma dos grãos, com alta esfericidade e um predomínio de grãos variando de muito angulosos a angulosos em seu grau de arredondamento. Tais parâmetros sugerem pouca variação dos processos de transporte dos sedimentos, sendo estes aparentemente transportados por fluxos de detritos com área fonte próxima. Sendo assim, a morfologia dos grãos deve-se, principalmente à alteração da rocha-mãe, com pouca alteração morfológica pelo transporte.

As amostras apresentaram abundância de material em diversos estágios de alteração, com presença de feldspatos frescos, o que sugere um transporte relativamente rápido com isolamento do material após a deposição, além da ineficácia do clima em gerar um material de alteração mais amadurecido mineralogicamente.

A avaliação da dispersão das percentagens granulométricas segundo Folk & Ward (1957) para a matriz dos sedimentos estudados (frações areia e silte/argila), indicam que os sedimentos são muito pobremente selecionados. Camargo Filho e Bigarella (1998) afirmam que o coeficiente de seleção indica uma variação nas condições do fluido transportador, ou seja, a seleção seria o resultado do processo de sedimentação que atua sobre o material, e os depósitos com distribuição granulométrica heterogênea tendem a ser pobremente selecionados.

O sinal da assimetria fornece indicações sobre a natureza do fluxo transportador dos sedimentos, se unidirecional (assimetria positiva) ou bidirecional (assimetria negativa). Os valores de assimetria muito positiva estão

relacionados às fácies areno-argilosas e as muito negativas àquelas argilo-arenosas e argilo-sílticas.

Camargo Filho e Bigarella (op.cit) ainda chamam atenção que os movimentos de massa geralmente resultam em distribuições polimodais, resultando em valores variáveis de assimetria, como foi observado para os sedimentos em questão. Sendo assim, para as amostras aqui consideradas, observou-se forte tendência à assimetria aproximadamente simétrica, indicando um duplo comportamento do fluxo transportador que ora transportou material fino, ora partículas mais grossas. O caráter arenoso do material corrobora o modelo de formação de depósitos sedimentares sob clima tropical semiárido, onde depósitos de cascalhos podem ser formados por remoção de fácies argilo-sílticas, resultando dos processos como erosão laminar, com evacuação de finos e fluxo de detritos rasos de baixa viscosidade (Tabela 11; Figuras 67 a 74).

Tabela 11 - Parâmetros estatísticos das unidades deposicionais.

Amostras	Seleção	Assimetria	Curtose
MP 30/1A	1,3 - pobremente selecionado	0,8 - muito positiva	1,9 - muito leptocúrtica
MP 90/1A	1,8 - pobremente selecionado	0,08 - aprox. simétrica	1,0 - mesocúrtica
MP 130/1A	1,7 - pobremente selecionado	0,08 - aprox. simétrica	1,0 - mesocúrtica
PP 10/1A	1,7 - pobremente selecionado	0,08 - aprox. simétrica	1,0 - mesocúrtica
CZ 30/1A	1,4 - pobremente selecionado	0,3 - muito positiva	0,5 - muito platicúrtica
CZ 70/1A	1,9 - pobremente selecionado	0,2 - positiva	0,7 - platicúrtica
CZ 130/1A	1,1 - pobremente selecionado	0,7 - muito positiva	1,2 - leptocúrtica
CZ 170/1A	2,2 - muito pobremente selecionado	0,3 - muito positiva	0,7 - platicúrtica
CJ 20/1A	2,1 - muito pobremente selecionado	0,02 - aprox. simétrica	0,8 - platicúrtica
CJ 80/1A	2,3 - muito pobremente selecionado	-0,02 - aprox. simétrica	0,9 - mesocúrtica

MJF 10/1A	2,1 - muito pobremente selecionado	0,0002 - aprox. simétrica	0,7 - platicúrtica
MJF 30/1A	1,8 - pobremente selecionado	-0,1 - negativa	0,7 - platicúrtica
CDI1 15/1A	2,1 - muito pobremente selecionado	-0,06 - aprox. simétrica	0,8 - platicúrtica
CDI1 40/1A	1,8 - pobremente selecionado	-0,1 - negativa	0,8 - platicúrtica
CDI1 80/1A	1,8 - pobremente selecionado	0,1 - positiva	0,9 - mesocúrtica
CDI2 80/1A	2,2 - muito pobremente selecionado	-0,09 - aprox. simétrica	0,8 - platicúrtica
CDI2 190/1A	1,9 - pobremente selecionado	-0,1 - negativa	0,8 - platicúrtica
CDI3 60/1A	2,1 - muito pobremente selecionado	0,2 - positiva	0,7 - platicúrtica

Figura 67 - Distribuição granulométrica do primeiro ponto de coleta da Área 1.

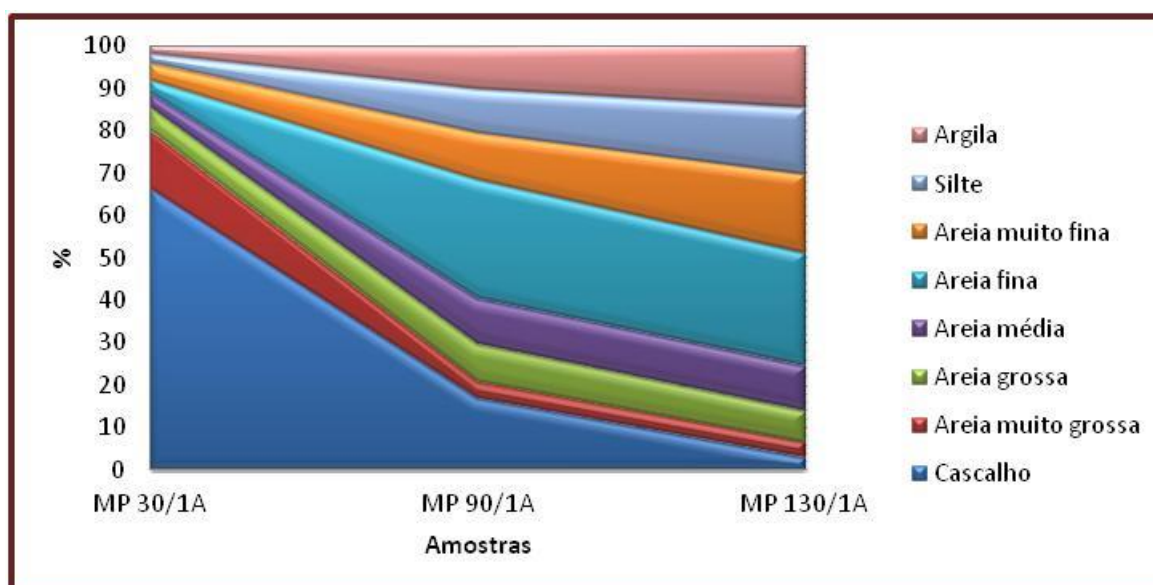


Figura 68 - Distribuição granulométrica do segundo ponto de coleta da Área 1.

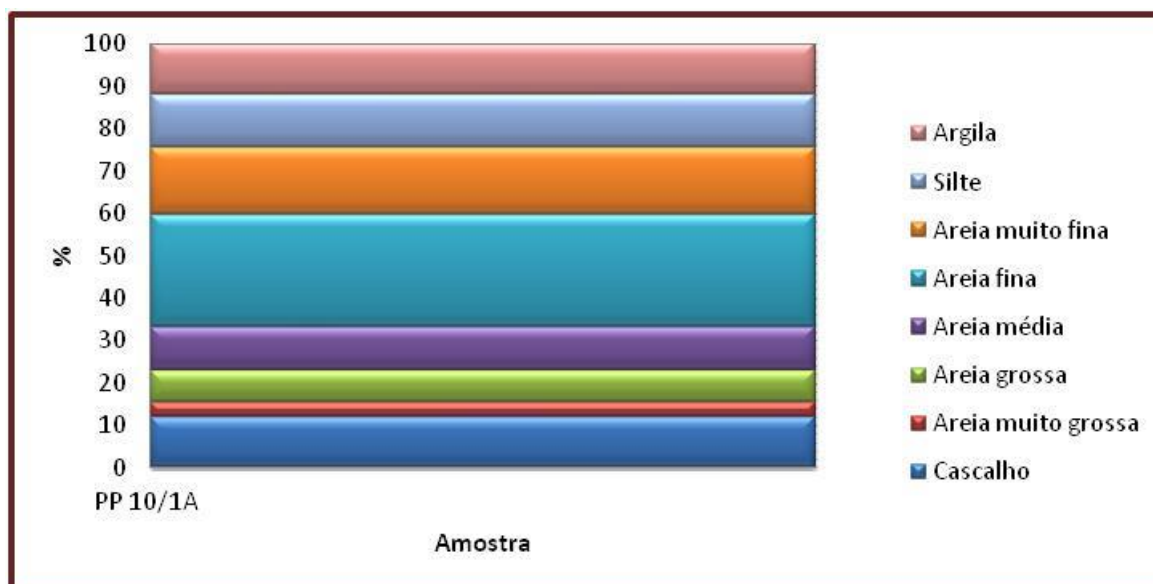


Figura 69 - Distribuição granulométrica do primeiro ponto de coleta da Área 2.

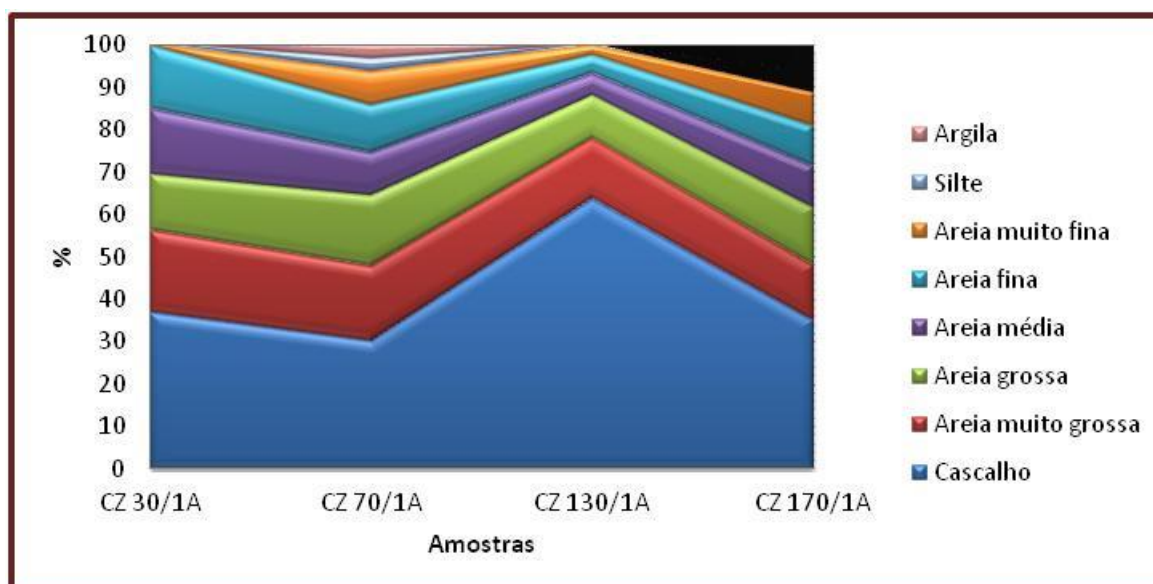


Figura 70 - Distribuição granulométrica do segundo ponto de coleta da Área 2.

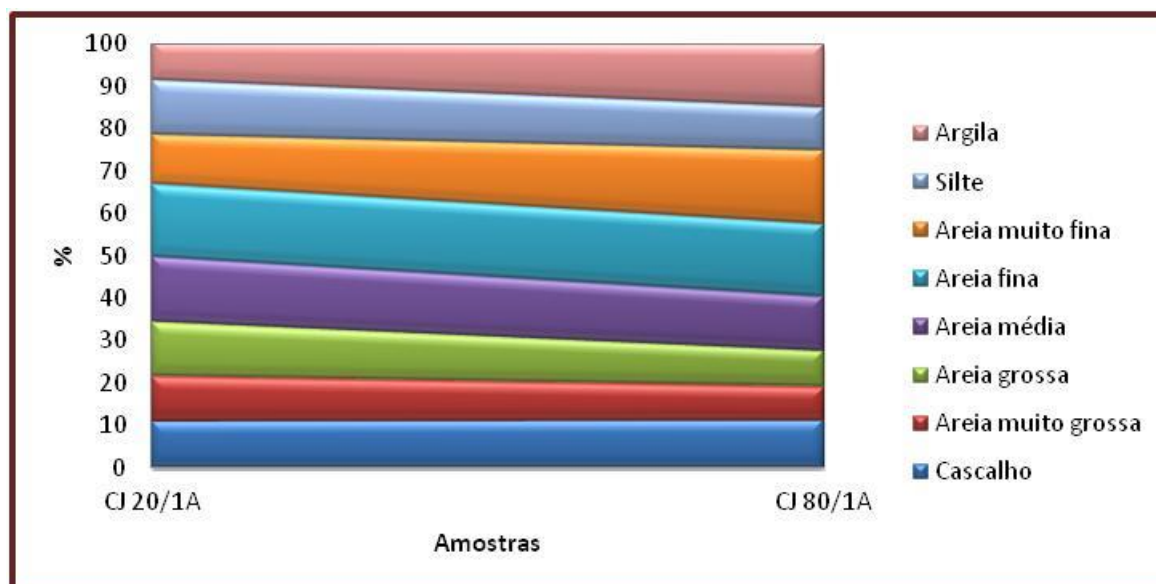


Figura 71 - Distribuição granulométrica do ponto de coleta da Área 3.

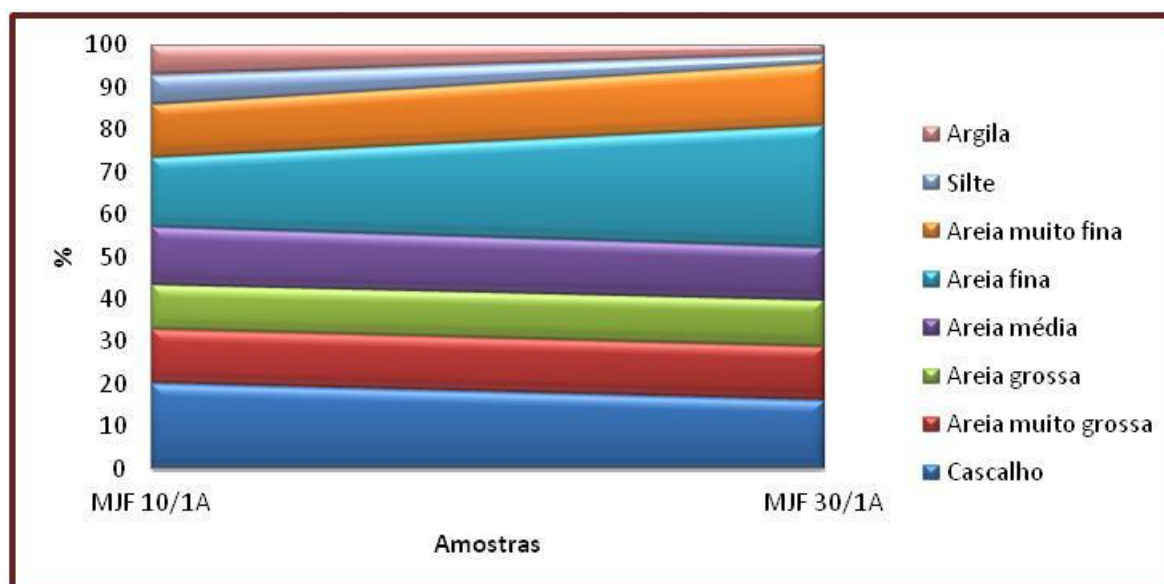


Figura 72 - Distribuição granulométrica do primeiro ponto de coleta da Área 4.

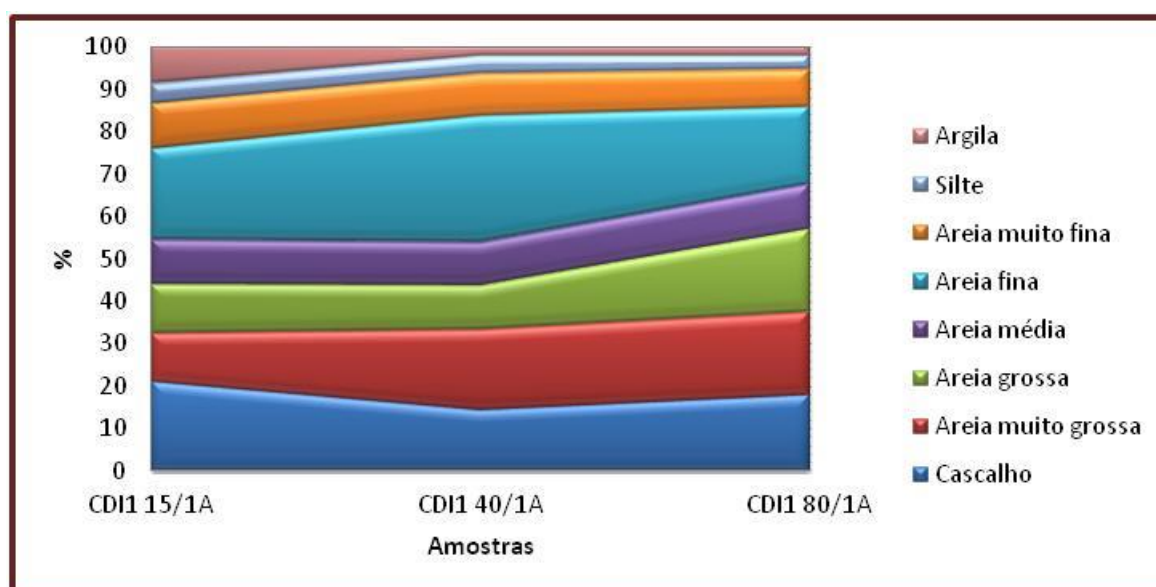


Figura 73 - Distribuição granulométrica do segundo ponto de coleta da Área 4.

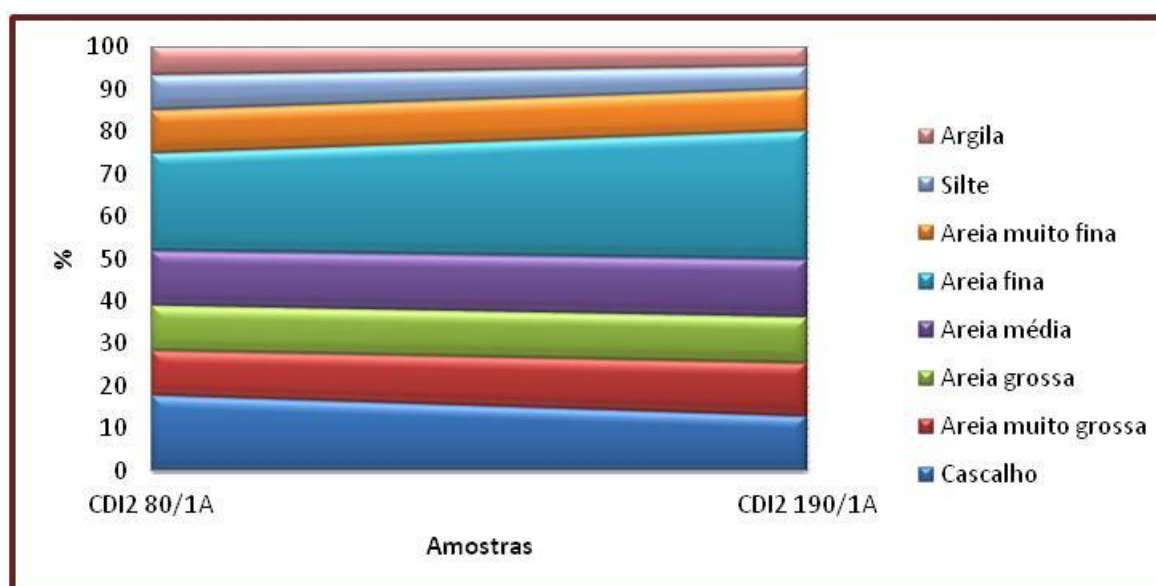
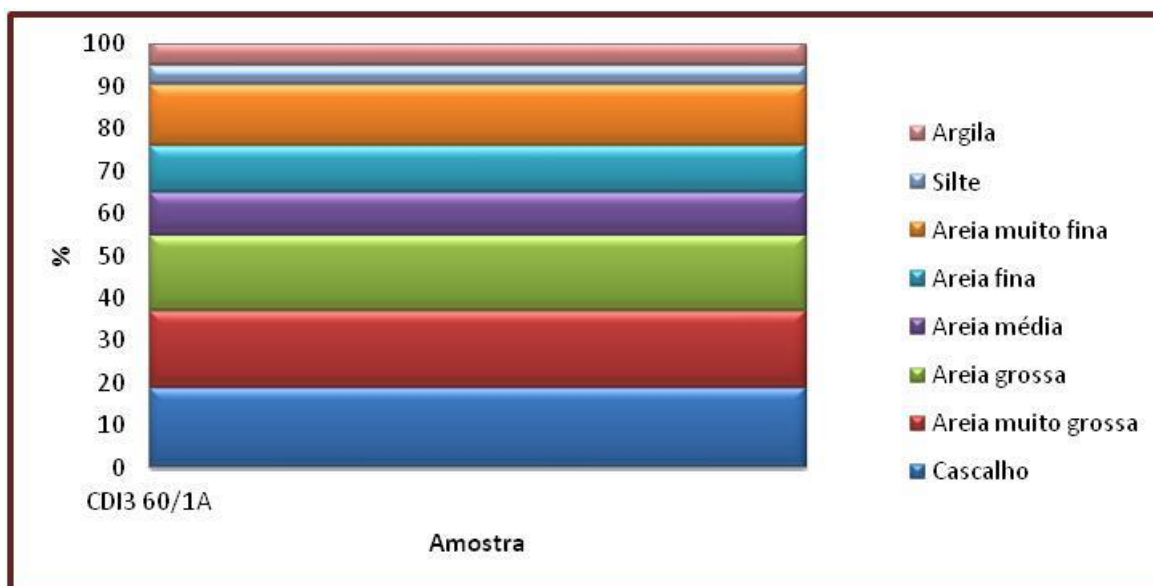


Figura 74 - Distribuição granulométrica do terceiro ponto de coleta da Área 4.



Já a curtose gráfica reflete o grau de achatamento da distribuição granulométrica em comparação com a curva de distribuição normal - curva em sino. Segundo MacManus (1988), curvas muito achatadas de sedimentos pobremente selecionados ou aquelas de distribuições polimodais são platicúrticas, enquanto que as curvas de amostras extremamente bem selecionadas nos setores centrais da distribuição são leptocúrticas. No caso das amostras em questão, a curtose reflete a ocorrência de amostras pobremente selecionadas, com predomínio de distribuições variando de muito platicúrticas a mesocúrtica (Figuras 75 a 78).

Figura 75 - Curvas cumulativas dos pontos de coleta da Área 1: A) Primeiro ponto de coleta;
B) Segundo ponto de coleta.

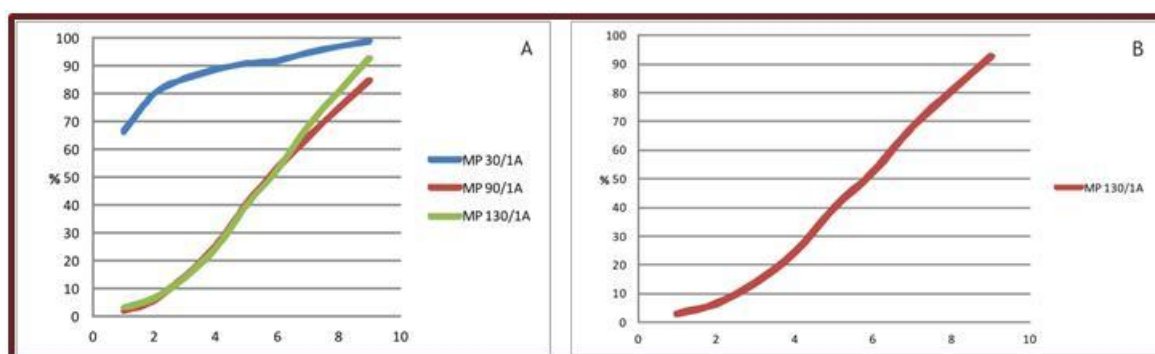


Figura 76 - Curvas cumulativas dos pontos de coleta da Área 2: A) Primeiro ponto de coleta;
B) Segundo ponto de coleta.

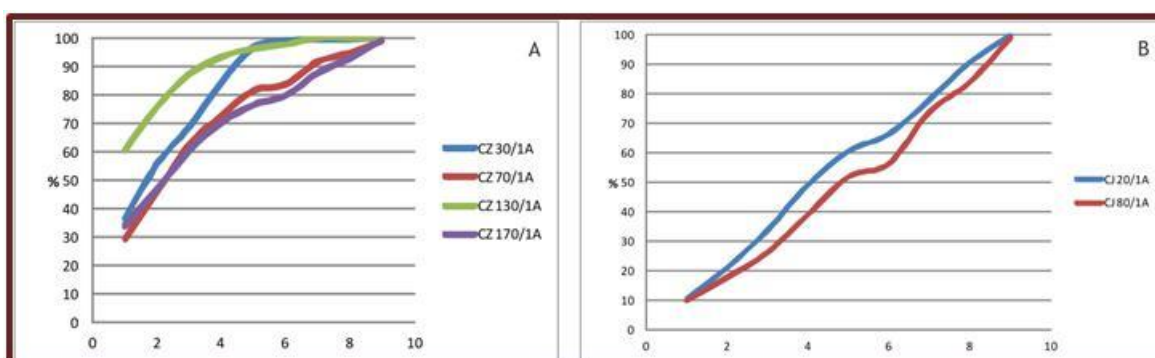


Figura 77 - Curvas cumulativas do ponto de coleta da Área 3.

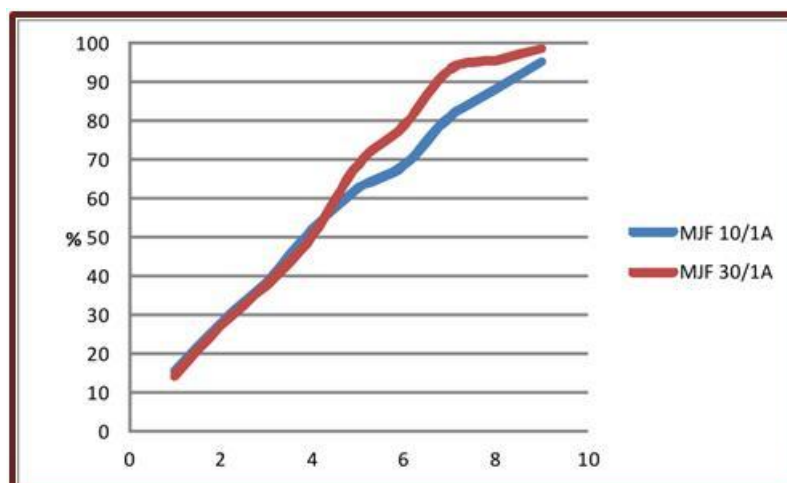
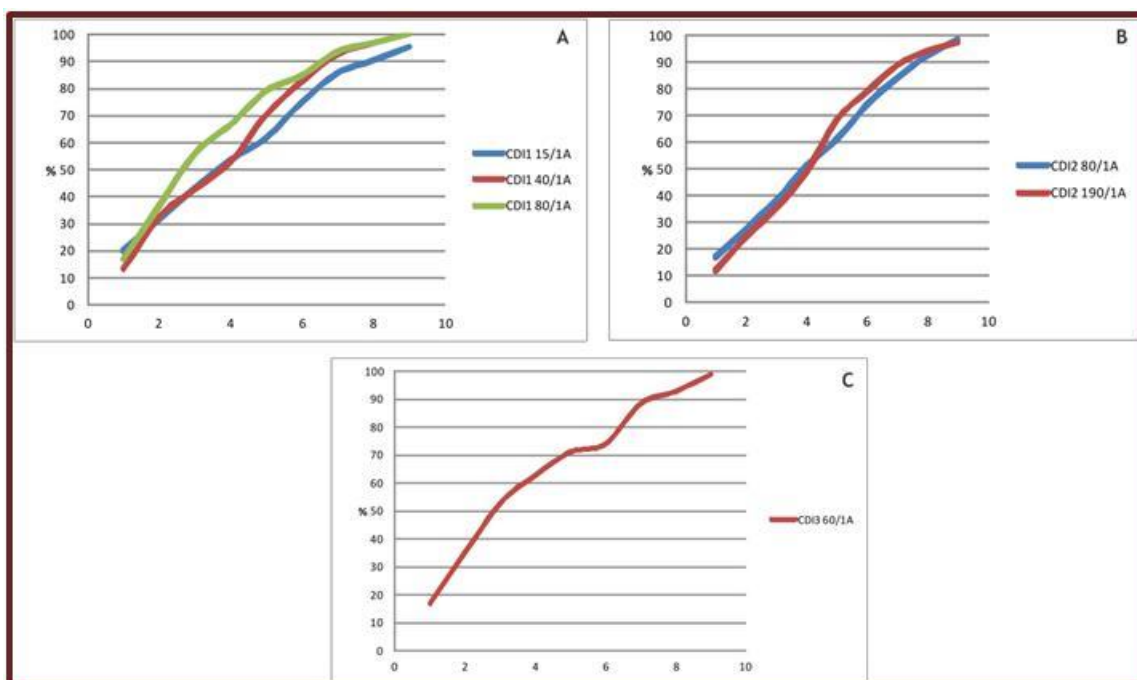


Figura 78 - Curvas cumulativas dos pontos de coleta da Área 4: A) Primeiro ponto amostrado; B) Segundo ponto amostrado; C) Terceiro ponto amostrado.



De fato, as análises estatísticas ora consideradas corroboram a hipótese sugerida por Silva & Corrêa (2004), Silva (2007) e Melo et al. (2012), de que há um controle direto dos mantos de alteração, elaborados sob condições semiáridas, sobre o fornecimento de material para a colmatação das marmitas e ambientes de encostas, mediante um regime de transporte de alta energia, sendo este confirmado pelas análises dos diagramas de Pejrup (1988), onde a hidrodinâmica dominante durante o processo de sedimentação variou de alta a muito alta (Figuras 79 a 82).

Figura 79 - Diagramas de Pejrup dos pontos de coleta da Área 1: A) Primeiro ponto amostrado; B) Segundo ponto amostrado.

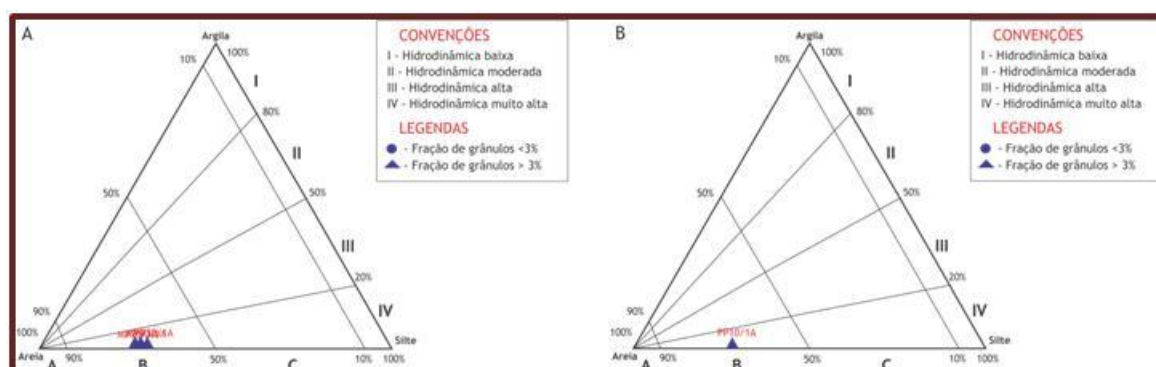


Figura 80 - Diagramas de Pejrup dos pontos de coleta da Área 2: A) Primeiro ponto amostrado; B) Segundo ponto amostrado.

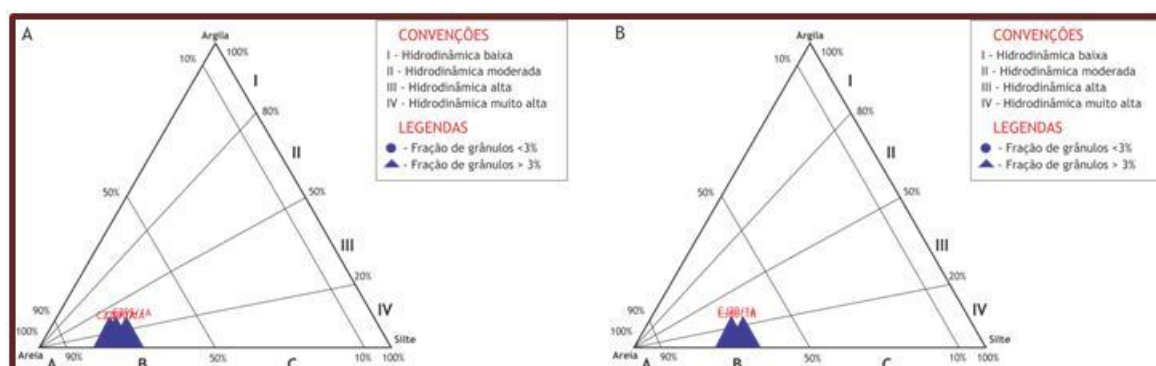


Figura 81 - Diagramas de Pejrup do ponto de coleta da Área 3.

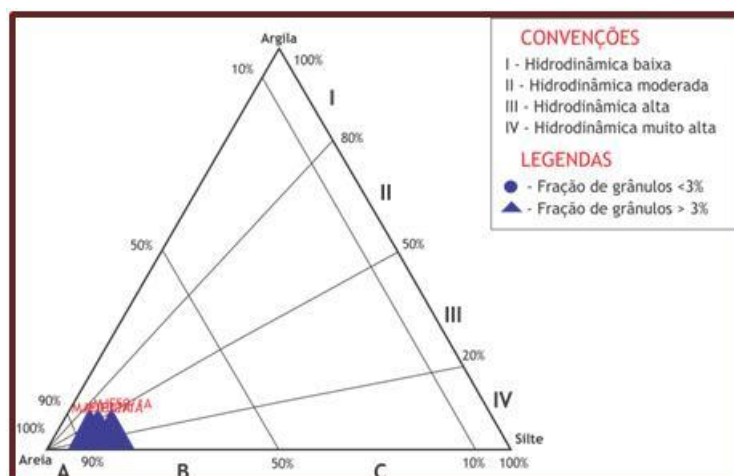
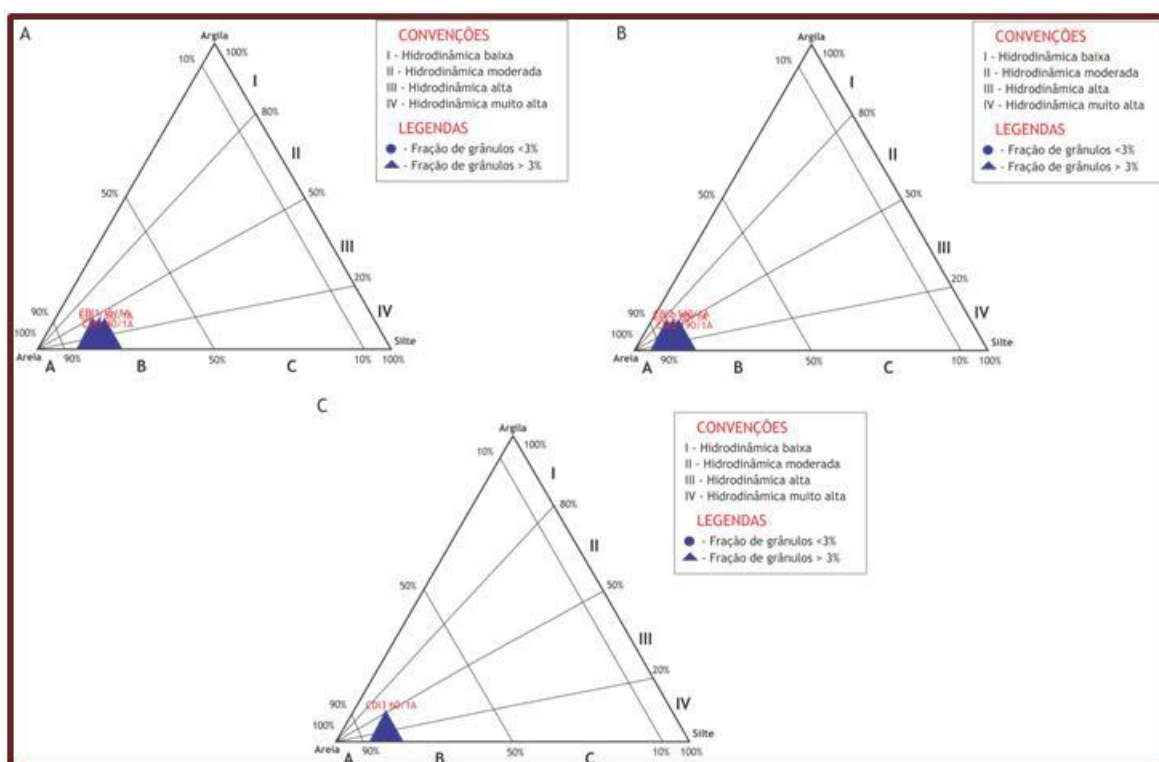


Figura 82 - Diagramas de Pejrup dos pontos de coleta da Área 4: A) Primeiro ponto amostrado; B) Segundo ponto amostrado; C) Terceiro ponto de coleta.



O método de análise discriminatória multivariada de sedimentação proposto por Sahu (1964) permitiu distinguir condições ambientais das unidades deposicionais, partindo-se do pressuposto que as variações dos parâmetros estatísticos de um dado sedimento são concordantes com as variações sofridas pelo ambiente deposicional, caracterizando as condições ambientais, principalmente as hidrodinâmicas.

O Princípio básico da análise proposta por Sahu (op.cit) parte das seguintes premissas:

1. Cada ambiente sedimentar pode ser caracterizado fisicamente por níveis energéticos peculiares;

2. Cada ambiente sedimentar têm flutuações de energia dentro de alguns limites críticos, e estas podem variar no tempo e no espaço;
3. A "fossilização" das características de energia do ambiente e suas flutuações estão condicionadas à disponibilidade de quantidade suficiente de material clástico de todas as granulometrias selecionáveis ao receberem o impacto das variações de energia do ambiente;
4. Cada ambiente tem nos caracteres texturais de seus depósitos um conjunto de elementos que reflete um intervalo de condições físicas, segundo o qual, observando-se um é possível dar ordem de grandeza a outro.

Sendo assim, conforme valores obtidos para as amostras aqui analisadas, observou-se que o ambiente deposicional foi de baixa viscosidade e fluidez, condizente aos transportes por fluxo de detritos a curtas distâncias (Figuras 83 a 86). Esta constatação é particularmente relevante para a interpretação do ambiente deposicional das marmitas, algumas vezes referido na literatura regional como de origem lacustre.

Figura 83 - Diagrama indicando o ambiente deposicional segundo Sahu (1964) para as amostras coletadas na Área 1: A) Primeiro ponto de coleta; B) Segundo ponto de coleta.

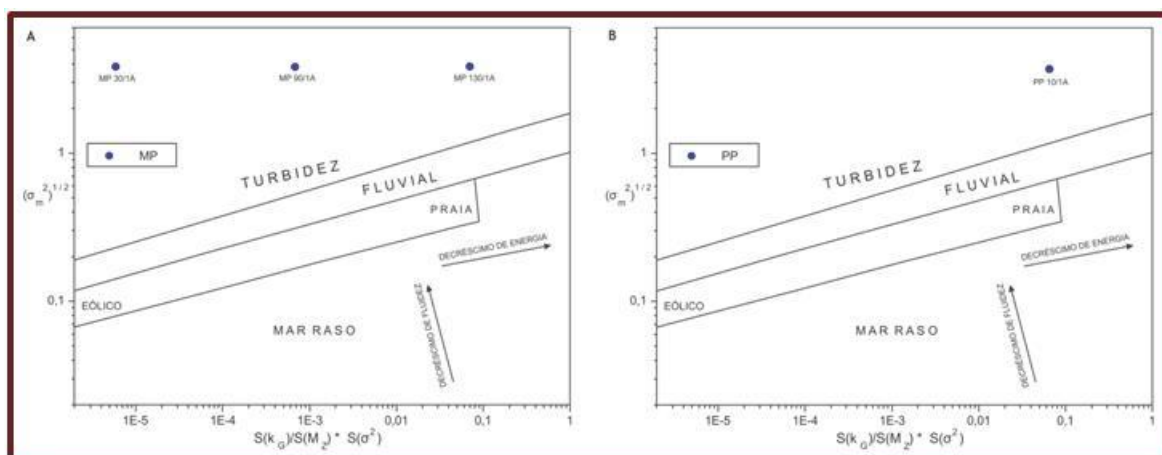


Figura 84 - Diagrama indicando o ambiente deposicional segundo Sahu (1964) para as amostras coletadas na Área 2: A) Primeiro ponto de coleta; B) Segundo ponto de coleta.

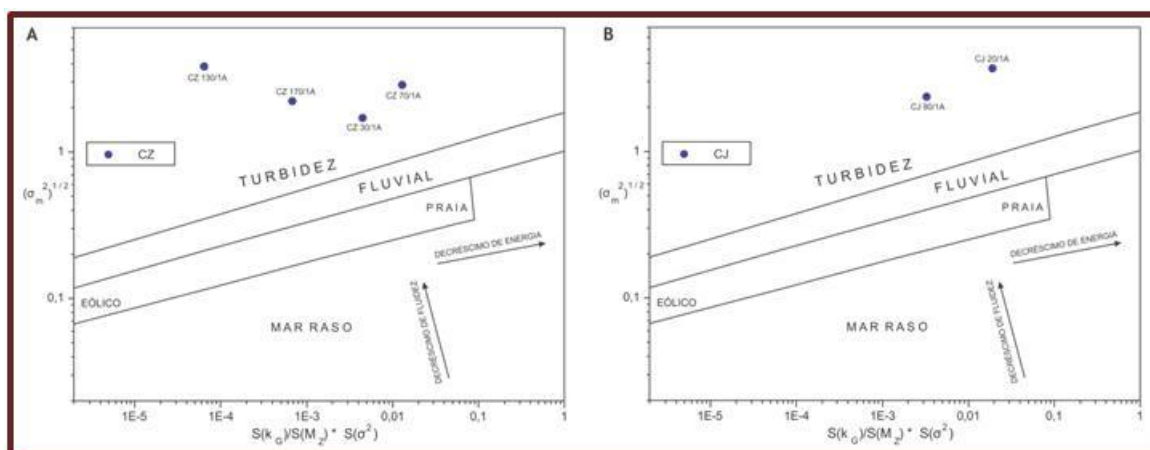


Figura 85 - Diagrama indicando o ambiente deposicional segundo Sahu (1964) para as amostras coletadas na Área 3.

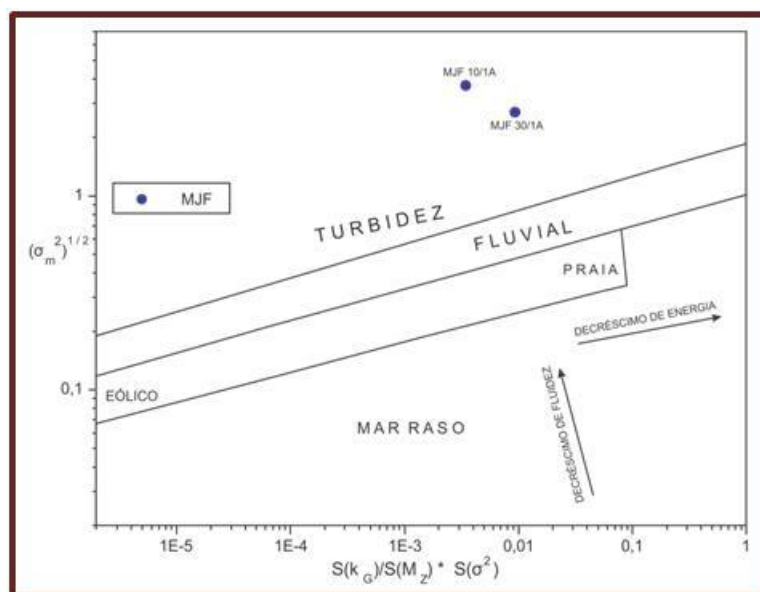
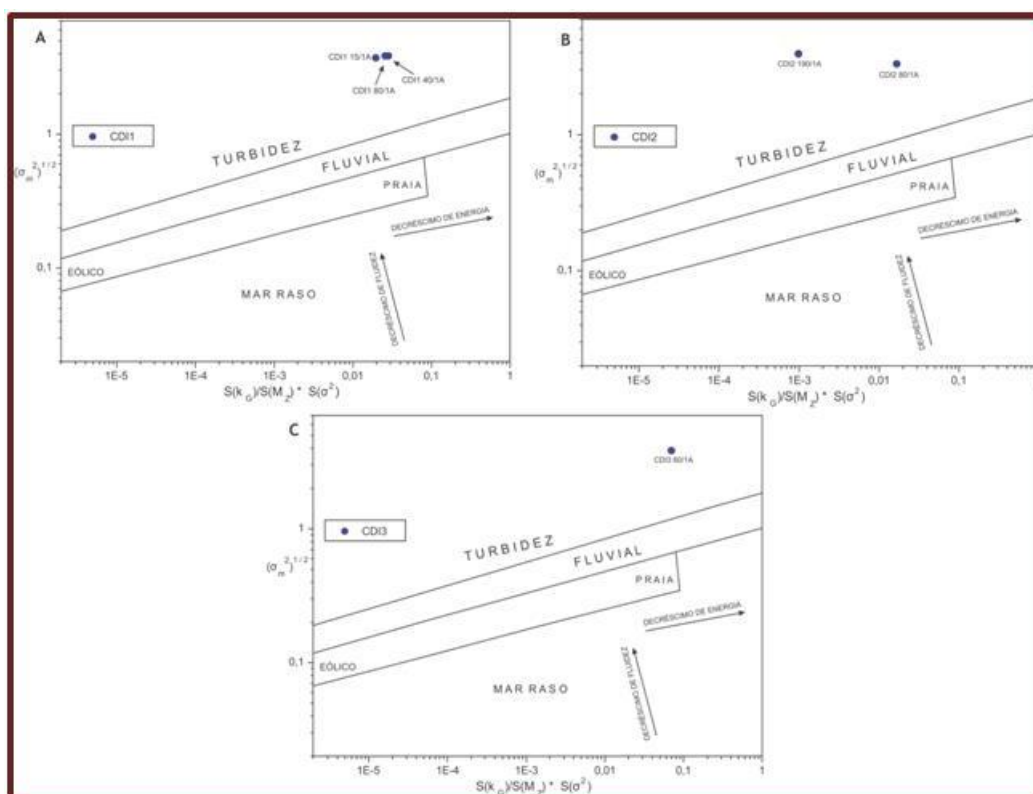


Figura 86 - Diagrama indicando o ambiente deposicional segundo Sahu (1964) para as amostras coletadas na Área 4: A) Primeiro ponto de coleta; B) Segundo ponto de coleta; C) Terceiro ponto de coleta.



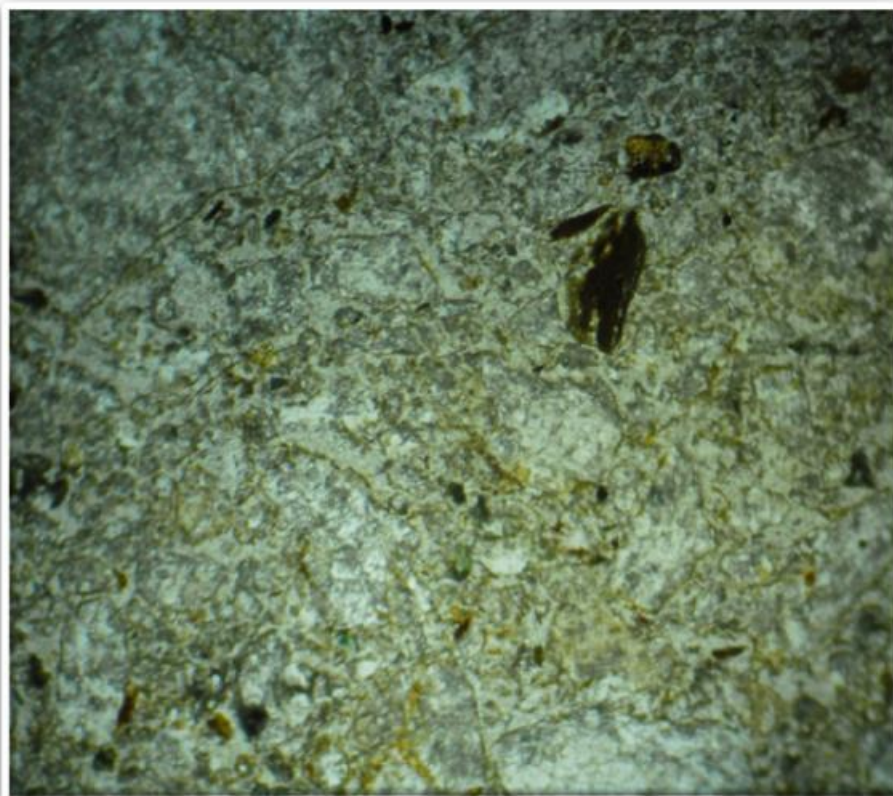
5.1.3 Análise Micromorfológica de Solos

A interpretação de algumas feições diagnósticas foi realizada de acordo com as definições do Manual de Microscopia de Solo e Micromorfologia de Fitzpatrick (1993). As lâminas das amostras foram analisadas em microscópio petrográfico com aumento de 40X. Fotomicrografias foram feitas sob luz branca e polarizada quando se quis realçar algumas feições específicas.

5.1.3.1 Área 1

A amostra **MP 30/1A** apresentou estrutura maciça de pouca porosidade e uma distribuição relacionada com estrutura porfirítica aberta a duplo espaço. Os grãos poliminerálicos apresentaram-se opacos, com revestimento de argila neoformada. A amostra apresentou nódulos de ferro *in situ* e remobilizados (Figura 87).

Figura 87 - Grãos plominerálicos de estrutura maciça - luz branca.



As amostras **MP 90/1A** e **MP 130/1A** apresentaram diversos grãos poliminerálicos com cimentação de argila, distribuição relacionada quitônica a porfirítica. Alguns nódulos de ferro envolvendo grãos de quartzo e feldspatos com revestimento em halos indicam uma fase de ferruginização no perfil posterior à sedimentação (Figuras 88 e 89).

Figura 88 - Grãos poliminerálicos, amostra MP 90/1A - luz branca.

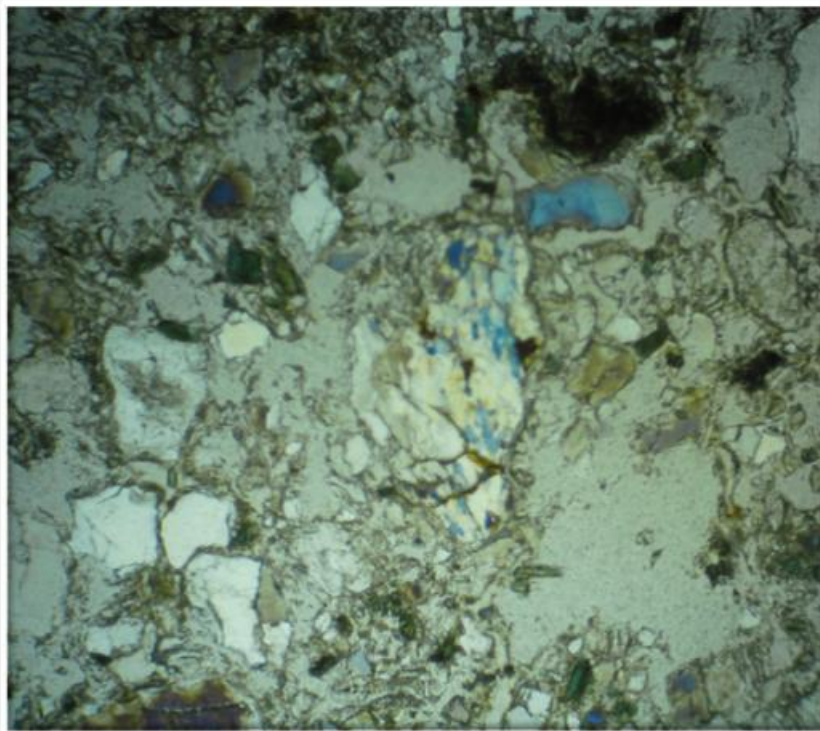
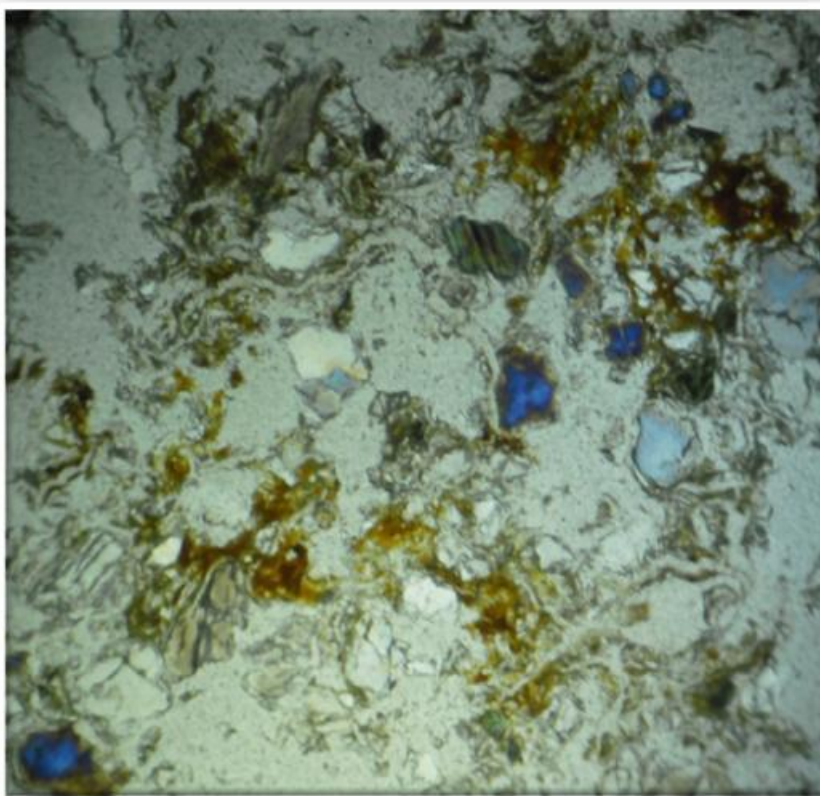


Figura 89 - Nódulos de ferro formando halos, amostra MP 130/1A - luz branca.



A amostra **PP 10/1A** apresentou uma estrutura maciça e grãos poliminerálicos na base, com distribuição porfirítica aberta com grãos maiores pouco abundantes imersos em uma massa contínua de material fino no topo. A matriz apresenta matéria orgânica e o esqueleto é primordialmente formado por grãos de feldspato e quartzo. Nas zonas de concentração de argila nota-se a ocorrência de nódulos ferruginosos formados *in situ* (Figuras 90 a 92).

Figura 90 - Estrutura maciça e grãos poliminerálicos da base - luz branca.

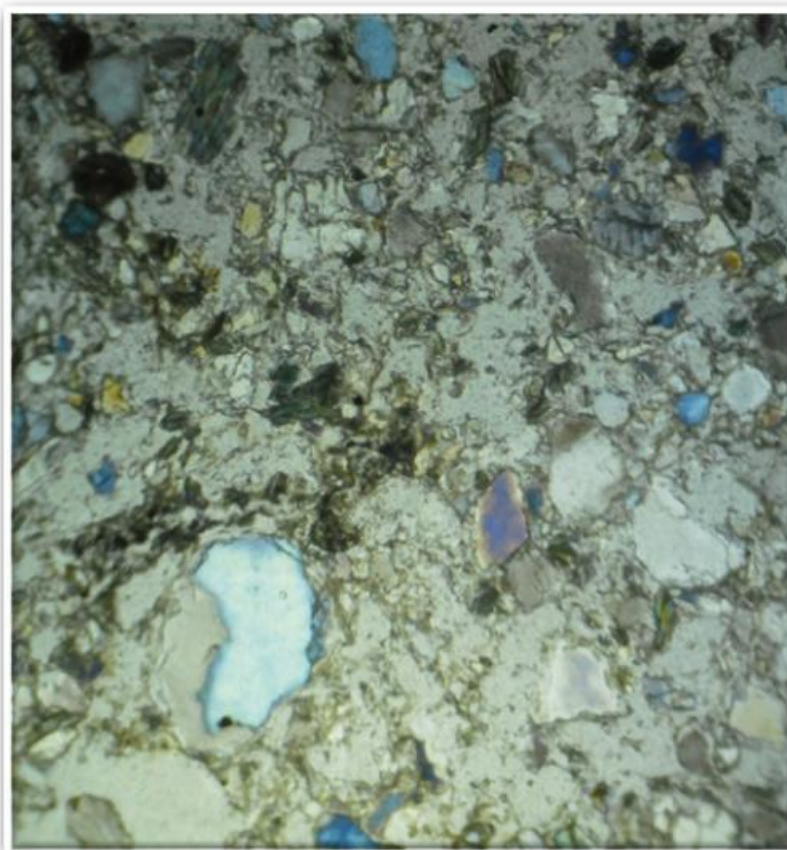


Figura 91 - Distribuição porfirítica aberta em uma massa contínua de material fino no topo - luz branca.

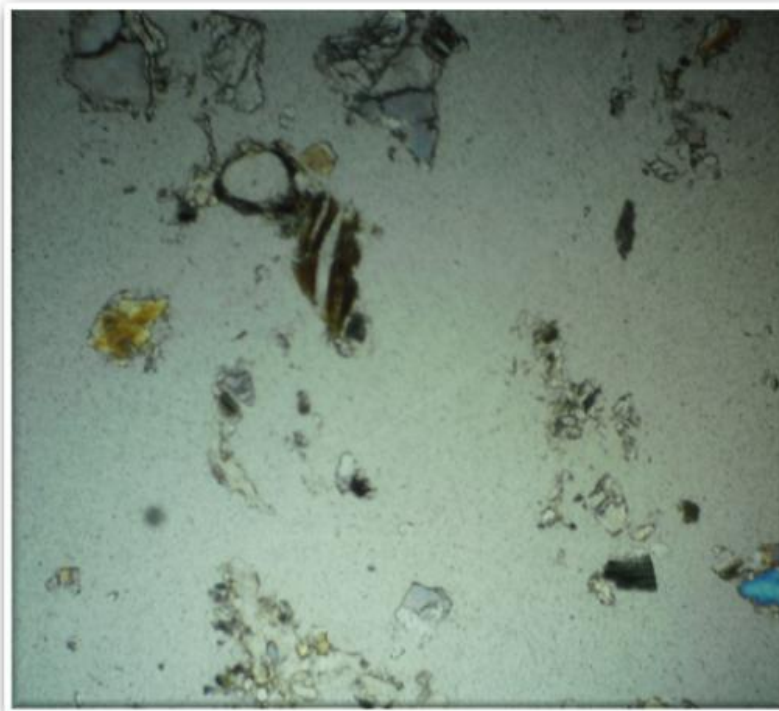
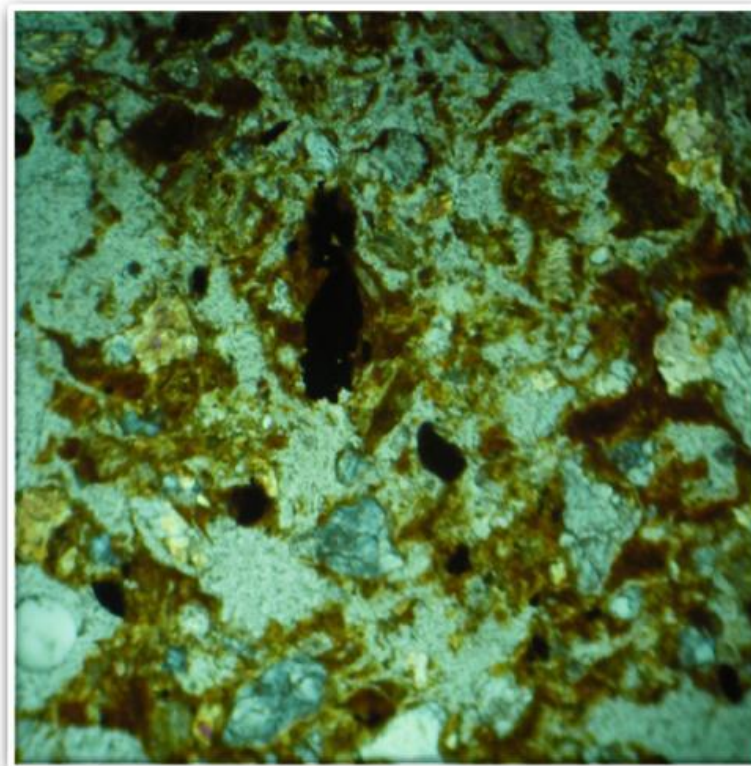


Figura 92 - Ocorrência de nódulos ferruginosos formados *in situ* - luz branca.



5.1.3.2 Área 2

As amostras CZ 30/1A e CZ 70/1A apresentaram evidências de dissolução do feldspato com formação de argila. A estrutura maciça exhibe nódulos de ferro típicos indiferenciados formando halos (Figura 93).

Alguns nódulos de Fe envolvendo grãos de quartzo e feldspatos indicam remobilização do Fe no perfil (Figura 94).

Figura 93 - Estrutura maciça com nódulos de Fe - luz branca.

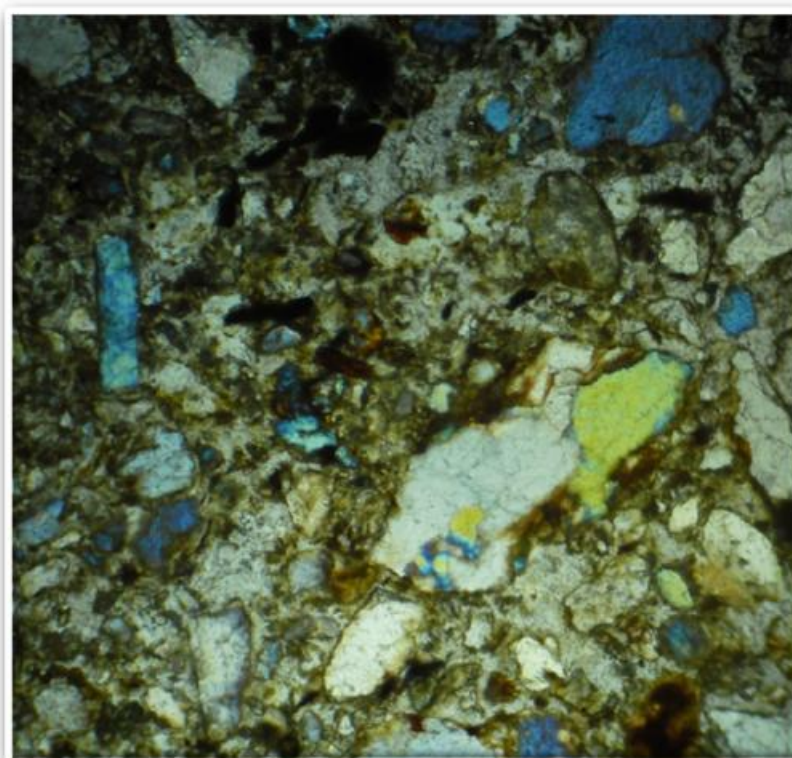
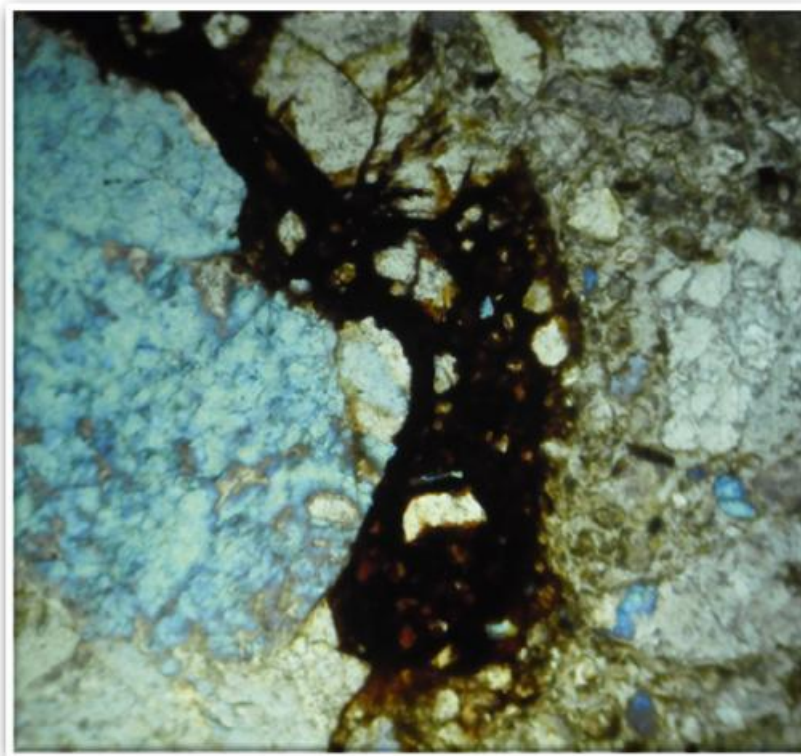


Figura 94 - Nódulo de Fe envolvendo grãos de quartzo e feldspato formado *in situ* - luz branca.



As amostras CZ 130/1A e CZ 170/1A apresentaram estrutura de grãos peliculares, ou seja, grãos na fração areia recobertos por película de material fino. Nos setores onde não se observou a presença de matriz, há ocorrência de agregados e nódulos de ferro (Figura 95).

As amostras apresentaram nódulos de Fe formado *in situ*, com dissolução de feldspato formando argila autóctone (Figuras 96 e 97).

Figura 95 - Ocorrência de agregados e nódulos de ferro, amostra CZ 130/1A - luz polarizada.

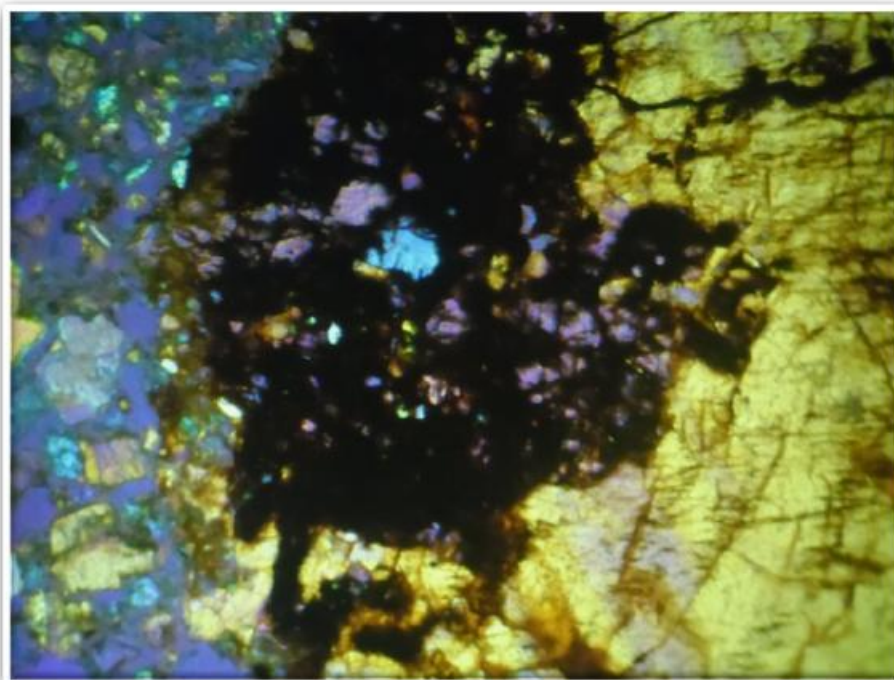


Figura 96 - Aspecto da alteração *in situ* do feldspato com formação de argila, amostra CZ 130/1A - luz branca.

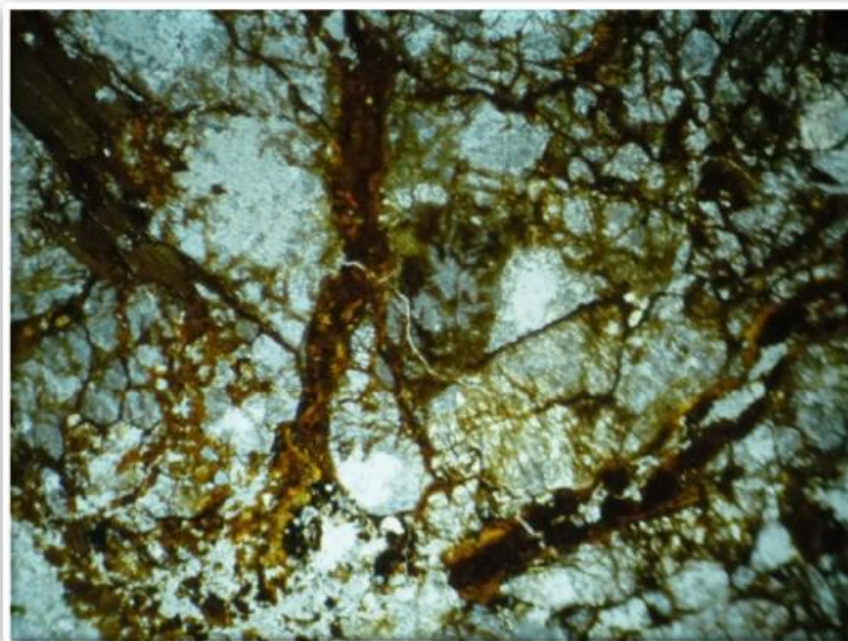
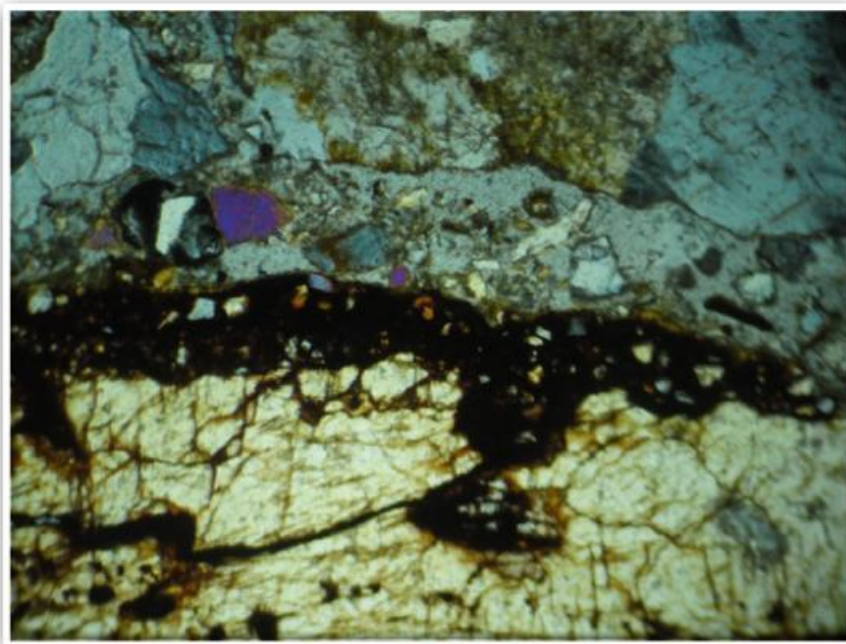


Figura 97 - Aspecto da alteração *in situ* do feldspato com formação de argila, amostra CZ 170/1A - luz branca.



As amostras CJ 20/1A e CJ 80/1A apresentaram pequenos agregados e nódulos ferruginosos. A estrutura é maciça, com poucas cavidades. Há uma predominância de finos, com eventuais grãos de maior tamanho na fração areia grossa.

A principal característica da amostra é a presença de grãos flutuando na matriz argilosa. A mineralogia do esqueleto é diversa, com grãos de quartzo, feldspato e fragmento de rocha. Observou-se um grão de feldspato em estágio inicial de alteração, com formação de argila (Figuras 98 e 99).

Figura 98 - Fragmento de rocha em estrutura mónica - luz polarizada.

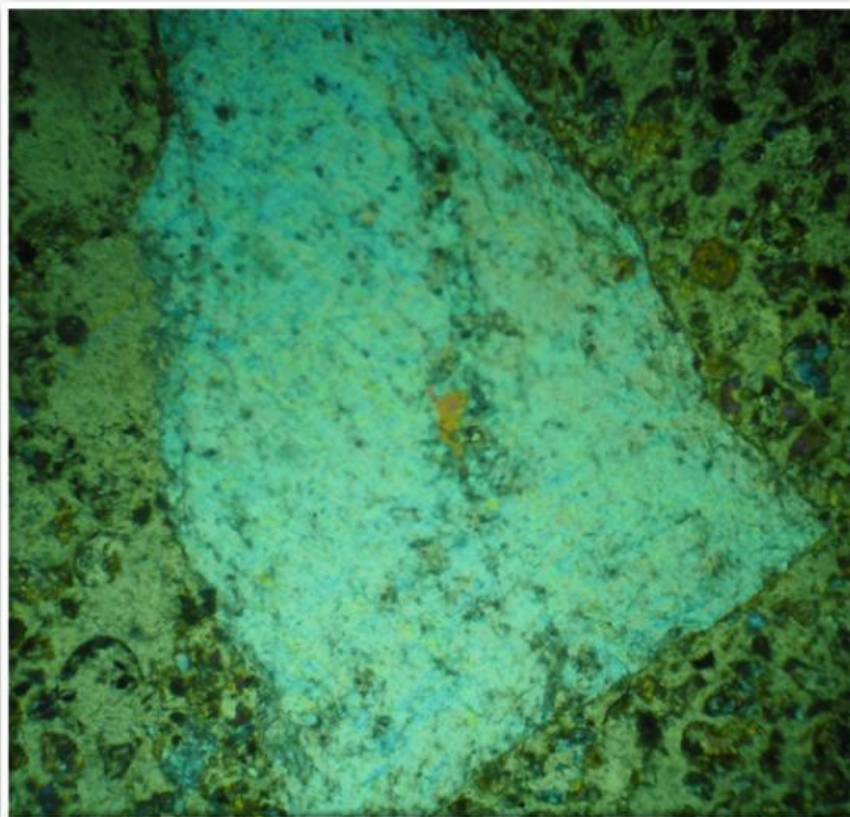
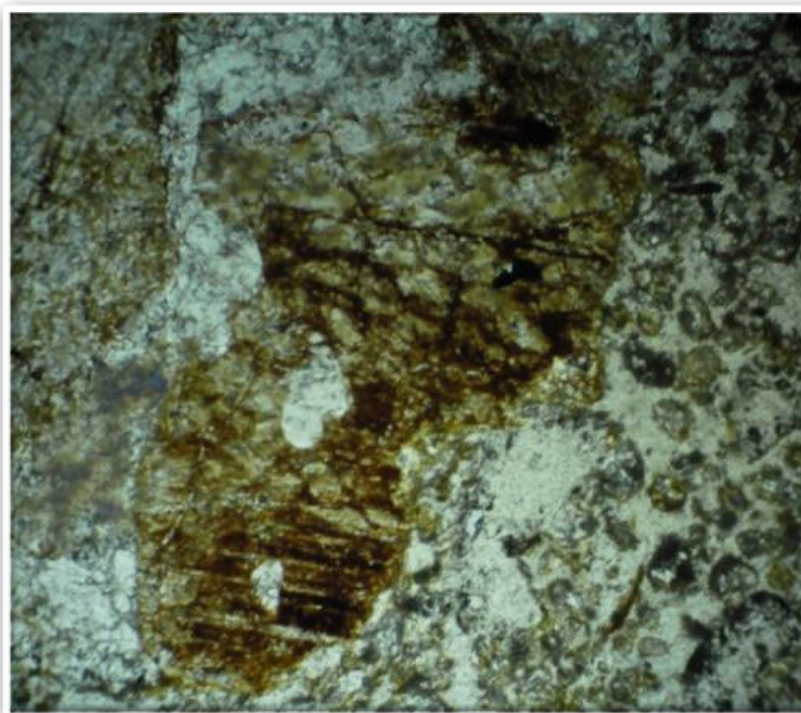


Figura 99 - Alteração do feldspato *In situ* da amostra CJ 20/1A - luz branca.



5.1.3.3 Área 3

As amostras MJF 10/1A e MJF 30/1A apresentaram estrutura maciça de pouca porosidade e uma distribuição relacionada com estrutura porfirítica aberta a duplo espaço. Os grãos poliminerálicos apresentaram-se opacos, com revestimento de argila neoformada, constituídos em sua forma normal, sem pseudomorfismo, mas pórfiro, apresentando tamanhos variados. Observou-se nódulos de Fe sendo formado *in situ* e sofrendo remobilização na amostra MJF 10/1A, e grande concentração de matéria orgânica na amostra MJF 30/1A (Figuras 100 e 101).

Figura 100 - Nódulo de Fe sendo formado *in situ* e sofrendo remobilização - luz polarizada.

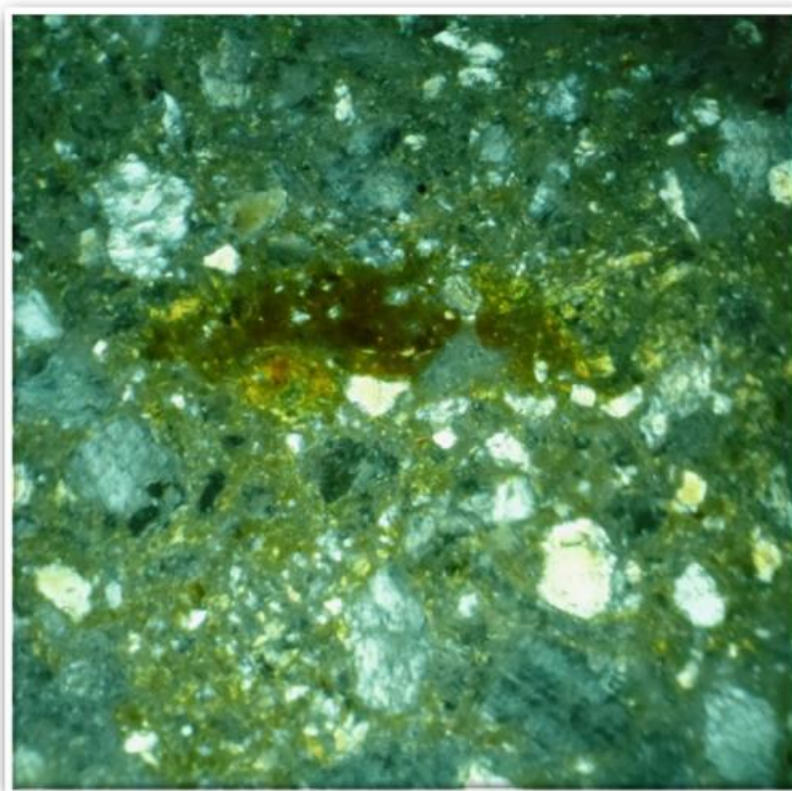
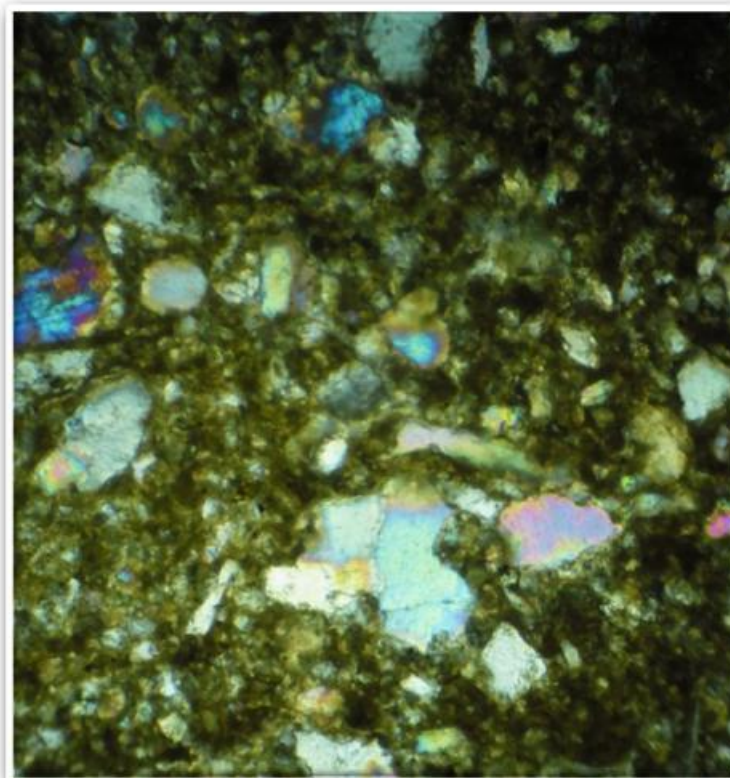


Figura 101 - Concentração de matéria orgânica, amostra MJF 30/1A - luz brnaca.



5.1.3.4 Área 4

As amostras **CDI 1** apresentaram diversos fragmentos poliminerálicos e nódulos ferruginizados, com evidência de transporte. Ocorrência de fenoclastos poliminerálicos, fragmentos líticos, evidenciando a base de um nível de cascalho.

Com estrutura porfírica aberta, exhibe grãos maiores pouco abundantes imersos em uma massa contínua de material mais fino. A matriz apresenta-se ferruginizada e o esqueleto é formado por grãos de feldspato em estágio inicial de alteração. A principal característica das amostras é a presença de pórfiros (Figuras 102 e 103).

Figura 102 - Ocorrência de fenoclastos poliminerálicos e nódulos ferruginizados - luz branca.

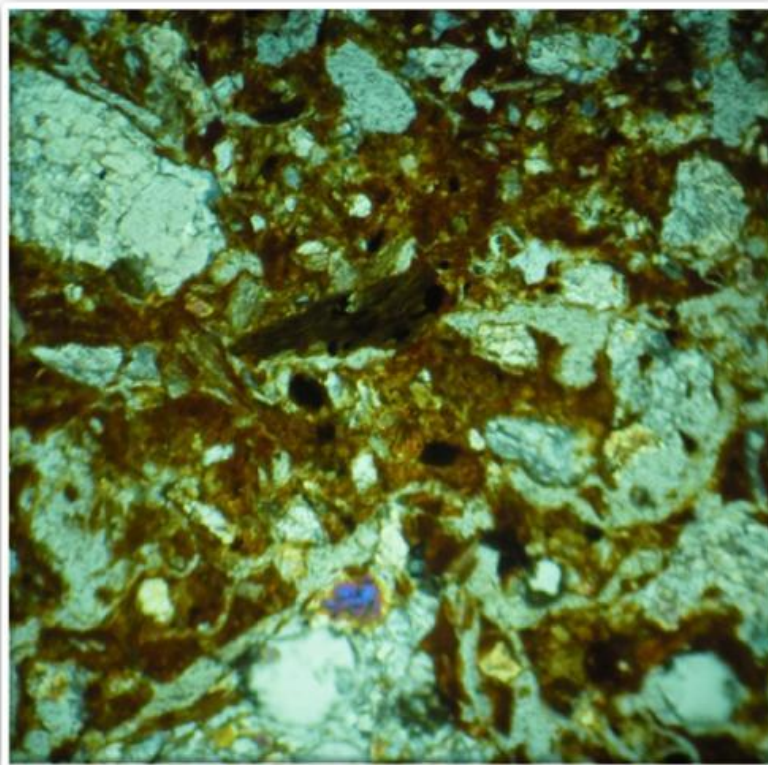
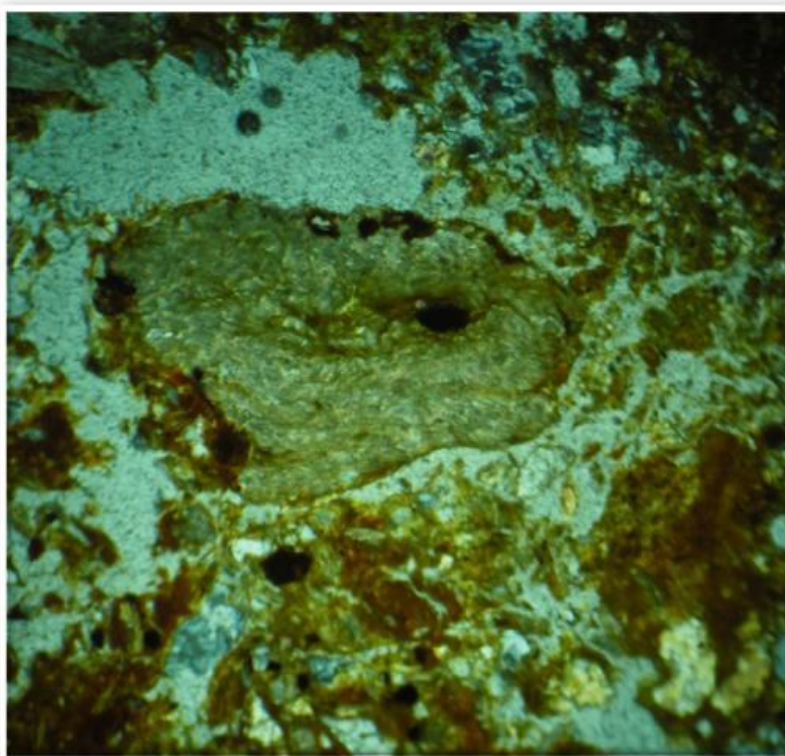


Figura 103 - Feldspatos em estágio inicial de alteração - luz branca.



As amostras **CDI 2** apresentaram estrutura maciça e diversos grãos ferruginizados de feldspato, assim como grãos poliminerálicos formando nódulos. Alguns desses nódulos possuem arestas bem arredondadas e sem transição difusa para a matriz como possível evidência de transporte (Figuras 104 e 105).

Figura 104 - Ferruginização do feldspato formando argila - luz branca.

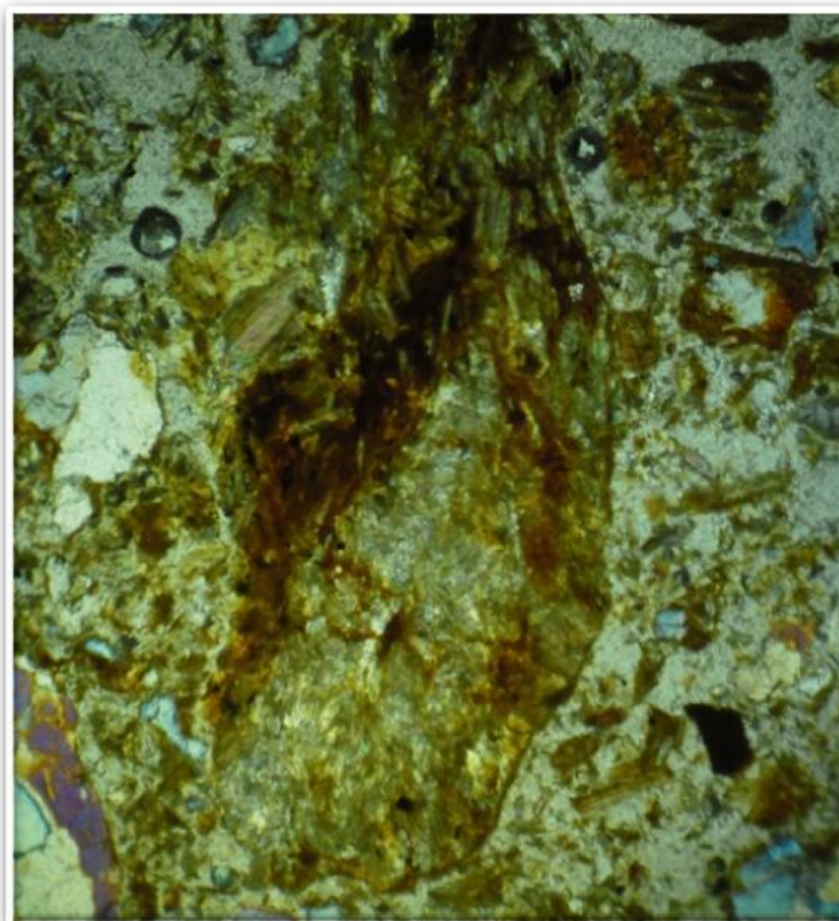
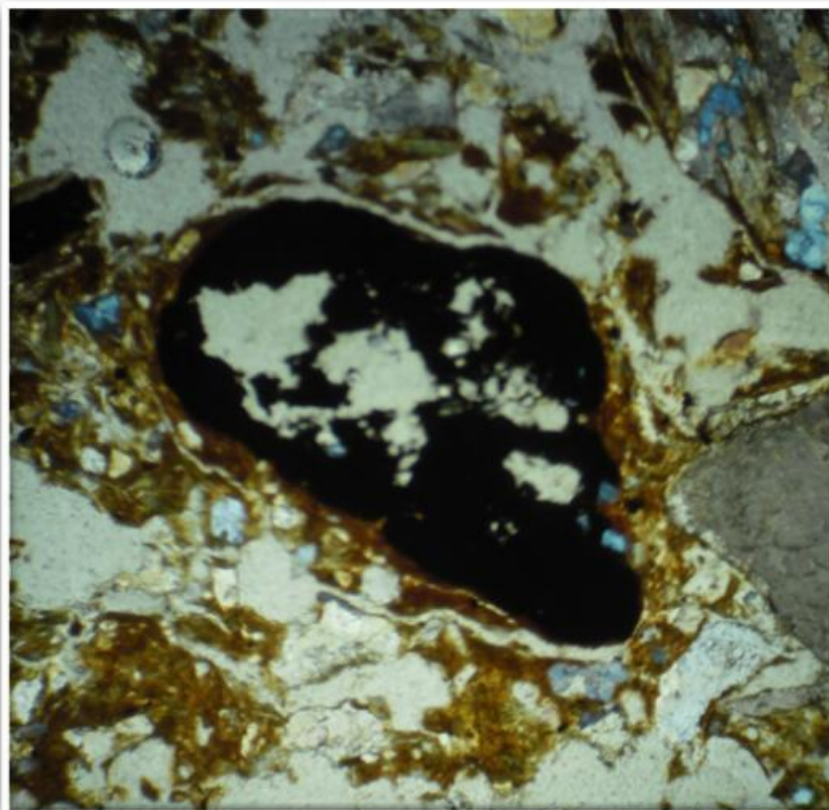


Figura 105 - Nódulo de Fe com arestas arredondadas dentro da estrutura maciça - luz branca.



A amostra **CDI 3** é proveniente do topo de uma cascalheira, com ocorrência de diversos pórfiros poliminerálicos e excessiva concentração de argila. É notável a presença de cristais poliminerálicos indicando que o material sofreu aparentemente pouco transporte, com estrutura maciça. Microfábrica característica de depósito de fluxo (Figuras 106 e 107).

Figura 106 - Presença de cristais poliminerálicos em estrutura maciça - luz branca.

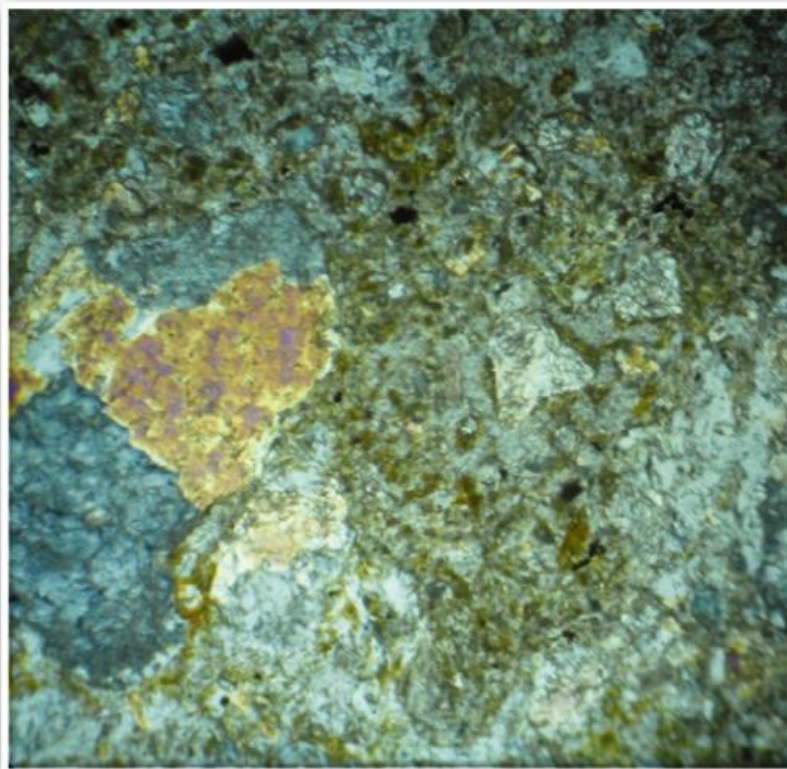
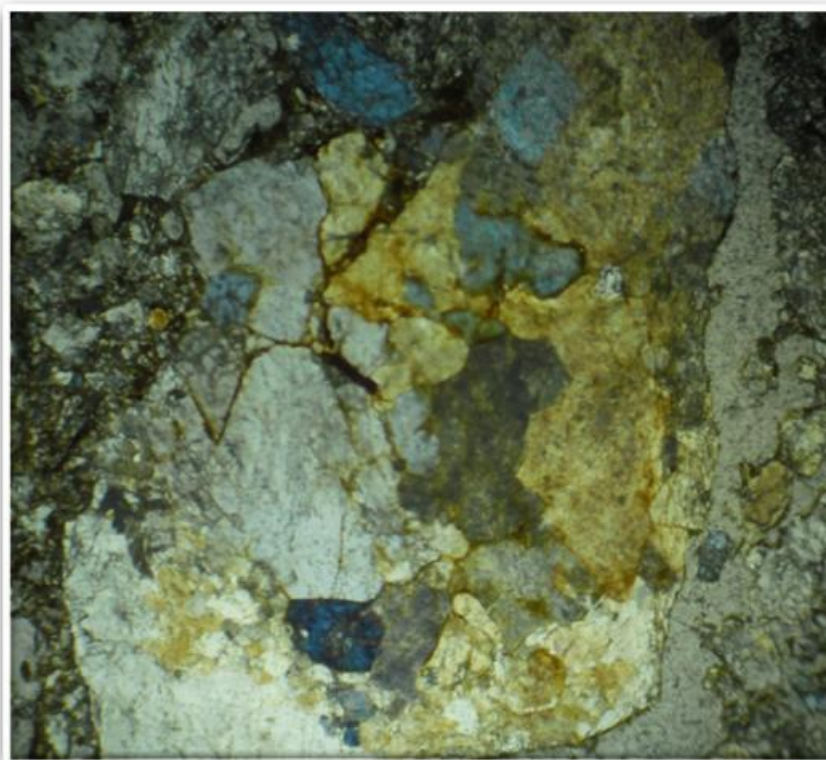


Figura 107 - Pórfiros poliminerálicos - luz branca.



5.2 CARACTERIZAÇÃO DOS TIPOS MORFOLÓGICOS DE FITÓLITOS PRESENTES NOS DEPÓSITOS DAS MARMITAS DE DISSOLUÇÃO EM FAZENDA NOVA E AFRÂNIO

A análise de uma assembleia fitolítica permite caracterizar uma formação vegetal. Calibrações entre assembleias fitolíticas, fisionomia das vegetações e limites climáticos mostram que os fitólitos são marcadores confiáveis e precisos das vegetações e principalmente das diferentes formações herbáceas. A diversidade das formações herbáceas tropicais reflete a diversidade climática, edáfica e antrópica que podem ser melhor compreendidas através das reconstituições fitolíticas (Bremond et al., 2005). Seu estudo é particularmente útil para se compreender a evolução de uma vegetação em relação às condições bioclimáticas.

Sendo assim, foram analisadas amostras das marmitas de dissolução das Propriedades Pocinho D'Água em Fazenda Nova e João Ferreira em Afrânio, a fim de se identificar as características da vegetação, tais como a dominância de subfamília de gramíneas (Poaceae), a densidade de cobertura arbórea e as condições de umidade. Também foram analisados sedimentos da marmita de dissolução da propriedade Incó, igualmente localizado no distrito de Fazenda Nova, datadas por Silva & Corrêa (2009), para uma melhor caracterização paleoambiental da área.

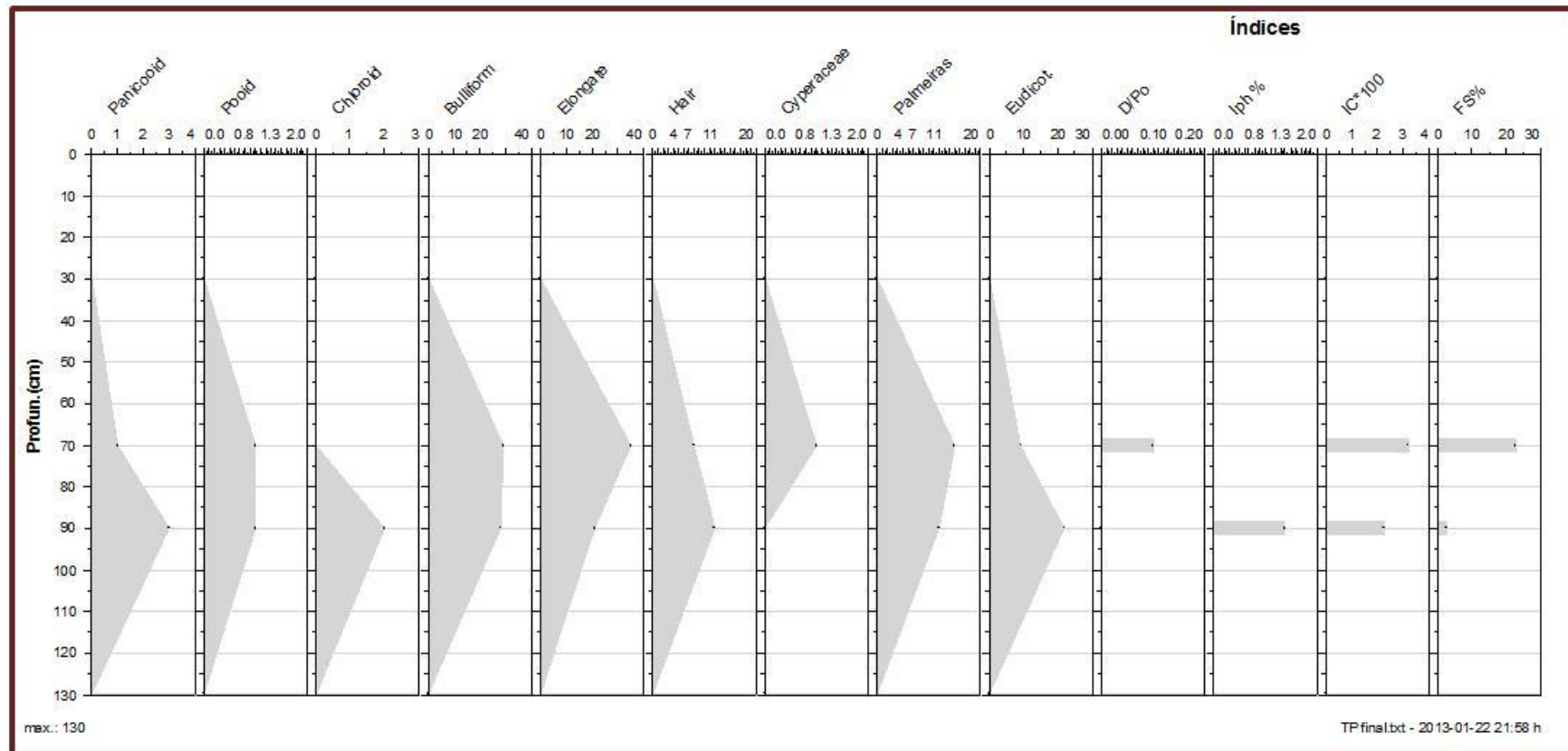
5.2.1 A área de Fazenda Nova: propriedade Pocinho D'Água

Na seção estratigráfica da propriedade Pocinho D'Água observou-se baixa frequência e variedade de fitólitos quando comparados com solos e sedimentos de outras regiões e biomas do Brasil (ALEXANDER *et al.* 1997; BORBA-ROSCHER *et al.* 2006; CALEGARI *et al.* 2011). As amostras MP30/1A e MP130/1A não apresentaram fitólitos, sendo estas consideradas estéreis para silicofitólitos, assim como para outros corpos silicosos, como espículas de esponjas diatomáceas, muito presentes nas demais amostras analisadas (Tabela 12 e Figura 108).

Tabela 12 - Porcentagem de cada morfotipo em relação à assembleia identificada e índices fitolíticos para o testemunho Pocinho D'Água.

		Angiospermas									Índices			
		Monocots							Eudicotiledoneae					
		Poaceae						Cyperaceae	Arecaceae	Arbóreo/arbustivo				
Amostra	Prof.(cm)	Panicoid	Pooid	Chloroid	Bulliform	Elongate	Hair	Cyperaceae	Palmeiras	Eudicot.	D/Pº	IPh%	IC*100	FS%
MP30/1A	30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,0	0,0	0	0
MP70/1A	70	1	1	0	29	35	8	1	15	9	0,1	0,0	3,2	22,8
MP90/1A	90	3	1	2	28	21	12	0	12	22	0,0	1,4	2,3	2,27
MP130/1A	130	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,0	0,0	0	0

Figura 108 - Diagrama de fitólitos (em porcentagem) para o testemunho Pocinho D'Água.



A assembleia fitolítica das amostras indica presença de fitólitos de Poaceae (gramíneas), Arecaceae e Eudicotiledoneas (arbustos/arvores). Na amostra MP70/1A, 73% da assembleia é formada por fitólitos de Poaceae, sendo somente 2% de fitólitos com significado taxonômico, isto é, 1% de *Bilobate*⁸ e *Cross* (Panicoideae) e 1% Pooideae (*Rondel*), sendo o restante, *Bulliform* (28%), *Elongate* (35%) e *Hair* (8%) que são produzidos por praticamente todas as gramíneas, e partes das gramíneas, não apresentando, desta forma, significado taxonômico, apenas ambiental. Os fitólitos de arbustos e árvores (Eudicot - *globularspilate* e *rugose* e *polyedricblock*) representam 9% da assembleia dessa amostra e os fitólitos de Arecaceae (*globularechinate*) representa 15% do conjunto identificado.

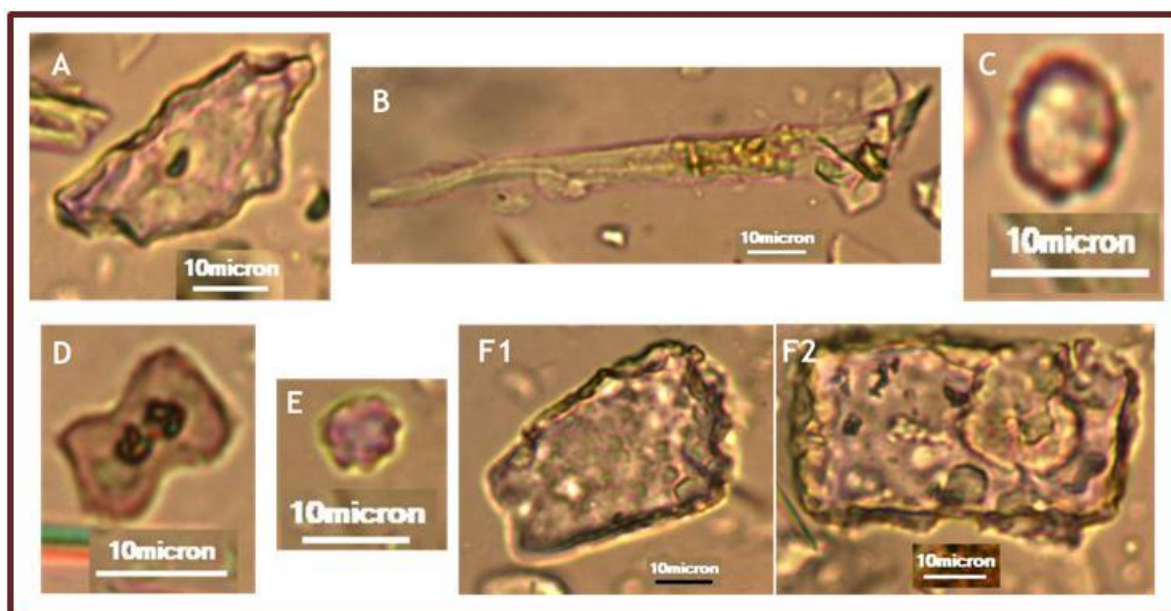
Na amostra MP90/1A observou-se a mesma tendência, com os fitólitos de Poaceae dominando o conjunto identificado (77%), sendo as gramíneas de padrão fotossintético C₄ as dominantes entre os fitólitos com significado taxonômico, isto é, 3% de Panicoideae (*Bilobate* e *Cross*), 2% de Chloridoideae e apenas 1% de Pooidea (Poaceae C₃). Os fitólitos de arbustos e árvores representam 22% da assembleia e os de Arecaceae 12%.

O morfotipo globular echinate pequeno (<6 µm) e escuro foi encontrado em todas amostras, representando as palmeiras da família Arecaceae presente na área. Cecchet (2012) avaliando a produção fitolítica de várias espécies dessa família presentes na Floresta Ombrófila Densa de Linhares (Espírito Santo),

⁸ Os nomes dos morfotipos são mantidos em inglês conforme ICPN.1.0 para facilitar a correspondência com a literatura internacional.

encontrou fitólitos idênticos em várias espécies, com hábitos ecológicos variados (Figura 109).

Figura 109 - Principais morfotipos identificados nos sedimentos do Testemunho MP: A) Irregular faceted block; B) acicular (hair); C) Globular psilate; D) Bilobate; Cross; E) Globular echinate; F) 1 Cuneiform Bulliform (fan shaped) e 2- Parallelepipedal Bulliform;



De modo geral, os índices fitolíticos indicam que o ambiente sempre possuiu uma vegetação muito esparsa, aberta. Os fitólitos classificados como de Eudicotiledoneas, são, predominantemente, os blocos poliédricos (*polyedric block*) identificados em espécies arbustivas em coleções de referencias elaboradas no Brasil para os Biomas Campo e Floresta Ombrófila Mista com Araucária no Paraná (RAITZ, 2012) e em menor frequência em espécies arbóreas da Floresta Ombrófila - Mata de Tabuleiro no Espírito Santo (LIMA, 2012).

Sendo assim, os índices apontam para condições ambientais quente e seca (IC 3,2% e 2,3%) a moderadamente úmida (lph 1,4%), com momentos de seca

causando stress hídrico conforme indicado pelos valores do Índice de stress hídrico que marcam a silicificação de células da epiderme de gramíneas como resposta a escassez de água em algum período do desenvolvimento da planta ao longo do tempo. Essa tendência é reforçada pelo Índice de stress hídrico (FS%) cujos valores variaram entre 11,5 e 3,5 nas amostras MP70/1A e MP90/1A, respectivamente. De acordo com Bremond et al. (2005), quanto mais a planta transpira e/ou sofre stress hídrico, mais células buliformes silicificadas ela poderá produzir.

De acordo com os baixos valores do índice D/P ($<0,1$) não houve uma vegetação fechada, ou que chegasse a formar um dossel fechado, haja vista que estes valores são muito baixos e indicam uma vegetação aberta, formada por espécies de gramíneas e arbustos.

Juntamente com os fitólitos, foi encontrado grande quantidade de fragmentos de diatomáceas e de espículas de esponja que indica ter havido uma lamina de água, ou água em quantidade suficiente para permitir o desenvolvimento desses palinomorfos.

Em todas as amostras desta seção os sinais de corrosão foram observados na maioria das partículas (morfotipos de fitólitos, fragmentos de diatomáceas e de espículas, grãos de minerais), sobretudo naquelas de maior tamanho como nas *bulliforms* e blocos (menor superfícies específica). Isso indica se tratar de um ambiente cujos valores de pH podem ser extremos, ou muito baixo ($<2,0$) ou muito altos ($>7,5$), pois os ambientes alcalinos são os que mais atacam a sílica, seja biogênica ou não. Essas condições explicariam também a baixa quantidade/frequência de fitólitos células curtas (*saddle*, *bilobates*, *rondel* e

cross), pois como possuem elevada superfície específica, são os primeiros a se degradarem ao longo do tempo.

5.2.2 A área de Fazenda Nova: propriedade Incó

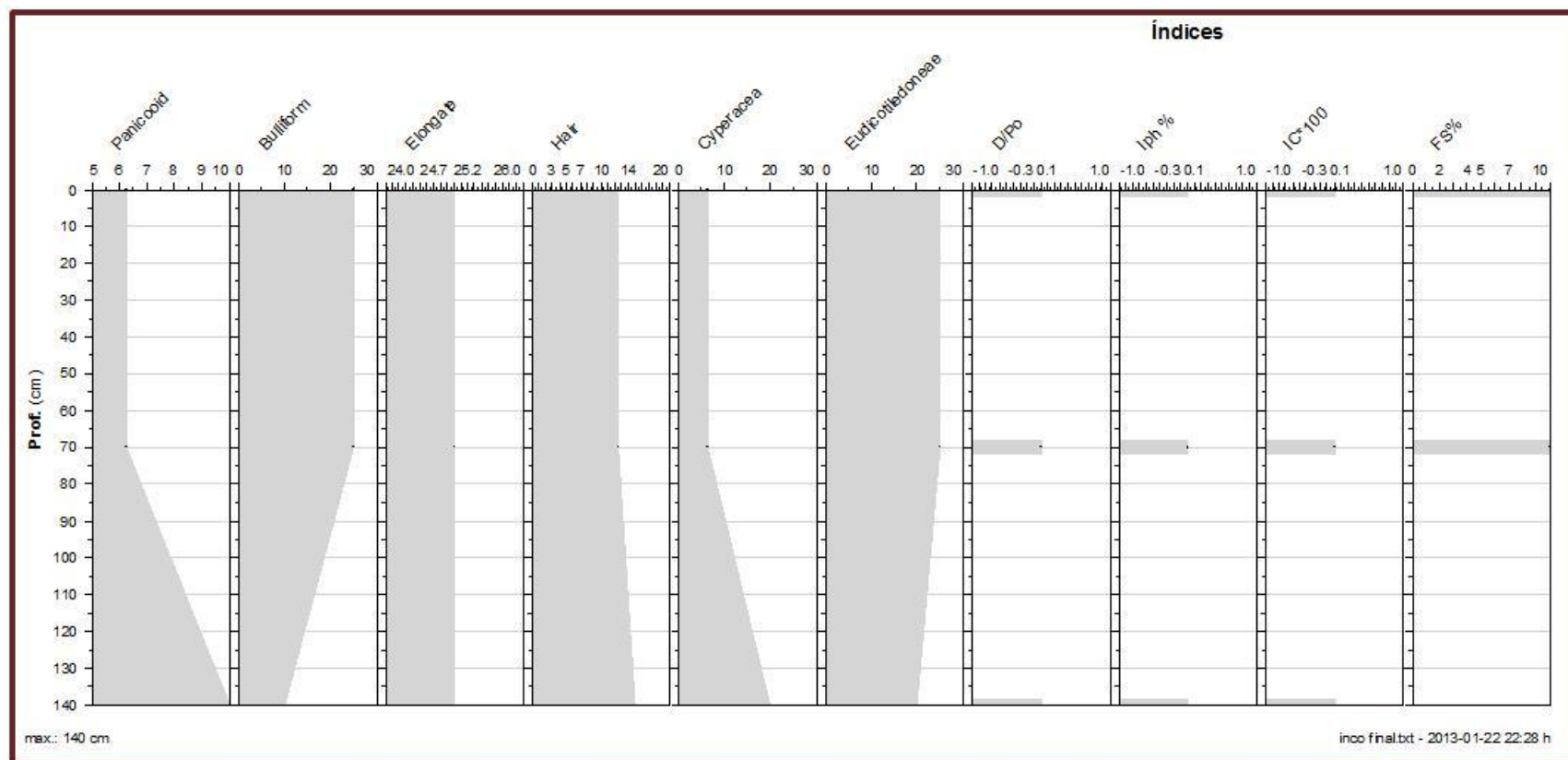
Para as amostras da propriedade Incó observou-se que a diversidade de morfotipos é baixa (Tabela 13 e figura 110). Foram identificados apenas seis morfotipos, sendo eles: os *bilobates* (Panicoideae), *bulliform*, *hair* e *elongates* (Poaceae). Estes representam mais de 60% da assembleia de cada amostra estudada, sendo os hexagonais (Cyperaceae) e irregular block (Eudicotiledonea) entre 20 e 25% das assembleias.

Essa baixa diversidade indica predomínio de fitólitos de monocotiledôneas C₄, e uma vegetação aberta, conforme corroborada pelos valores nulos do índice de cobertura arbórea. Coleções de referencia elaboradas com espécies de outros biomas tem reconhecidos os morfotipos irregular blocks, polyedrics blocks em várias espécies de arbustos. Como ainda não existem coleções de referencias com espécies do bioma da Caatinga, é necessário cautela ao analisar a ocorrência dos blocks nessas amostras.

Tabela 13: Porcentagem da soma total de fitólitos identificados (com significado Taxonomico /ambiental) para o testemunho Incó.

		Angiospermas						Indices			
		Monocots				Eudicotiledoneas					
		Poaceae		Cyperacea		Eudicot					
Amostra	Prof. (cm)	Panicoooid	Bulliform	Elongate	Hair	Cyperacea	Irregular block	D/P°	Iph%	IC*100	FS%
Incó 5	0-70	6,25	25,00	25,00	12,50	6,25	25,00	0	0	0	10
Incó 4	140	10,00	10,00	25,00	15,00	20,00	20,00	0	0	0	0

Figura 110 - Diagrama de fitólitos (em porcentagem) para o testemunho Incó.



Os dados apontam baixa cobertura arbórea (D/P 0), ainda que os fitólitos de elementos arbustivos e arbóreos representem em torno de 25% da assembleia identificada nas amostras Incó. Não foram encontrados fitólitos globulares rugosos e psilates que são usados para cálculo desse índice.

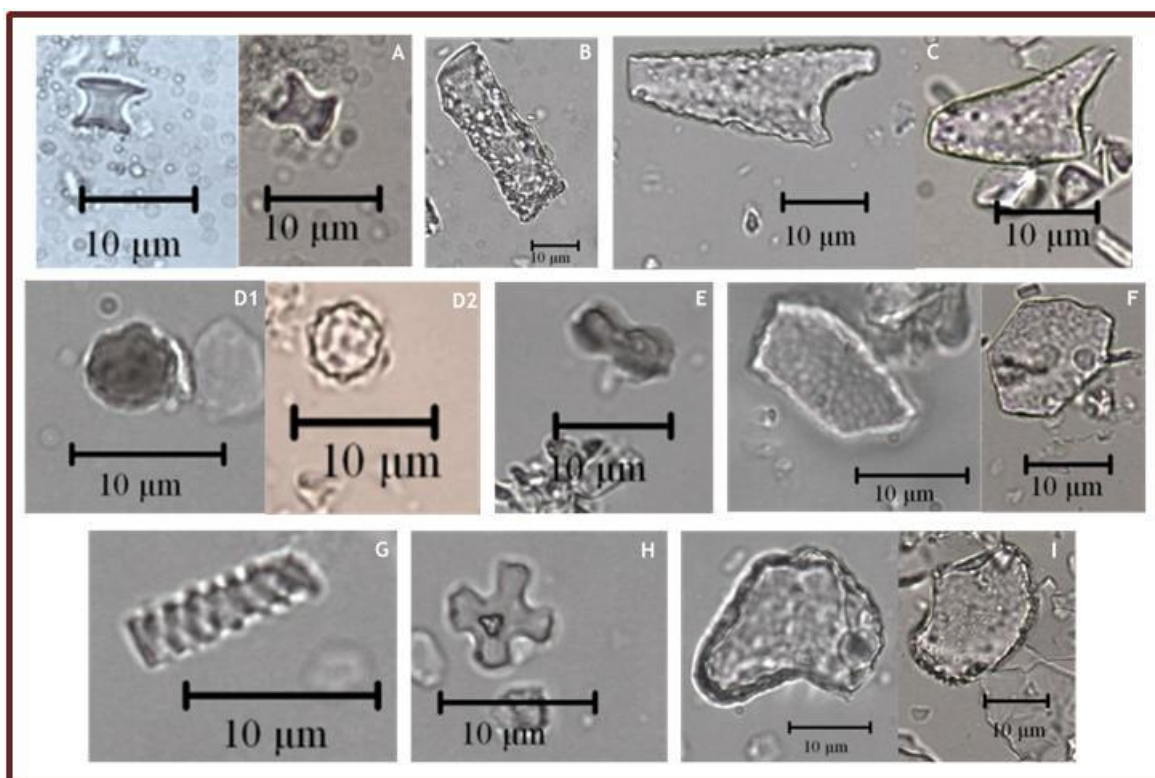
O stress hídrico e a alta evapotranspiração das plantas são bem marcados na amostra superficial pelo índice Fs % (10%), principalmente quando comparado com a amostra subjacente. O índice de aridez (Iph%) apontam para condições métricas no ambiente, o que parece não coincidir com as condições ambientais representadas pela amostra de 0-10 cm.

5.2.3 A área de Afrânio: propriedade João Ferreira

Para as amostras do testemunho da marmita João Ferreira, após a contagem, observou-se que a vegetação da área sempre manteve o mesmo padrão em relação à presença de elementos arbóreos e arbustivos na composição da estrutura da fitofisionomia, se comparada com a assinatura da vegetação atual (amostra 0-10 cm). A quantidade de morfotipos *globulars rugose e psilate*, típicos de eudicotiledoneae manteve o mesmo padrão de frequência em todas as profundidades analisadas, entre 15 a 12 % da assembleia total das amostras. A baixa cobertura arbórea é indicada pelos valores muito baixos e constantes do índice D/P (0.1 a 0.14) (Figura 111).

Figura 111 - Principais morfotipos identificados nos sedimentos dos Testemunhos Incó:

A) Rondel; B) Elongate; C) acicular (hair); D) 1- Globular- 2 Globular echinate; E) Bilobate; F) Cyperus; G) Tracheid; H) Cross; I) Bulliform e Big Bulliform.



Nas amostras mais superficiais (0-10 e 30 cm) foi observado o aumento de células longas como *elongates*, *haire bulliforms* (Figura 112), produzidos por Poaceae em geral e sem significado taxonômico. Em todas as amostras observa-se predomínio de morfotipos profuzidos por Poaceae, isto é 76,9% (0-10 cm), 58,3% (30cm) e 59,2% (50cm). Estes morfotipos, embora sem significado taxonômico, apresentam importante significado ambiental, pois eles indicam uma resposta ao stress hídrico sofrido pela planta, especialmente os bulliforms (*cuneiformebulliform* e *Paralelepipedal Bulliform*). Os morfotipos com significado taxonômico representam menos 20% da assembleia geral de cada

amostra, são eles os *bilobates* e *Cross* (Panicoideae - C4), *Saddle* (Chloridoideae - C4/C3) e *Rondel* e *Trapeziformshortcell* (Pooideae - C3) (Tabela 14);

Alguns índices têm sido propostos para estimar a intensidade da evapotranspiração, que estimula a precipitação da sílica opalina nos tecidos epidérmicos das plantas. Esses índices utilizam as células *bulliforms* para estimar a intensidade da evapotranspiração nas plantas.

Entre as classes das chamadas células longas, as *bulliforms* se destacam porque desempenham um papel essencial na regulação da água na planta. De acordo com Bremond et al. (2005) quanto mais a planta transpira e/ou sofre stress hídrico, mais células buliformes silicificadas ela poderá produzir. De fato, quando a umidade decresce, as células podem modificar sua morfologia, permitindo as gramíneas enrolarem as suas folhas. Desta forma, ocorre a precipitação da sílica opalina e as células *bulliforms* tornam-se ineficientes no processo de regulação da água na planta, permitindo o movimento da folha para evitar a sua dissecação.

A partir do exposto, autores postulam que a produção de *bulliforms* silicificadas parece ocorrer sob condições de forte evapotranspiração (MESSAGER et al. 2010). Assim para este trabalho o índice $F_s\%$ reflete maior evapotranspiração nas amostras 0-10 cm, em concordância com as condições ambientais atuais e na base, a 50 cm de profundidade.

Figura 112 - Diagrama de fitólitos (em porcentagem) para o testemunho João Ferreira.

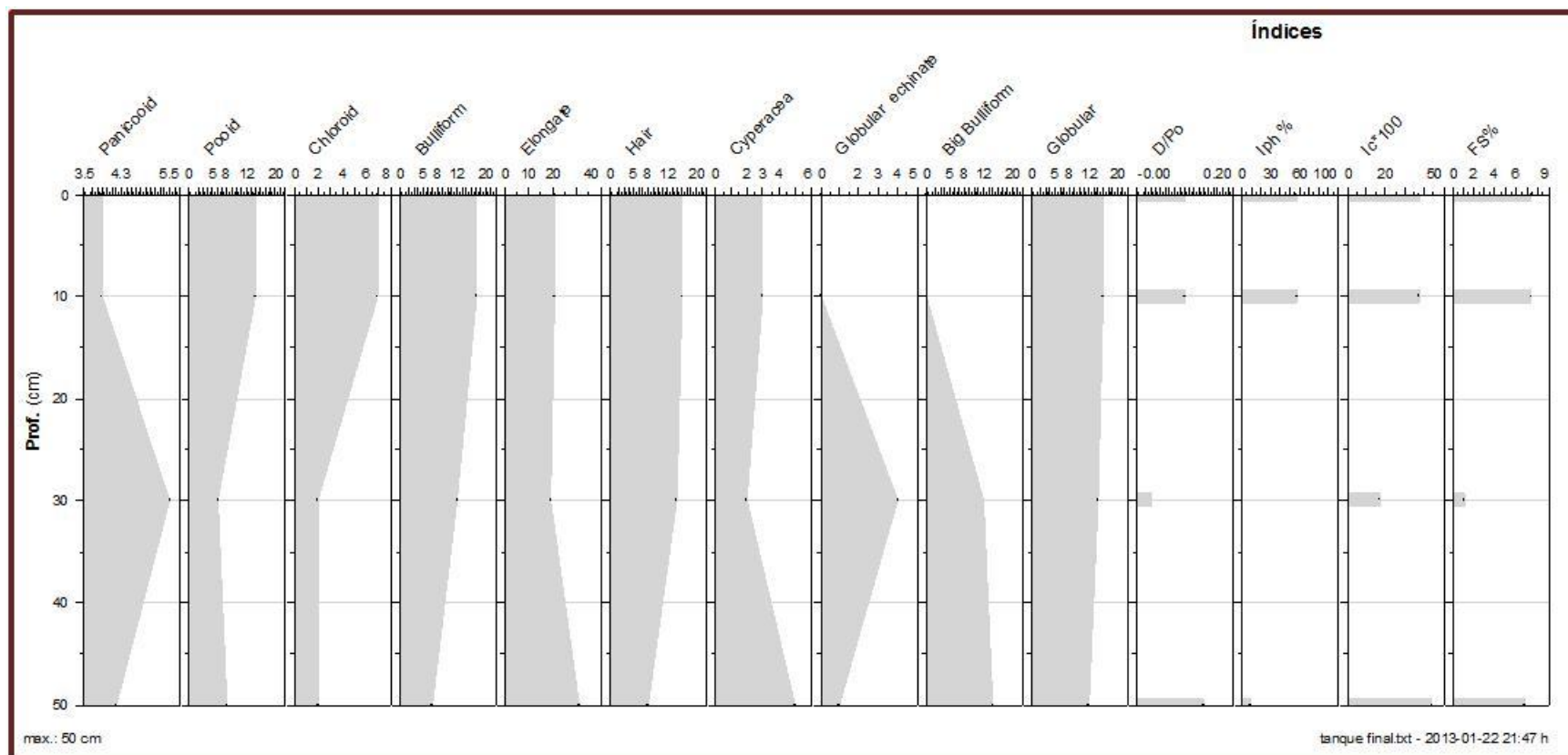


Tabela 14: Porcentagem da soma total de fitólitos identificados no testemunho João Ferreira (com significado Taxonômico/ambiental).

Angiospermas																	
Monocots													Dicotiledoneas				
Poaceae								Cyperaceae	Arecaceae	?				Eudicot			
Amostra	Prof. (cm)	Panicooid	Pooid	Chloroid	Bulliform	Elongate	Hair	Chusquea	Cyperaceae	Globular Echinata	Big Bulliform	Globular	Não Classificados	D/Po	Iph %	Ic*100	FS%
Tanque 1	0-10	3,9	14	7	16	21	15	0	3	0	0	15	5	0,1	57,14	37,20	7,39
Tanque 3	30	5,3	6	2	12	19	14	0	2	4	12	14	11	0,03	0	17,07	1,2
Tanque 2	50	4,2	8	2	7	31	8	0	5	1	14	12	8	0,14	8,33	44,23	6,69

5.3 A DATAÇÃO DOS SEDIMENTOS

Com base nas evidências sedimentológicas apresentadas e na datação por LOE foi possível reconstruir, qualitativamente, os diversos cenários da dinâmica geomorfológica nas encostas responsáveis pela formação de rampas coluviais e preenchimento das marmitas de dissolução nas áreas estudadas.

De acordo com a composição e maturidade mineralógica, as amostras foram separadas em dois grupos: um para datação por LOE/SAR de cristais de feldspatos e LOE/SAR de cristais de quartzo (Tabela 15). As concentrações de radioisótopos medidos e idades finais foram agrupadas nas tabelas 16 a 19 para uma melhor visualização dos resultados.

Tabela 15 - Amostras destinadas à LOE/SAR de feldspato e quartzo.

LOE/SAR - Feldspatos	LOE/SAR - Quartzo
MP 30/1A	PP 10/1A
MP 90/1A	CZ 30/1A
MP 130/1A	CZ 70/1A
MJF 10/1A	CZ 130/1A
MJF 30/1A	CZ 170/1A
CDI2 140/1A	CJ 20/1A
CDI2 190/1A	CJ 80/1A
CDI3 60/1A	CDI1 15/1A
	CDI1 40/1A
	CDI1 80/1A

Tabela 16 - Distribuição anual de Th, U, K e cálculo das idades finais das amostras da Área 1.

Parâmetros	MP30/1A	MP90/1A	MP130/1A	PP10/1A
Th (ppm)	11,29 ± 0,41	4,56 ± 0,16	4,02 ± 0,15	5,13 ± 0,19
U (PPM)	4,12 ± 1,22	1,75 ± 0,51	2,16 ± 0,88	2,20 ± 0,22
K (%)	0,15 ± 0,02	0±0	0±0	0±0
Dose Anual (μGy/ano)	2.258 ± 367	992 ± 144	1.059 ± 237	1.153 ± 70
P (Gy)	17,8	3,0	2,6	6,3
Idade BP (ano)	7.880 ± 1.680	3.020 ± 590	2.460 ± 670	8.400 ± 900

Tabela 17 - Distribuição anual de Th, U, K e cálculo das idades finais das amostras da Área 2.

Parâmetros	CZ30/1A	CZ70/1A	ZC 130/1A	ZC 170/1A
Th (ppm)	7,40 ± 0,27	9,12 ± 0,33	8,98 ± 0,32	10,27 ± 0,37
U (PPM)	3,69 ± 0,41	3,92 ± 0,82	3,30 ± 0,58	4,09 ± 0,93
K (%)	0,47 ± 0,07	0,07 ± 0,01	0,48 ± 0,07	0,86 ± 0,13
Dose Anual(μGy/ano)	2.188 ± 196	1.962 ± 246	2.216 ± 246	2.908 ± 396
P (Gy)	13,9	9,3	7,2	7,4
Idade BP (ano)	6.350 ± 890	4.740 ± 830	3.250 ± 520	2.550 ± 470
Parâmetros	CJ20/1A	CJ80/1A		
Th (ppm)	11,67 ± 0,42	11,72 ± 0,42		
U (PPM)	4,36 ± 0,34	4,04 ± 0,74		
K (%)	0,45 ± 0,07	0,87 ± 0,13		
Dose Anual(μGy/ano)	2.665 ± 186	3.013 ± 352		
P (Gy)	19,51	11,11		
Idade BP (ano)	7.300 ± 900	3.700 ± 600		

Tabela 18 - Distribuição anual de Th, U, K e cálculo das idades finais das amostras da Área 3.

Parâmetros	MJF10/1A	MJF30/1A
Th (ppm)	7,511 ± 0,270	11,801 ± 0,425
U (PPM)	3,099 ± 1,409	4,0781 ± 0,859
K (%)	0,877 ± 0,127	0,987 ± 0,143
Dose Anual (μGy/ano)	2.462 ± 514	3.330 ± 400
P (Gy)	47,13 ± 13,1	51,1 ± 22,9
Idade BP (ano)	18.600 ± 4.800	15.400 ± 2.600

Tabela 19 - Distribuição anual de Th, U, K e cálculo das idades finais das amostras da Área 4.

Parâmetros	CDI1 15/1A	CDI1 40/1A	CDI1 80/1A	CDI2 140/1A
Th (ppm)	13,49 ± 0,49	12,45 ± 0,45	11,66 ± 0,42	4,001 ± 0,144
U (PPM)	4,60 ± 1,10	4,47 ± 0,081	4,44 ± 0,81	1,879 ± 0,751
K (%)	0,13 ± 0,02	0, 19 ± 0,03	1,58 ± 0,23	0,256 ± 0,037
Dose Anual (μGy/ano)	2.528 ± 338	2.481 ± 241	3.836 ± 475	1.247 ± 243
P (Gy)	66,2	61,37	49,67	50,1 ± 17,1
Idade BP (ano)	26.200 ± 4.800	24.700 ± 3.600	13.000 ± 2.300	40.200 ± 9.800
Parâmetros	CDI2 190/1A	CDI3 60/1A		
Th (ppm)	6,465 ± 0,233	4,711 ± 0,170		
U (PPM)	2,544 ± 1,150	2,360 ± 0,778		
K (%)	0,227 ± 0,033	0,739 ± 0,107		
Dose Anual (μGy/ano)	1.574 ± 348	1.919 ± 323		
P (Gy)	42,3 ± 11,3	50,0 ± 15,1		
Idade BP (ano)	26.900 ± 7.300	26.100 ± 5.700		

5.3.1 Área 1

O primeiro ponto de coleta, uma marmita de dissolução, apresenta uma sucessão de unidades de preenchimento com sobreposição vertical constituído por uma cascalheira basal, seguida por uma deposição de areia muito grossa separadas por uma linha de acumulação de seixos. Três amostras foram coletadas neste perfil que apresentaram idades holocênicas.

A primeira unidade amostrada, uma cascalheira matriz suportada, apresentou uma idade de 7,88 Ka. Trata-se de um evento deposicional sob regime gravitacional de alta energia capaz de remobilizar em profundidade os mantos de intemperismo por fluxo de detritos não canalizados. É possível aventar a hipótese de que este nível remonta provavelmente a um evento de alta energia vinculado ao Holoceno inferior.

A segunda e terceira unidade tratam-se de uma areia grossa com grânulos com idades quase idênticas de 3,02 e 2,46 Ka, indicando tratar-se de um único evento deposicional de menor energia relacionado a episódios recentes de maior umidificação do Holoceno superior. A existência de uma linha de acumulação de seixos rolados no topo da deposição sugere que a área atravessou posteriormente uma longa fase de semiaridez sob a vegetação de caatinga favorecendo a erosão laminar com remoção das fácies argilo-silticas e concentração de grossos.

O segundo ponto amostrado situa-se no pedimento rochoso com cobertura detrítica. Neste ponto, um nível de areia muito grossa com fenoclastos forneceu idade de 8,4 Ka, indicando que este nível remonta ao mesmo evento de alta energia ocorrido no Holoceno inferior que forneceu sedimentação para a marmita.

5.3.2 Área 2

O primeiro ponto de amostragem trata-se de uma rampa coluvial exibindo uma sucessão de unidades coluviais separadas por níveis de cascalho. Neste ponto de coleta foram datados quatro níveis sobrepostos intercalados por cascalheiras. Para os dois primeiros níveis basais, o resultado da datação produziu idades muito próximas, 8,9 e 7,2 Ka, o que indica tratar-se possivelmente de um único evento no Holoceno inferior, mas com pulsação energética diferenciada, capaz de depositar sedimentos de granulometria diferenciadas.

Os dois níveis superiores amostrados, areia muito grossa separadas por cascalheira, também apresentaram idades quase idênticas, 5,7 e 4,2 Ka, apontando para a ocorrência de eventos certamente de cunho climático no Holoceno médio,

possivelmente relacionado ao máximo de umidificação do clima antes que a cobertura vegetal se recuperasse da semiaridez que antecederia este evento.

O segundo ponto amostrado situa-se no plano aluvial que transita lateralmente para uma rampa aluvio-coluvial. Neste ponto foram datados dois níveis superpostos de areia grossa sem estratificação. As idades de 7,3 e 3,7 Ka. respectivamente confirmam a ocorrência de dois eventos de coluvionamento no Holoceno inferior e médio para a área como um todo.

5.3.3 Área 3

A terceira área amostrada trata-se de uma marmita de dissolução que exhibe um preenchimento de areia muito grossa na base e areia média no topo. Devido à pequena espessura da sedimentação superior, dois níveis foram datados neste depósito, a sedimentação basal e abaixo da unidade superficial.

As unidades datadas em 18,6 e 15,4 Ka. respectivamente, demonstram a ocorrência de movimentos de massa com remobilização de regolito expostos provavelmente oriundos da cimeira e encostas durante episódios torrenciais relacionados ao Último Máximo Glacial (UMG).

5.3.4 Área 4

A quarta área amostrada é um avental coluvial que baseia uma elevação circular na cimeira do maciço. No primeiro ponto de coleta foram datados três níveis sobrepostos e intercalados por uma cascalheira e linha de pedra - Stone-line. A primeira unidade é constituída de uma areia muito grossa com fenoclastos na

fração seixos com idade de 40,2 Ka. Trata-se de um evento deposicional sob regime gravitacional de alta energia capaz de remobilizar os mantos de intemperismo por fluxo de detritos não canalizados. É possível aventar a hipótese de um mecanismo desencadeador de cunho climático relacionado a eventos pluviais máximos de grande magnitude e baixa recorrência no Penúltimo Estadial do Pleistoceno Superior.

O segundo e terceiro níveis amostrados, uma areia muito grossa com fenoclastos, forneceram as idades de 26,2 e 24,7 Ka, respectivamente. Estas camadas estão provavelmente relacionadas a eventos deposicionais ocorridos no último stadial do Pleistoceno, desencadeados por eventos sazonais com máximos pluviais de baixa recorrência em um padrão climático semiárido severo. A existência de *stone-line* no topo da deposição corrobora a hipótese de que a área atravessava uma longa fase de semiaridez sob vegetação de caatinga que favoreceu a erosão laminar com remoção das fácies argilo-silticas e concentração de grossos, seguido de uma súbita retomada da umidade gerando o depósito de areia muito grossa superior, datado em 13 Ka, condizente a eventos pluviais de grande magnitude no UMG.

5.4 DATAÇÃO DE CROSTAS CARBONÁTICAS E PALEOTEMPERATURAS A PARTIR DA RAZÃO DO ^{18}O

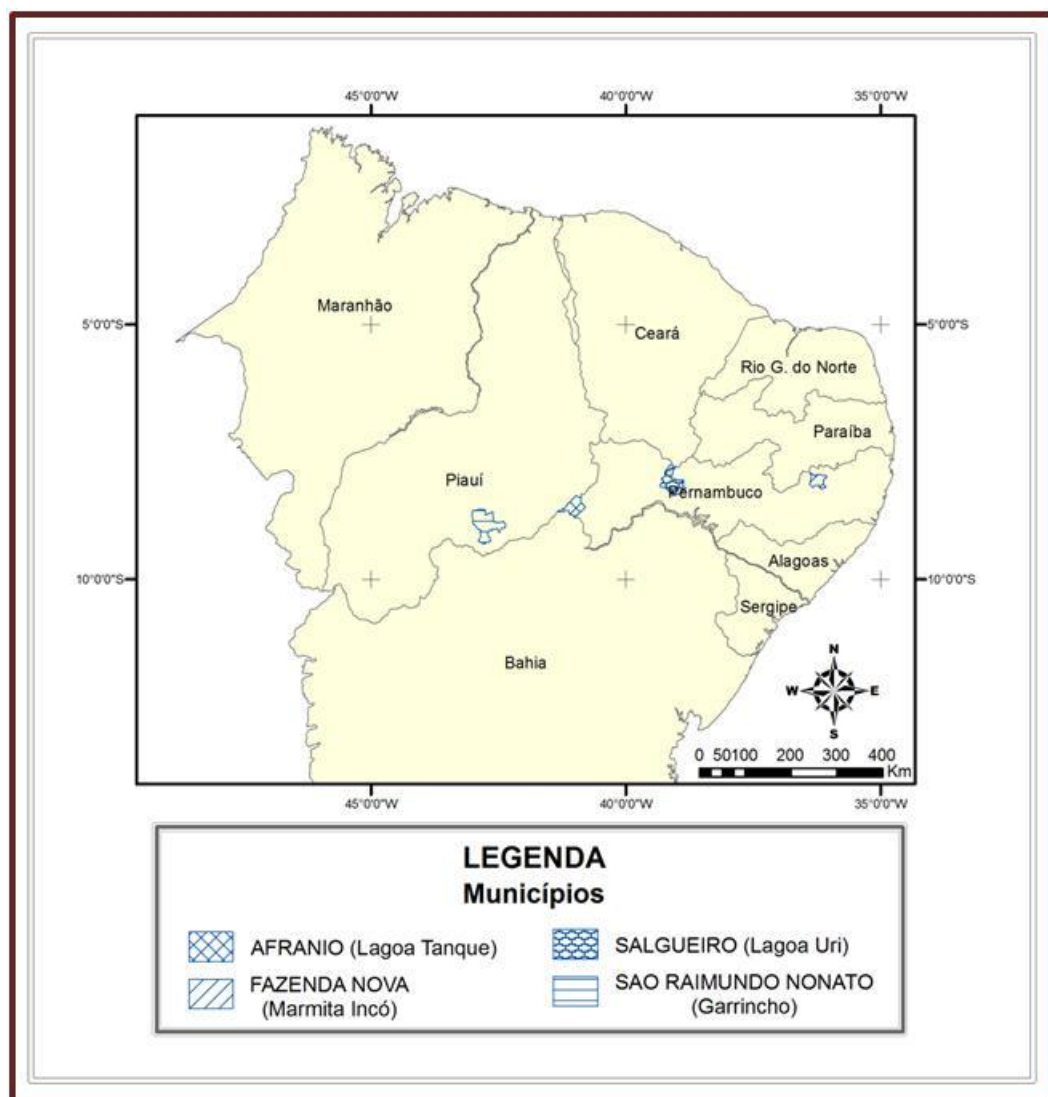
A ocorrência de níveis com carbonatos, num contexto deposicional predominantemente terrígeno, vem se mostrando como relevante registro na compreensão da evolução da paisagem em estudos paleoclimáticos.

Por serem importantes sistemas deposicionais em ambientes semiáridos, os calcretes podem ser relacionados com eventos de longa sedimentação química, de extensão variável, correspondendo a pausas na sedimentação terrígena e neoformação de carbonatos sob condições climáticas diferentes do atual.

Estudos realizados por Silva (2007), Alves (2007) e Silva (2009) para os calcretes de Fazenda Nova e Afrânio motivaram a adição de datação por ^{14}C e cálculo da paleotemperatura a partir da razão do ^{18}O , com a finalidade de se compreender em quais condições ambientais tais depósitos foram formados.

Contudo, durante a realização da pesquisa, novos registros de ocorrência de calcretes em ambiente semiárido nordestino foram incorporados ao trabalho, tendo em vista a sua importância para o entendimento das mudanças climáticas ocorridas durante o Quaternário na região (Figura 113).

Figura 113 - Localização das áreas de ocorrência de calcretes.



5.4.1 Os Pontos de Amostragem

A primeira área de ocorrência de calcrete situa-se na marmite de dissolução da localidade Incó, no distrito de Fazenda Nova (PE). O depósito é um conglomerado suportado por clastos e bioclastos (ossos de megafauna) com cimentação carbonática formando um nível endurecido. Filamentos de carbonato de cálcio se estendem pela camada sobreposta ao conglomerado, formando um

paleossolo inumado com antigo horizonte B cálcico truncado pela deposição sedimentar subsequente (Figuras 114 a 116).

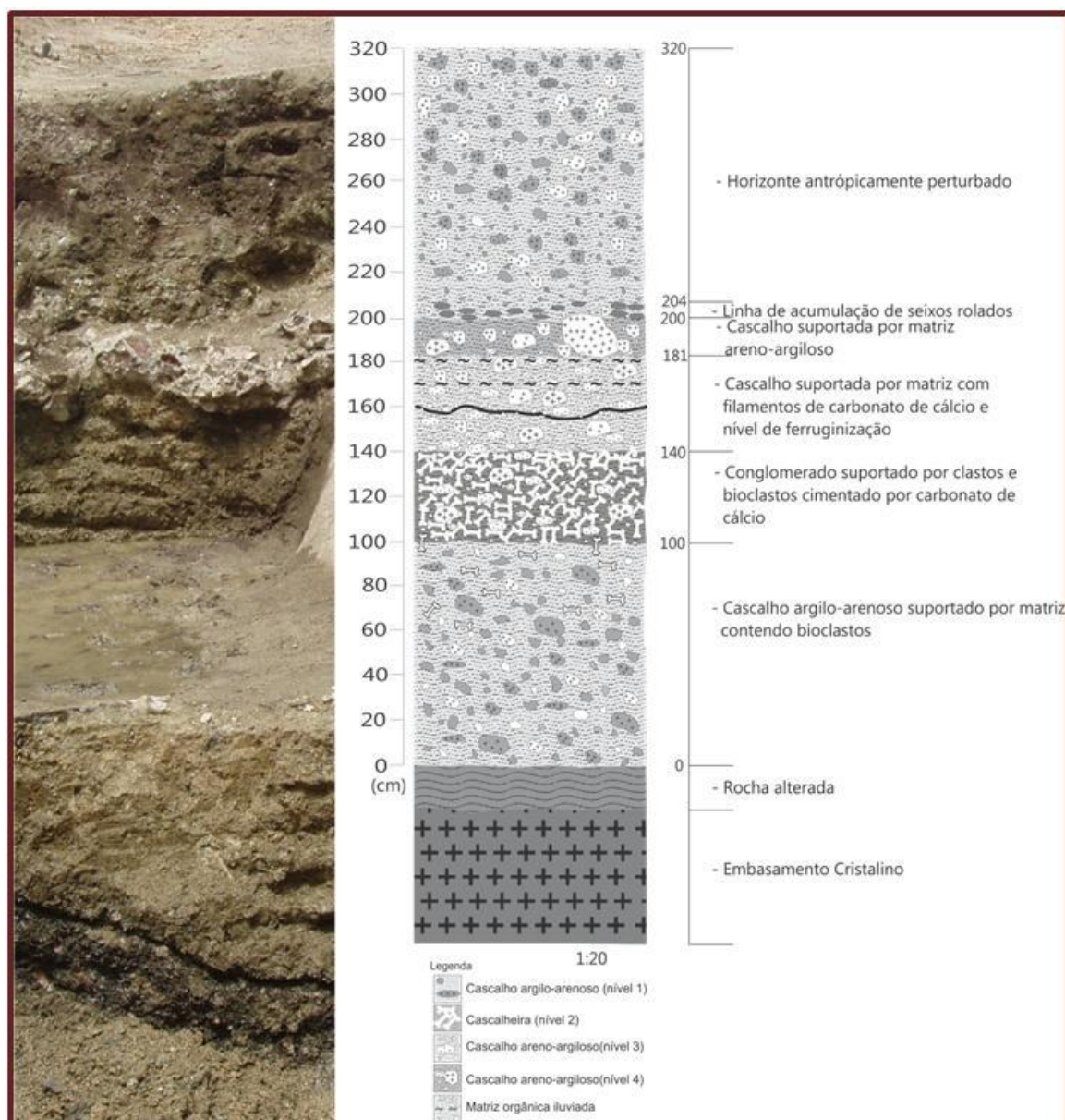
Figura 114 - Marmita de dissolução com sedimentação carbonática.



Figura 115 - Calcrete na marmita de dissolução em Fazenda Nova.



Figura 116 - Seção Estratigráfica da sedimentação da marmita do Incó, modificado de Silva 2007.



A segunda área de ocorrência de calcrete encontra-se em uma lagoa intermitente no povoado Caboclo, município de Afrânio (PE). O calcrete apresenta-se como um conglomerado de matriz arenosa, cimentado por carbonato de cálcio na superfície da lagoa. A parte grossa do conglomerado é formada principalmente por bioclastos fragmentados (ossos de megafauna) e moderadamente empacotados, sem orientação preferencial (SILVA 2009; Figuras 117 a 119).

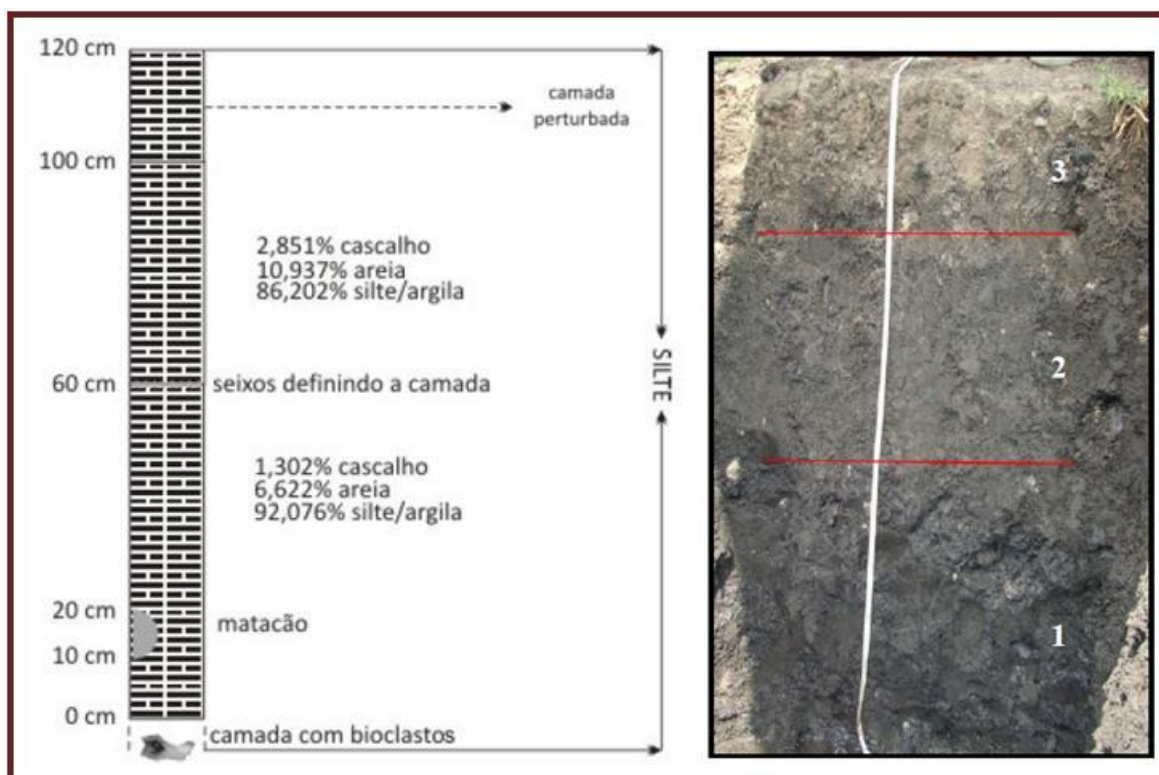
Figura 117 - Lagoa intermitente com cimentação carbonática.



Figura 118 - Cimentação carbonática em Afrânio: 1) Bioclastos, 2) Clastos e 3) Cimento carbonático; modificado de Silva 2009.



Figura 119 - Seção estratigráfica da Lagoa Tanque - Afrânio (Fonte: SILVA 2009).



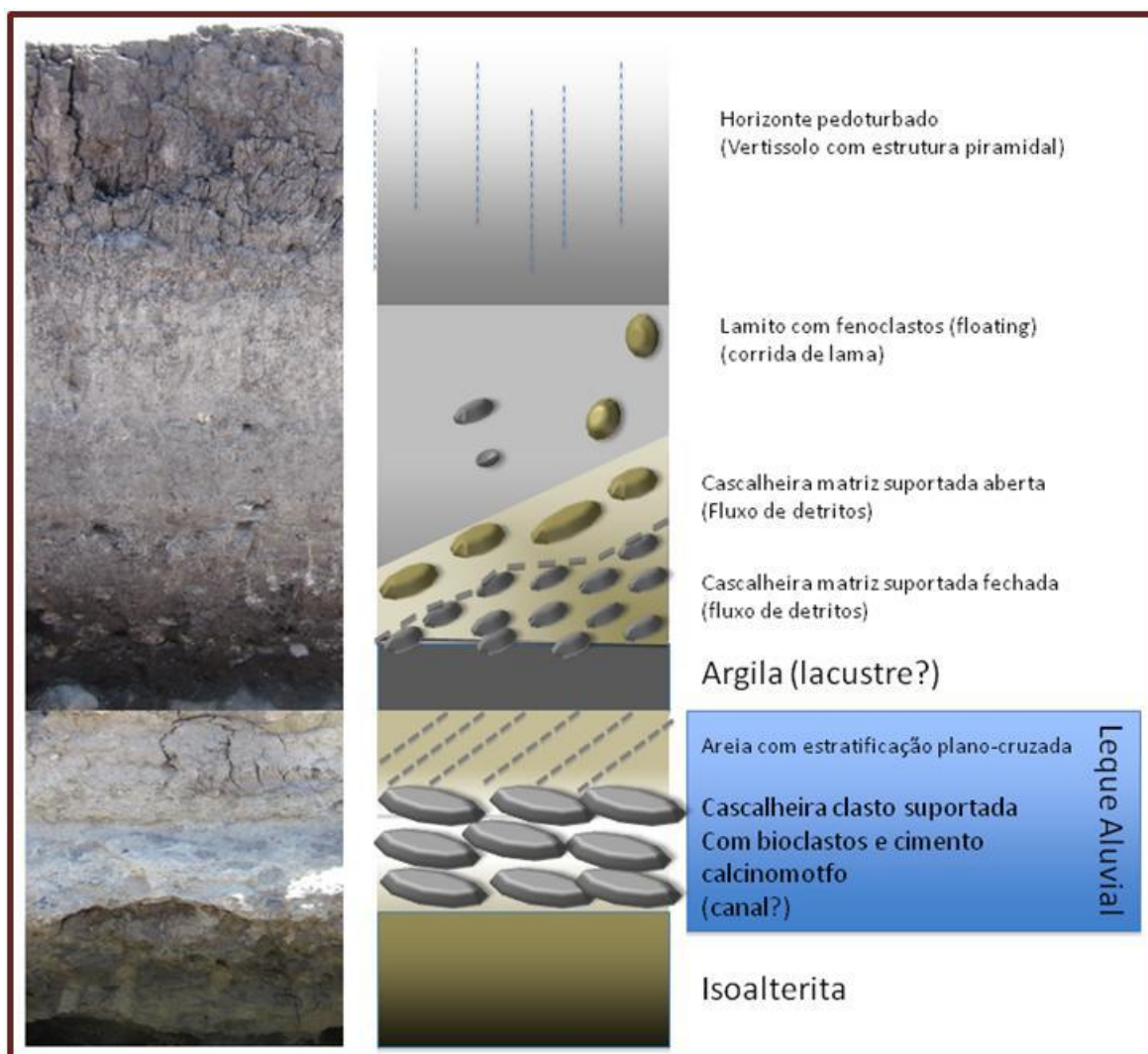
A terceira área de ocorrência de calcrete situa-se na Lagoa do Uri, município de Salgueiro (PE). O calcrete da lagoa encontra-se parcialmente cimentando uma camada de ossos de megafauna, apresentando-se de forma maciça no topo dos bioclastos, com transição filamentosa para a camada de sedimentos minerogênicos sobrepostos (Figuras 120 e 121).

A lagoa intermitente funciona como uma cabeceira de drenagem de primeira ordem, de origem litológica e estrutural, em uma zona de contato entre metassedimentos (mica-xisto) e granitos, ambos bastante fraturados.

Figura 120 - Lagoa do Uri com cimentação carbonática (Fonte: Google Earth 2013).



Figura 121 - Seção estratigráfica do calcrete da lagoa do Uri - Salgueiro.



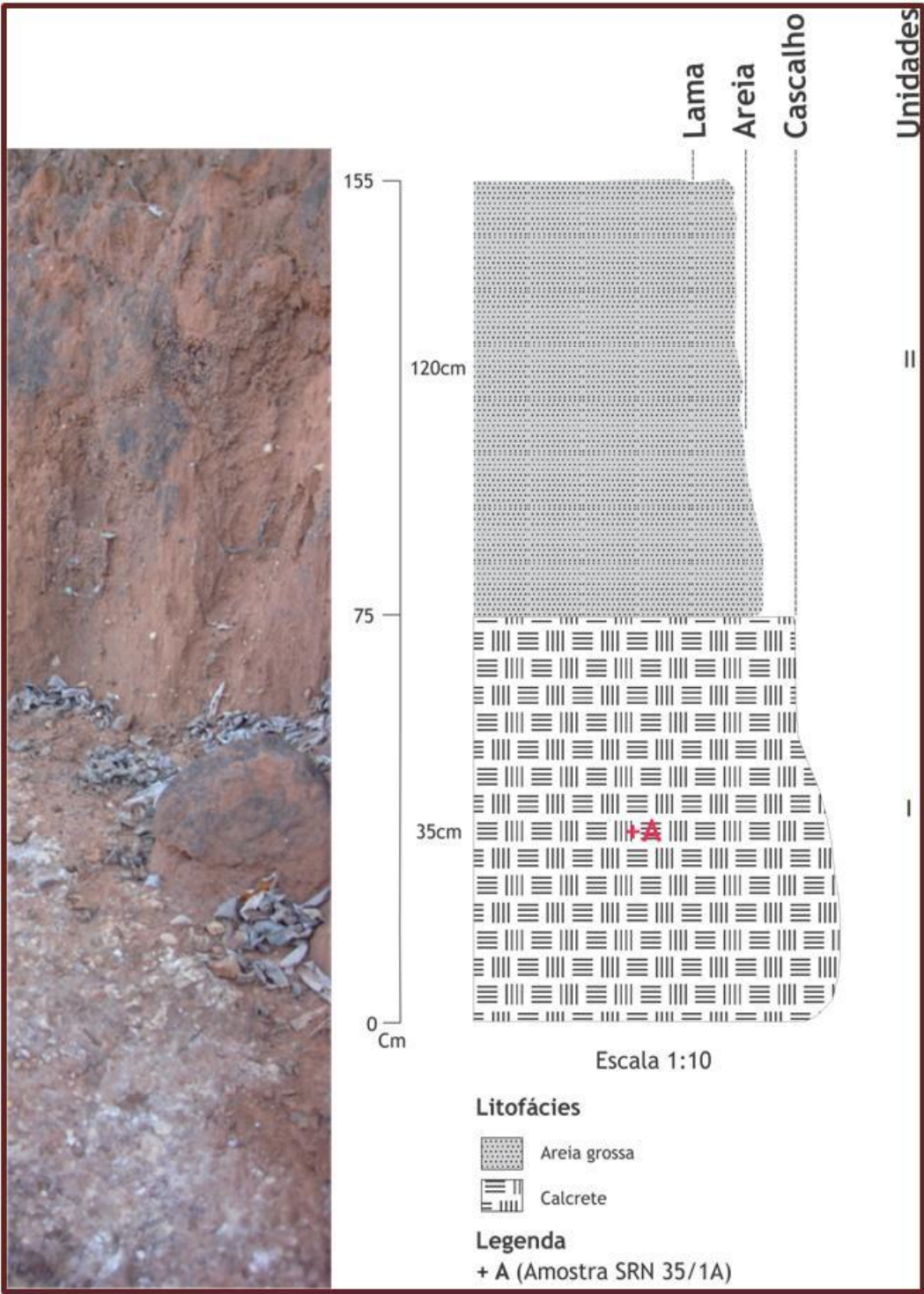
A quarta área de ocorrência de calcrete encontra-se na vertente sul do Morro do Garrincho, às margens da BR-020, no município de São Raimundo Nonato (PI). O calcrete ocorre cimentando uma camada basal de conglomerado, que aflora na baixa encosta de um pequeno inselberg estruturado em calcário metamórfico, em forma de crista. O nível de conglomerado é sotoposto a um colúvio vermelho, areno argiloso, sem concreções calcinomorfos (Figuras 122 e 123).

O aspecto do calcrete do Garrincho evidencia o processo de dissolução pós-pedogenética, marcado pela transformação do topo da camada maciça de calcrete em níveis nodulares e filamentosos.

Figura 122 - Calcrete do Garrincho - São Raimundo Nonato (PI).



Figura 123 - Seção estratigráfica do calcrete do Garrincho.



5.4.2 Resultados

As águas intersticiais são responsáveis por alguns aspectos da diagênese dos calcretes, entretanto, elas não permanecem no sistema, ficando a sua passagem registrada na composição isotópica do cimento calcinomorfo.

Segundo Longstaffe (1989), o carbonato armazena em sua estrutura a assinatura isotópica característica das condições ambientais específicas que predominavam durante a sua precipitação. Portanto, as concentrações de CO₂ atmosférico nos solos, o aumento nas taxas de evaporação e a diminuição da umidade podem, em conjunto, ser a resposta para o aumento dos valores de oxigênio e carbono nas amostras.

A composição isotópica do $\delta^{18}\text{O}$ do carbonato de cálcio representa a quantidade de ^{18}O existente na água em equilíbrio constante com a temperatura no momento da precipitação deste carbonato. Sendo assim, os calcretes coletados em Fazenda Nova, Afrânio e Garrincho apresentaram os maiores valores $\delta^{18}\text{O}$, variando de -0,92‰ a -4,69‰ (Tabela 20).

Tabela 20 - Valores de isótopos, paleotemperatura e idades dos calcretes.

Amostra	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	Paleotemperatura °C	Idade ^{14}C
Fazenda Nova	-0,81	18,7	19.400 ± 220
Afrânio	-0,92	18,4	17.190 ± 80
Salgueiro	-0,09	19,8	9.910 ± 40
Garrincho	-4,69	27,2	16.430 ± 50

As águas meteóricas são empobrecidas em ^{18}O pelos sucessivos ciclos de evaporação e condensação. Como as rochas carbonáticas não marinhas são variavelmente empobrecidas em ^{18}O , os seus valores são normalmente negativos na

escala PDB por influência das águas meteóricas (FAURE 1991). No entanto, os maiores valores de $\delta^{18}\text{O}$ apresentados nas amostras analisadas indicam que a precipitação de carbonato nessas unidades ocorreu com a regressão da área de inundação sob condições áridas, com fluxo de água subterrânea rebaixada e redução do tempo de residência da água em áreas alagadiças devido à evaporação e a troca de CO_2 atmosférico, resultando no aumento nos valores de $\delta^{18}\text{O}$.

O valor relativamente baixo de $\delta^{18}\text{O}$ do calcrete do Uri, -0,09‰, indica que houve um fornecimento de água doce durante a precipitação do carbonato. O aumento da carga hídrica na área imersa aumenta a vazão de água doce na área de inundação, resultando na diminuição dos valores $\delta^{18}\text{O}$ devido à influência de água meteórica e a troca de redução de CO_2 atmosférico, respectivamente (CUNHA 2011).

A partir das medidas isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$, as paleotemperaturas calculadas para Fazenda Nova e Afrânio foram de 18,7°C e 18,4°C. Tais resultados são compatíveis com dados encontrados por Mutzemberg et al. (2013) para a lagoa do Uri em Salgueiro, cuja paleotemperatura foi de 19,8°C. Sendo assim, apresentando um rebaixamento em torno de 6°C para as áreas, os resultados confirmam a hipótese que os calcretes foram formados sob regime climático de semiaridez severa porém de temperatura mais rebaixada em relação ao presente.

Com paleotemperatura de 27,2°C e após análise petrográfica do depósito, o calcrete do Garrincho, apresentando minerais de carbonato do tipo fibroso, não é recomendado para reconstrução de paleotemperatura por possuir maior área de

superfície por unidade de volume, e assim, mais suscetível a eventos de recristalização (DWORKIN et al. 2005)⁹.

Estudos realizados por Stute et al. (1995) em aquífero confinado da Bacia do Parnaíba - PI constataram que o baixo valor de $\delta^{18}\text{O}$ estava associado a um rebaixamento da temperatura em torno de 5,4°C durante o Último Máximo Glacial. Partindo-se dessa premissa, pode-se concluir que o calcrete do Garrincho foi formado a uma paleotemperatura de aproximadamente 19°C.

Datações por ^{14}C para os calcretes de Afrânio e Garrincho apresentaram idades de 17,19 e 16,43 Ka. Estas idades são semelhantes à encontrada por Alves (2007) para o calcrete de Fazenda Nova, em 19,4 Ka; sugerindo uma estabilização da paisagem, a nível regional, com períodos de não-deposição, onde os depósitos ficaram expostos durante um período de tempo suficientemente longo para a formação do peleossolo (calcrete) sob regime de aridez severa durante o UMG.

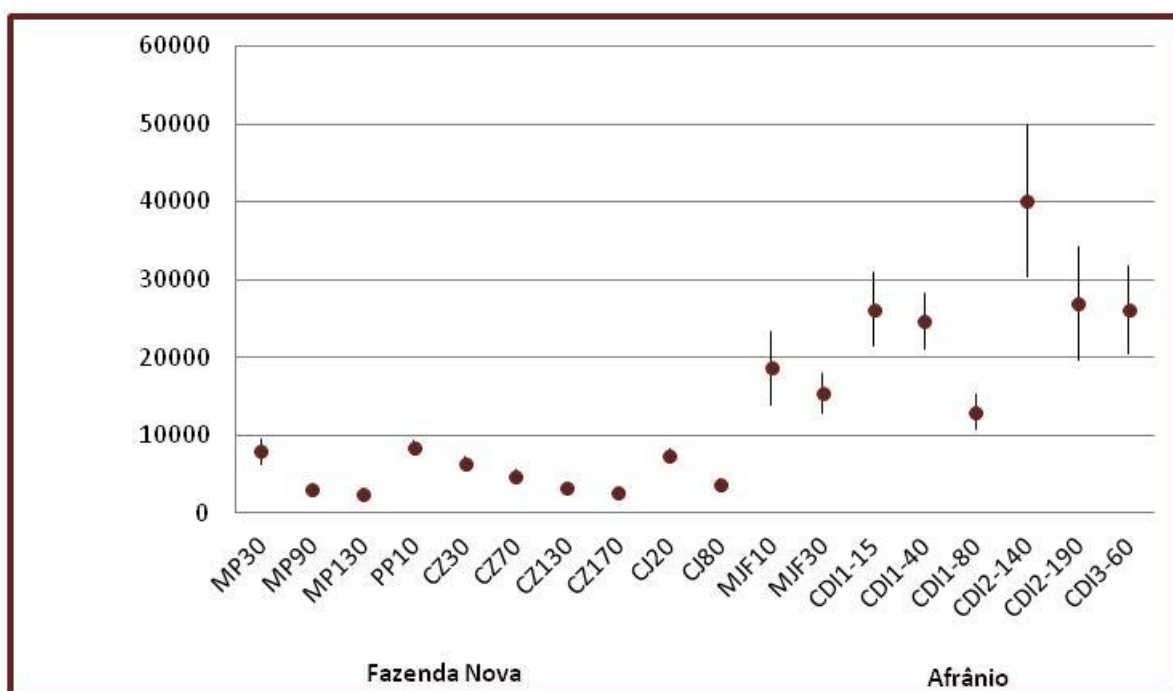
A idade de 9,91 Ka para o calcrete da lagoa do Uri apresentado por Mutzemberg et al. (2013) sugere que o clima de aridez severa na região perdurou até o Holoceno inferior, com temperaturas rebaixadas em até 6°C, mesmo na transição pleistoceno/holoceno. Condições mesológicas de maior rebaixamento da temperatura no semiárido baiano também foram encontradas para este período por Barreto (1996), a partir da análise da assembleia palínica em turfeiras interdunares no limiar P/H.

⁹ Dworkin et al. (2005) afirmam que calcretes do tipo nodular são indicativos de carbonato primário, os mais indicados para paleotemperatura.

5.5 INTERPRETAÇÃO DA DINÂMICA AMBIENTAL PARA AS ÁREAS ESTUDADAS E INFERÊNCIAS REGIONAIS

Analisando em escala temporal a estratigrafia dos depósitos estudados, foi possível reconstruir qualitativamente os cenários de deposição sedimentar, percebendo-se que alguns eventos estão relacionados a ritmos climáticos já conhecidos para o Nordeste do Brasil desde o Pleistoceno superior (Figura 124).

Figura 124 - Datação LOE para as amostras de Fazenda Nova e Afrânio



O penúltimo stadial do Pleistoceno, com temperaturas rebaixadas e predominância de períodos bastante secos, é marcado na área de Afrânio por eventos isolados de alta precipitação que promoveram a remoção maciça dos fragmentos clásticos das coberturas superficiais sob condições torrenciais, dando origem a uma cascalheira clasto suportada. O evento datado em 40,2 Ka, reforça a

interpretação de eventos ocasionais de alto grau pluviométrico inseridos em um clima mais frio e seco durante este período. Esta interpretação está em concordância com estudos realizados por Silva & Corrêa (2009) para os depósitos de marmita de dissolução em Fazenda Nova.

No último stadial do Pleistoceno, a cerca de 26,9 a 24,7 Ka, a paisagem em Afrânio foi marcada por uma remoção dos materiais rudáceos das encostas. Este evento está associado a uma cobertura vegetal aberta após período de secura prolongada deixando disponível sobre a superfície apenas os materiais mais grossos, sendo removidos por movimentos de massa sob condições torrenciais. Este evento encontra-se bem marcado por Corrêa et al. (2005) para o Gráben do Cariatá (PB), Santos (2007) e Mutzemberg (2010) para a Serra da Capivara (PI), Galvão (2012) para a Lagoa do Pioré (PE) e Gurgel et al. (2013) para o Maciço do Pereiro (RN). Com base nesses trabalhos, verifica-se que as áreas fontes de sedimentos estavam fornecendo sedimento para os níveis de base, sugerindo que no último stadial do Pleistoceno os eventos pluviométricos eram de grande magnitude e ocorreram para toda a região Nordeste.

O Último Máximo Glacial (UMG) foi marcado por clima mais frio e seco, com temperaturas rebaixadas em 6°, que ocasionaram períodos de extrema semiaridez no Nordeste, como corrobora as análises fitólítica a partir da produção de células *bulliformsi* silicificadas sob forte evapotranspiração, $\delta^{18}\text{O}$ dos depósitos de calcretes de Fazenda Nova (PE), Afrânio (PE) e Garrincho (PI).

Embora os calcretes induzam a ocorrência de significativa estabilidade nas encostas com períodos de não-deposição, amostras datadas entre 18,6 a 13 Ka, atestam a dinâmica episódica do coluvionamento em Afrânio, com pulsos bem marcados, ainda que resultando em depósitos delgados.

Coluvionamento associado ao UMG para a região Nordeste encontra-se registrado nos trabalhos de Corrêa (2001), Mutzemberg (2007), Santos (2007), Silva & Corrêa (2009), Mutzemberg (2010), Galvão (2012) e Gurgel et al. (2013). A ocorrência das contemporâneas invasões de ar polar sobre baixas latitudes tropicais, ocasionando intensas chuvas frontais de longa duração no NE continental, com sistema estacionário ou em frontólise, explicaria a sedimentação durante o UMG para a região.

O Holoceno inferior em Fazenda Nova pode ser caracterizado por um período marcado por uma remoção das coberturas residuais das encostas por fluxos de detritos de baixa viscosidade, com deposição de níveis de cascalhos na marmitta de dissolução, pedimentos e encostas coluviais, associados provavelmente, a atuação de sistemas meteorológicos convectivos em períodos de aridez.

Embora o Holoceno inferior seja caracterizado pela baixa frequência e magnitude do fenômeno ENOS (RODBELL et al. 1999, MOY et al. 2002, GURGEL et al. 2013), apresentando uma cobertura vegetal mais densa em direção ao Holoceno médio (MUTZEMBERG 2010, GALVÃO 2012), depósitos de calcretes datados em 9,9 e 7,6 Ka por Mutzemberg (2013) e Ferreira (2010) para as áreas de Salgueiro e Petrolândia, respectivamente, indicam que períodos de semiaridez severa, com paleotemperatura de 19°C se estenderam desde o UMG até a transição P/H e mesmo o Holoceno inferior na região.

O Holoceno médio em Fazenda Nova encontra-se relacionado com o máximo de umidificação do ambiente, com remobilização dos regolitos em diversos episódios de coluvionamento, desencadeados por fluxos de detritos, que antecederam a estabilização da cobertura vegetal. Flutuações do nível de água nas encostas ocasiona ferruginização extensiva dos depósitos, com alteração de grãos

de feldspatos e formação de argilas. Esta interpretação está em concordância com estudos para a região Nordeste de Corrêa (2001) e Mutzemberg (2010).

O Holoceno superior é marcado por uma diminuição na sedimentação de encosta. Gurgel et al. (2013) atribuem a diminuição da sedimentação como resposta ao início de fenômeno ENOS contemporâneos, de alta frequência, com períodos secos de elevada magnitude afetando a região, e menos momentos úmidos. Diante deste cenário, o pedimento rochoso com cobertura detrítica é o principal fornecedor de sedimento para o preenchimento da marmita em Fazenda Nova, atestando que as coberturas de vertissolos e planossolos, muitas vezes interpretadas como derivadas do intemperismo da rocha *in situ*, de fato se configuram como sistemas pedogenéticos, sobrepostos à deposição de encostas, de cronologia tão recente quanto o próprio Holoceno médio e Superior.

6 - CONCLUSÕES

As conclusões a respeito da evolução ambiental para as áreas de Fazenda Nova e Afrânio foram baseadas na análise morfoestratigráfica dos depósitos de encostas - os colúvios - e marmitas de dissolução.

Os depósitos que recobrem as encostas e preenchem as marmitas de dissolução foram derivados por sedimentação gravitacional do tipo fluxo de detrito, através de fenômenos de episódios espasmódicos durante chuvas torrenciais em clima semiárido.

As idades obtidas para os níveis estratigráficos datáveis atestaram que os eventos deposicionais estão na dependência de agentes desencadeadores de gêneses distintas: eventos climáticos regionais ocorridos desde o penúltimo stadial do Pleistoceno até o UMG para as áreas de Afrânio, e a partir do Holoceno inferior em Fazenda Nova.

A presença de calcrete (cimentação carbonática de origem pedogenética) em Pernambuco e Piauí atesta um período de aridez severa que perdurou no Nordeste do Brasil desde o UMG até o Holoceno inferior, com paleotemperaturas rebaixadas em 6°C, conforme já atestado por Bezerra (2008) para os depósitos do Gráben do Cariatá (PB).

As análises da assembleia fitolítica indicaram que nas áreas de Fazenda Nova e Afrânio o ambiente sempre possuiu uma vegetação aberta, apontando para condições ambientais quentes e secas causando stress hídrico, marcando a silicificação de células da epiderme de gramíneas.

Com relação ao método adotado por esta pesquisa - datação por LOE e ^{14}C , medidas isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ e análise da assembleia fitolítica - combinados aos estudos geomorfológicos de detalhe forneceram importantes contribuições ao estudo da evolução sedimentar dos depósitos de encosta e marmitas de dissolução, permitindo inferir uma cronologia inicial para as mudanças ambientais sofridas pela paisagem.

A interpretação da dinâmica geomorfológica através do registro sedimentar encontrado nas encostas e marmitas de dissolução forneceram bases para a elucidação de interações entre as mudanças temporais de longo e curto prazo nos processos geomorfológicos no Quaternário tardio na região, cujas repercussões ainda são visíveis na paisagem. Entretanto, a principal dificuldade dessa proposta incide na natureza intrínseca do material, pois os depósitos na forma que se encontram na paisagem, representam apenas uma pequena parcela dos materiais originais que conseguiram permanecer incólumes às perturbações decorrentes das mudanças ambientais da ordem de centenas a milhares de anos.

7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AITKEN, M. J. *An Introduction to Optical Dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence*. Oxford: Oxford University Press, 1998. 267 p.

ANDRADE, G. O. & LINS, R. C. Introdução ao estudo dos “Brejos” pernambucanos. *Arquivos do Instituto de Ciências da Terra*, Recife, (2): 21-34, 1964.

ANDRADE-LIMA, D. Estudos fitogeográficos de Pernambuco. *Arquivos do Instituto de Pesquisas Agronômicas*, Recife, n.2, 1957.

ALEXANDER, A.; MEUNIER, J.-D.; LÉZINE, A.-M.; VINCENS, A.; SCHWARTZ, D. Phytoliths indicators of grasslands dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology* v.136, p.213-219, 1997.

ALEXANDRE, A. & MEUNIER, J. -D. Late Holocene Phytolith and Carbon-Isotope Record from Latosol at Salitre, South-Central Brazil. *Quaternary Research*, 51, p. 187-194, 1999.

ALONSO-ZARZA, A.M. Palaeoenvironmental significance of palustrine Carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60:261-298. 2003.

ALONSO-ZARZA, A.M. et al. A recent analogue for palustrine carbonate environments: The Quaternary deposit of Las Tablas de Daimiel wetland, Ciudad Real, Spain. *The Geological Society of America. Special Paper*, 416, 153-168. 2006.

ALONSO-ZARZA, A. M. & ARENA, C. Cenozoic calcretes from the Teruel Graben, Spain: microstructure, stable isotope geochemistry and environmental significance. *Sedimentary Geology*, 167, p. 91-108. 2004.

ALONSO-ZARZA, A.M. & SILVA, P.G. Quaternary laminar calcretes with bee nests: evidences of small scale climatic fluctuations. Eastern Canary Islands, Spain. *Palaeogeogr.Palaeoclimatol.Palaeoecol.*178:119-135. 2002.

ALVES, R. S. et. al. Aspectos paleontológicos, geológicos e geomorfológicos dos depósitos de cacimbas em Fazenda Nova, Brejo da Madre de Deus, Pernambuco. In: *XLIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Fortaleza, Anais, 2006.

ALVES, R. S. *Os Mamíferos Pleistocênicos de Fazenda Nova, Brejo da Madre de Deus, Pernambuco, Brasil*. (no Prelo).

BARRETO, A. M. F. *Interpretação Paleoambiental do Sistema de Dunas Fixadas do Médio São Francisco, Bahia*. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade de São Paulo, São Paulo. 1996, 174p.

BARRETO, A. M. F. et al. Os depósitos de cacimbas de Pernambuco: aspectos geomorfológicos, geológicos, paleontológicos e paleoambientais. In: *XLII Congresso Brasileiro de Geologia*. Minas Gerais, Anais, 1-2, 2004.

BARRETO, E. A. S. *Reconstituição da pluviosidade da chapada diamantina (BA) durante o Quaternário tardio através de registros isotópicos (O e C) em estalagmites*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 2010. 112p.

BERGQVIST, L. P & ALMEIDA, E. B. Biodiversidade de mamíferos fósseis brasileiros. *Geociências*, IX (6): 54-68p. 2004.

BIGARELLA, J. J. et al. *Estrutura e Origem das Paisagens tropicais e Subtropicais*. Florianópolis: Editora da UFSC, Volume 1. 1994.

BIGARELLA, J. J. et al. *Estrutura e Origem das Paisagens tropicais e Subtropicais*. Florianópolis: Editora da UFSC, Volume 3. 2003.

BIGARELLA, J. J. & AB'SABER, A. N. Palaeogeographische und palaeoklimatische aspekte des Kanozoikums in Sued-Brasilien. *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, v.8,p.286-312, 1964.

BIGARELLA, J.J & MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzea. *Boletim paranaense de Geografia*, N.º 16/17, Julho de, p. 85-116. 1965.

BIGARELLA, J.J; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J.X. Considerações a respeito da Evolução das Vertentes. *Boletim paranaense de Geografia*, N.º 16/17, Julho de, p. 85-116. 1965.

BIGARELLA, J.J.; ANDRADE-LIMA, D.& RIEHS, P.J. Considerações a respeito das mudanças paleoambientais na distribuição de algumas espécies vegetais e animais do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47: 412-464, 1975.

BLUM, M. D. & TÖRNQVIST, T. E. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, n. 47, p. 2-48, 2000. Supplementum 1.

BRÉMOND, L., ALEXANDRE, A. ; HÉLY, C.; GUIOT, J. A phytolith index as a proxy of tree cover density in tropical areas: calibration with Leaf Area Index along a forest-savanna transect in southeastern Cameroon. *Global and Planetary Changes*, 45. 2005, pp. 277-293.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M.; SANTOS, E. J. PETRONILHO, L. A Zona Tectônica de Teixeira Terra Nova - ZTTN - Fundamentos da Geologia Regional e Isotópica. *Geol. USP Sér. Científica*, v.5 (1), p. 57-80, 2005.

BUEDER, J. *Climatic Geomorphology*. Princeton: Princeton University Press, 1982.

CAILLEAU, G.; BRAISSANT, O.; VERRECCHIA, E.P. Biomineralization in plants as along term carbon sink. *Naturwissenschaften*, 91:191-194. 2004.

CALEGARI, M. R. *Ocorrência e significado paleoambiental do horizonte A húmico em Latossolos*. Tese de Doutorado. Escola Superior de Agricultura Luiz Queiroz, 2008. 259p.

CAMARGO FILHO, M. & BIGARELLA, J. J. Correlação de parâmetros estatísticos de sedimentos de vertentes, rampas de colúvio-alúvio e terraço de várzea da bacia do Bananas - Guarapuava - PR. *Geosul*, v. 14, p. 438 - 442, 1998.

CAMPBELL, E.M. Granite Landforms. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 80(3), 101-112, 1997.

CANTO, A. C. L. *Caracterização Geoarqueológica e Paleoambiental do Sítio Arqueológico Furna do Estrago, Brejo da Madre de Deus - PE/Brasil*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, 1998. 198p.

CARTER, J. A. Phytolith analysis and paleoenvironmental reconstruction from Lake Poukawa Core, Hawkes Bay, New Zealand. *Global and Planetary Change*, 33, p. 257-267, 2002.

CASTRO, C. *Morfogênese X Sedimentação: evolução do relevo do Nordeste e seus depósitos correlativos*. Dissertação de Mestrado, Universidade federal de Pernambuco, 1979. 48p.

CECCHET, F. *Conjunto de fitólitos dos estratos inferiores da floresta ombrófila densa (Linhares - Espírito Santo): subsídios para reconstrução paleoambiental*. Monografia de conclusão de curso - Curso de Geografia (Licenciatura) - Centro de Ciências Humanas, Educação e Letras, Universidade Estadual do Oeste do Paraná - UNIOESTE- Campus Marechal Cândido Rondon. 2012. 87 pg.

CHRISTOFOLETTI, A. A variabilidade espacial e temporal da densidade de drenagem. *Not. Geomorfológica*. 21(42): 3-22, 1981.

CLARKE, M. L. et al. Quality assurance in luminescence dating. *Geomorphology*, v. 29, p. 173 - 185, 1999.

COE, H. H. G.; CARVALHO, C. N. Seria Cabo Frio um enclave semiárido no litoral úmido do Estado do Rio de Janeiro? In: *VI Seminário Latino Americano de Geografia Física*. Anais de Trabalhos completos. p. 1-14, 2010.

COELHO NETO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A.J.T. e CUNHA, S.B. (eds.). *Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos*. Bertrand Brasil: Rio de Janeiro, 4ª edição, 2001, p. 93-148.

COELHO NETTO, A. L. Evolução de Cabeceiras de Drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a formação e o crescimento da rede de canais sob controle estrutural. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 4 (2): 69-100, 2003.

CORRÊA, A. C. B. *Mapeamento geomorfológico de detalhe do maciço da Serra da Baixa Verde, Pernambuco: estudo da relação entre a compartimentação geomorfológica e a distribuição dos sistemas geoambientais*. Recife. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal de Pernambuco. 1997. 183p.

CORRÊA, A. C. B. *Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil*. Rio Claro, 2001. 386p. Tese de Doutorado - IGCE, UNESP.

CORRÊA, A. C. B. História geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, NE do Brasil: a perspectiva da etchplanação. *Revista de Geografia*, 20 (1):16-24, 2003.

CORRÊA, A. C. B. O geossistemas como modelo para a compreensão das mudanças ambientais pretéritas: uma proposta de Geografia Física como ciência histórica. In:

SÁ, A. J. & CORRÊA, A. C. B. (Orgs). *Regionalização e análise regional: perspectivas e abordagens contemporâneas*. Recife: Ed. Universitária da UFPE, 2006, p. 33-45.

CORRÊA, A. C. B. et al. Análise geomorfológica e sedimentológica do Gráben de Cariatá, Paraíba. In: *X Congresso da Abequa*, Espírito Santo, 2005.

CORRÊA, A. C. B. et al. Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema. *Revista do Instituto Geológico*, 31(1/2). p. 35-52. 2010.

CORRÊA, A. C. B. & MENDES, I. A. O problema das superfícies de erosão: novas abordagens conceituais e metodológicas. *Revista de Geografia*, 19 (2): 17-28, 2002.

CORRÊA, A. C. B. & SILVA, D. G. Análise geomorfológica e morfoestratigráfica dos modelados deposicionais da área de Conceição das Crioulas, Salgueiro - PE: um subsídio para a reconstrução paleoambiental. *CLIO Série Arqueológica*. 22, p. 28-44, 2005.

CORRÊA, A. C. B.; SILVA, D. G.; MELO, J. S. Utilização dos Depósitos de Encostas dos Brejos Pernambucanos como Marcadores Paleoclimáticos do Quaternário Tardio no Semi-Árido Nordeste. *Mercator*. 14, p. 101-121. 2008.

COSTA, L. M. et al. Ocorrência de corpos silicosos em horizontes superficiais de solos de diferentes ecossistemas. *Rev. Bras. Ciências do Solo*. 34, p. 871-879, 2010.

CUNHA, P. V. C. Gênese de calcretes da Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba, Paraná. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Paraná. 2011. 85p.

DELHON, C. *Anthropisation et paleoclimats Du Tardiglaciaire à l'Holocène en moyenne vallée du Rhône: études pluridisciplinaires des spectres phytolithiques et pédo-anthracologiques de séquences naturelles et de sites archéologiques*. Ph. D. Thesis, Université Paris I, 2. 262. 2005, 583 pp.

DELHON, C. Phytolith and pedoanthracology analysis of “off-site” Holocene sequences from Mandragon (Middle Rhone Valley, south of France). In: Zurro, D. (Ed.) Madella, M. *Recent Studies in Phytolith Analysis, Oxbow books, Plants Peoples and Places*, 2007. Pp.175-188.

DE OLIVEIRA, P. E., BARRETO, A. M.F., SUGUIO, K. 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, 1999.

DIESTER-HAASS, L., SCHRADER, H.J., THIEDE, J. Sedimentological and paleoclimatological investigations of two pelagic ooze cores off Cape Barbas, North- West Africa. *Meteor Forshungergebnisse* v.16, p.19-66, 1973.

DOMÍNGUEZ-VILLAR, D. Early formation of gnammas (weathering pits) in a recently glaciated area of Torres del Paine, southern Patagonia (Chile). *Geomorphology*. 76 , 137-147, 2006.

DWORKIN, S. I. et al. Determining terrestrial paleotemperatures using the oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate. *Earth and Planetary Science Letters*. 237, 56- 68, 2005.

EMBRAPA. *Manual de métodos de análises do solo*. Ed. EMBRAPA/CNPQ, Rio de Janeiro, 2ª ed., 1997. 212p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. *Levantamento de Baixa e Média Intensidade de solos do Estado de Pernambuco*. <http://www.cnpq.embrapa.br/zapenet/index.htm>. Recife, 2006.

FAURE, G. *Principles and applications of inorganic geochemistry*. New York: Macmillan, 1991. 626 p.

FÁVERA, J. C. D. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: *XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Rio de Janeiro, Anais, 489-501, 1984.

FELIZOLA, H. F. & BOULET, D. Une evaluation de la vitesse de l'érosion géoquimique à partir de l'étude de dépressions fermées sur roches sédimentaires quartzo-kaoliniques au Brésil. *C.R. Acade.Sci. Paris*, 316, ser. II:693-700. 1993.

FELIZOLA, H. F. & BOULET, D. Evolution and opening of closed depressions developed in a quartz-kaolinitic sedimentary substratum at Taubaté basin (São Paulo, Brazil), and analogy to the slope evolution. *Geomorphology*, 16, p. 77-86, 1996.

FERREIRA, G. M. S. S. & OLIVEIRA, M. A. T. Aplicação da Micromorfologia de Solos ao Estudo de Sedimentos Alúvio-Coluviais em Cabeceiras de Vale. *Pesquisa em Geociências*, 33(2), 3-18. 2006.

FETT JÚNIOR, N. *Aspectos morfológicos, estratigráficos e sedimentológicos de depósitos quaternários no curso médio do Rio Pardo (município de Candelária, RS)*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, 2005.

FITZPATRICK, E. A. *Soil Microscopy and Micromorphology*. New York: Wiley, 1993.

FOLK, R. L. & WARD, W. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27: 3-26, 1957.

FREDLUND, G. TIESZEN, L. T. Modern phytolith assemblage from the North American Great Plains. *Journal of Biogeography* v.21, p.321 -335, 1994.

FRYE, J. C. & WILLMAN, H. B. Morphostratigraphic units in Pleistocene stratigraphy. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v.46, p.112-113, 1962.

GALE, S.J. & HOARE, P.G. *Quaternary Sediments: Petrographic Methods for the Study of Ulithified Rocks*. Londres: Bethaven Press, 1991, 318 p.

GEOFREY-SMITH, D. I. et al. Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. *Quaternary Science Reviews*, v.7, p.373-380, 1988.

GOUDIE, A. Slope process change and colluvium deposition in Swaziland: an SEM analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, v.9, p. 289-299, 1984.

GILE, L.H.,PETERSON, F.F.; Grossman, R.B. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Science*, 101:347-360. 1966.

GOUDIE, A.S. Calcrete. In: Goudie, A.S.,Pye,K.(Eds), *Chemical Sediments and Geomorphology*. Academic Press, London, pp.93-131. 1983.

GOUVEIA, S. E. M. et al. Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no nordeste do Brasil através dos isótopos do carbono da matéria orgânica dos solos e fragmentos de carvão. In: *X Congresso da Abequa*, Espirito Santo, 2005.

GRAHAM, J. Collection and analysis of field data. In: TUCKER, M. *Techniques in Sedimentology*. London: Blackwell, 1995, p. 05 -62.

GUTIÉRREZ, M. *Climatic Geomorphology*. Elsevier Science & Technology, 2005.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *Am. J. Sci.*, v. 258, p. 80-97.

HIGGITT, D.L. and Allison, R.J. Clast exposure on boulder-covered desert slopes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 111-125, 1999a.

HIGGITT, D.L. and Allison, R.J. Characteristics of stone covers on the surface of basalt flows in arid, northeast Jordan. *Geomorphology*, 28, 263-280, 1999b.

HIRUMA, S. T. & PONÇANO, W. L. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfo-pedológicos na área do Alto Rio Pardo, SP e MG. *Revista do Instituto Geológico*, v. 15, p. 49 - 57, 1999.

HIRUMA, S.T. Métodos Morfométricos aplicados ao estudo da Morfotectônica, planalto de Campos do Jordão, SP. VIII Simpósio de Quantificação em Geociências. UNESP/IGCE, Março, p.107-110. 2000.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin* 56. Boulder, 1945.

HWAG, S. et al. Phytolith analysis and reconstruction of palaeoenvironment at the Nabokri valley plain, Buyeo, Korea. *Quaternary International*, 254, p. 129-137, 2012.

HUNTLEY, D. J. et al. Optical dating of sediments. *Nature*, v. 313, p. 105-107, 1985.

HUNTLEY, D. J. et al. Thermoluminescence spectra of some mineral samples relevant to thermoluminescence dating. *Journal of Luminescence*, v. 39, p. 123 - 136, 1988.

KING. L. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *In: Separata da Rev. Brasileira de Geografia*, n.2: 1957. 121p

KNOX, J. C. Valley alluviation in south-western Wisconsin. *Annals of the American Association of Geographers*, v.62, p.401-410, 1972.

LIMA, M. G. A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas. Tese de Doutorado. Departamento de Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 2008. 250p.

LIMA, P. L. F. *Coleção de referência de fitólitos de Eudicotiledoneae da Floresta Ombrófila Densa: subsídios para estudos paleoambientais em regiões tropicais*. Monografia de conclusão de curso - Curso de Geografia (Licenciatura) - Centro de Ciências Humanas, Educação e Letras, Universidade Estadual do Oeste do Paraná - UNIOESTE- Campus Marechal Cândido Rondon. 2012. 62 pg.

LONGSTAFFE, F.J. Stable isotope as tracers in clastic diagenesis, in: Hutcheon, I.E. (ed.), *Short Course in Burial Diagenesis: Mineralogical Association of Canada Short Course Series*. Handbook, 15: 201-277, 1989.

LYRA, A. L. R. T. *A condição de “Brejo”: Efeito do relevo na vegetação de duas áreas no município do Brejo da Madre de Deus (Pernambuco)*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, 1982. 106p.

MABESOONE, J. M. *Sedimentologia*. Recife: Editora Universitária, 1983.

MABESOONE, J. M. et al. Ambiente semi-árido do Nordeste do Brasil: 1. Os rios efêmeros. *Série B: Estudos e Pesquisas*. v.4, p.83-91, 1981.

MABESOONE, J. M. et al. Desenvolvimento dos tanques fossilíferos no semi-árido Norte-Riograndense. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Anais, p.733-741, 1990.

MABESOONE, J. M. & CASTRO, C. Desenvolvimento do Geomorfológico do Nordeste Brasileiro. In: *Boletim da Sociedade de Geologia Núcleo Nordeste*, Recife (3): 5-36, 1975.

MABESOONE, J. M. Ciclicidade e relevo. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.1, p. 68-72, 2000.

MACMANUS, J. Grain Size determination and interpretation. In: TUCKER, M. *Techniques in sedimentology*. Cambridge: Blackwell, 1988. p. 63-85.

Madella, M., Power-Jones, A., Jones, M., A simple method of extraction of opal phytoliths from sediments using a non-toxic heavyliquid. *Journal of Archaeological Science* 25, 801-803, 1998.

MADELLA, M.; ALEXANDRE, A.; BALL, T. International Code for Phytolith Nomenclature 1.0. *Annals of Botany*, Oxford, v. 96, p. 253-260, 2005.

MARTIN, G. *Pré-história do Nordeste do Brasil*. Recife: Ed. Universitária da UFPE, 1996.

MCLAREN, S. J. et al. Evidence of past environmental conditions during the evolution of a calcretised Wadi System in Southern Jordan using stable isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 348-349, p.1-12. 2012.

MEIS, M. R. M. & MOURA, J. R. S. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution: Southeastern Brazilian Plateau. *American Journal of Science*, Vol. 284, March, p. 241-254, 1984.

MELO, A. B. C. *Previsibilidade da precipitação na Região Semi-Árida do Nordeste do Brasil, durante a estação chuvosa, em função do comportamento diário das chuvas na pré-estação*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal da Paraíba, 1997.

MELO, S. C. *Estrutura, petrologia e geocronologia do batólito Brejo da Madre de Deus (estado de Pernambuco), relações com a zona de cisalhamento Pernambuco leste, Nordeste do Brasil*. Tese de Doutorado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 118 p. 2002.

MELLO, C. L. et al. Estudo faciológico dos depósitos sedimentares holocênicos com base na estrutura deposicional - médio vale do Paraíba do Sul. In: SBJ/RJ, Simpósio de Geologia do Sudeste, 2. São Paulo, *Anais*, 19 - 26, 1991.

MELLO, C. L. et al. Estratigrafia e relações morfotectônicas da ocorrência de depósitos cenozóicos na área do Cafundo (Barra Mansa, RJ). In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 4, Águas de São Pedro. *Boletim de Resumos*, p. 90, 1995.

MELO, R. F. T. *Mapeamento Geomorfológico e Morfoestratigráfico do Município de Afrânio, PE*. Monografia de Conclusão de Curso, Departamento de Ciências Geográficas, Universidade Federal de Pernambuco, 2010. 80p.

MELO, R. F. T. et al. Avaliação da Dinâmica Geomorfológica do Município de Afrânio (PE), com Base na Abordagem Morfoestratigráfica. In: *9º Simpósio Nacional de Geomorfologia*. Rio de Janeiro, Anais, 2012.

MESSAGER, E.; LORDKIPANIDZE, D.; DELHON, C.; FERRING, C.R. Palaeocological implications of the Lower Pleistocene phytolith Record from the Dmanisi site (Georgia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 288 . 2010, p. 1-13.

MIALL, A . D. The geology of fluvial deposits Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Berlim: Springer-Verlag, 582p., 1996.

MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenic processes. In: MELFI, A. J. & CARVALHO, A.(ed.). *Lateritisation Processes. Proceedings IIInd International Seminar on Lateritisation Processes*. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico - USP, p. 53-63, 1983.

MODENESI, M. C. & MELHEM, T. S. Palynological data on a Holocene peat deposit in tropical Brasil: preliminary paleoclimatic and paleoecological interpretations. *Revista do Instituto Geológico*, 13(2), p. 7-15, 1992.

MODENESI M.C. & TOLEDO M.C.M. Weathering and formation of hillslope deposits in the tropical highlands of Itatiaia - south-eastern Brazil. *Catena*, v.27, p.81-104, 1996.

MORAIS NETO, J. M. & ALKMIN, F. F. A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, p. 95-106, 2001.

MOURA, J. R. S. Geomorfologia do Quaternário. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (orgs). *Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos*. 5º ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. p. 335-364.

MOURA, J. R. S. & MEIS, M. R. M. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do sul, Bananal (SP). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 58, p. 89 - 102, 1986.

MOURA, J. R. S.; MELLO, C. L. Classificação aloestratigráfica do Quaternário superior da região de Bananal (SP/RJ). *Revista Brasileira de Geociências*. V. 21, p. 236 - 254, 1991.

MOURA, A. D. & SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci*, 38, 2653-2675, 1981.

MUCHER, H. J. & MOROZOVA, T. D. The application of soil micromorphology in Quaternary geology and geomorphology. In: BULLOCK, P. & MURPHY, C.P. *Soil Micromorphology: techniques and applications*. Rothamsted: A B Academic Publishers, 1983. V. 1, p. 151-194.

MULHOLLAND, S.C. Phytolith shape frequencies in North Dakota grasses: a comparison to general patterns. *Journal of Archeological Science*, v.16, p.489-511, 1989.

MUTZENBERG, D. S. *Gênese e ocupação pré-histórica do Sítio Arqueológico Pedra do Alexandre: uma abordagem a partir da caracterização paleoambiental do Vale do Rio Carnaúba - RN*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Arqueologia, Universidade Federal de Pernambuco, 2007. 142p.

MUTZENBERG, D. S. *Ambientes de Ocupação Pré-Histórica no Boqueirão da Pedra Furada, Parque Nacional Serra da Capivara - PI*. Tese de Doutorado, Departamento de Arqueologia, Universidade Federal de Pernambuco, 2010. 256p.

MUTZENBERG, D. S. et al. *Geomorfologia e Dinâmica da paisagem do Parque Nacional Serra da Capivara*. Springer Verlag (No prelo), 2013.

NEVES, S. P. & MARIANO, G. Assessing the Tectonic Significance of a Large-Scale Transcurrent Shear Zone System: The Pernambuco Lineament, Northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, 21, p. 1369-1383, 1999.

NEVES, S. P. & VOUCHEZ, A. Magma Emplacement and Shear Zones Nucleation and Development in Northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco Shear Zones, State of Pernambuco). *Journal of South American Earth Sciences*, 9, p. 289-298, 1995.

NETOFF, D. I.; CHAN, M. A. Aeolian activity at a giant sandstone weathering pit in arid south-central Utah. *Earth Surf. Process. Landforms*. 34, 99-108, 2009

NIMER, E. *Climatologia do Brasil*. 2ª ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1989, pp.315-361.

OLIVEIRA, E. V.; BARRETO, A. M. F.; ALVES, R. S. Aspectos sistemáticos, paleobiogeográficos e paleoclimáticos dos mamíferos quaternários de Fazenda Nova, PE, nordeste do Brasil. *Journal of Geoscience*, v. 5 (2), 2009, p. 75-85.

OKUDA, M. et al, Vegetation change with climatic implications for the late Pleistocene at Lake Poukawa, Hawkes Bay, New Zealand. *Global and Planetary Change*, 33, p. 269-282, 2002.

PAISANI, J. C. Gênese de Lamelas (“estruturas de dissipação”) Associadas à Evolução de Paleoargissolos em Rampas Arenosas, Praia Mole (Ilha de Santa Catarina)/SC, Brasil: subsídio para uma interpretação paleogeomorfológica. *Ver. Bras. Geomorfologia*, 5(1), 29-42. 2004.

PARSONS, R. L.; HEAD III, J.W.; MARCHANT, D.R. Weathering Pits in the Antarctic Dry Valleys: Insolation-Induced Heating and Melting, and Applications to Mars. *Lunar and Planetary Science*. XXXVI, 1138-1139, 2005.

PAULA-COUTO, C. Fossil pleistocene to sub-recent from Northeastern Brazil. I - Edentata Megalonychidae. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.52 (1), p.143-151, 1980.

PEJRUP, M. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: DE BOER, P. L., VAN GELDER, A., NIO, S. D. (eds). *Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies*. Ridel, Dordrecht, 289-300, 1988.

PETIT, J. R. et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, v.399,429-436, 1999.

PLAISANCE, G. & CAILLEUX, A. *Dictionnaire des Sols*. Paris: La Maison Rustique, 1958.

RAITZ, E. *Coleção de referência de silicofitólitos da flora do Sudoeste do Paraná: subsídios para estudos paleoambientais*, 204 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Campus Francisco Beltrão. 2012.

RAMIREZ, S. H. U. et al. Disolución de sílice biogênica em sedimentos de lagos utilizados como bioindicadores de calidad del água. *Gnosis*, 5, p. 1-19, 2007.

RENDELL, H. M. et al. Underwater bleaching of signals from sediment grains: new experimental data. *Quaternary Science Reviews*, v. 13, p. 433 - 435, 1994.

RIBEIRO, A. S. *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. Tese (Doutorado em Ciências) Universidade de São Paulo, Piracicaba. 2002, 193 p.

ROLIM, J. L. *Paleontologia e Estratigrafia do Pleistoceno Continental do Nordeste Brasileiro "Formação Cacimbas"*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1974.

ROVNER, I. Potential of opal phytoliths for use in paleoecological reconstruction. *Quaternary Research* v.1, p.343-359, 1971.

RUNGE, F. The opal phytolith inventory of soils in Central Africa - Quantities, shapes, classification, and spectra. *Rev. Paleobot.*, 107, p. 23-53, 1999.

SAHU, B. K. Depositional mechanisms from size analysis of clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34: 73-83, 1964.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. *História Ecológica da Terra*. São Paulo: Edgard Blucher, 1994.

SALLUN, A. E. M. et al. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. *Revista brasileira de Geociências*, 37(2), p. 402-413. 2007

SANTOS, J. C. *Reconstrução paleoambiental dos depósitos sedimentares neogênicos do Parque Nacional Serra da Capivara e circunvizinhanças, Piauí*. Tese de Doutorado. Departamento de Geociências. Universidade Federal de Pernambuco, 2007. 182p.

SAWAKUCHI, A. O. & GIANNINI, P. C. F. Complexidade em Sistemas Depositionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2), p. 347-358. 2006.

SEMMEI, A. Paleopedology and geomorphology: examples from the Western part of Central Europe. BRONGER, A.; CATT, J.A. (ed) *Paleopedology: Nature and application of paleosols*. Catena Supplement, 16. 143-162, 1989.

SHAKESBY, R. A.; MATTHEWS, J. A. & OWEN, G. The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2846-2867. 2006.

SILOS, V. R. Micromorfologia aplicada a estudos geológico-geotécnicos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 41(2), 156-162. 2011.

SILVA, D. G. *Evolução Paleoambiental dos Depósitos de Tanques em Fazenda, Município de Brejo da Madre de Deus, Pernambuco*. Dissertação de Mestrado. Departamento de Ciências Geográficas, Universidade Federal de Pernambuco. 2007. 155p.

SILVA, F. M. *Mamíferos do Pleistoceno Superior de Afrânio, Pernambuco, Nordeste do Brasil*. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. 2009. 123p.

SILVA, J. L. L. *Tafonomia em Mamíferos Pleistocênicos: caso da planície colúvio-aluvionar de Maravilhas - AL*. Recife: 2001. 97p. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco.

SILVA, J. L. L. *Reconstituição Paleoambiental Baseada no Estudo de mamíferos Pleistocênicos de Maravilhas e Poços das Trincheiras, Alagoas, Nordeste do Brasil*. Tese de Doutorado. Departamento de Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 2008. 240p.

SILVA, D. G. & CORRÊA, A. C. B. Contribuição à interpretação geomorfológica da gênese das cacimbas de Conceição das Crioulas, Salgueiro - PE, e dos seus preenchimentos sedimentares. In: *V Simpósio Nacional de Geomorfologia*. Anais de Trabalhos Completos. Santa Maria, 1-11, 2004.

SILVA, D. G. & CORRÊA, A. C. B. Evolução paleoambiental dos depósitos de tanques em Fazenda Nova, Pernambuco - Nordeste do Brasil. *Rev. Bras. Geografia Física*, v. 2(2), p. 43-56, 2009.

SINHA, R. et al. Calcretes from a Late Quaternary interfluve in the Ganga Plains, India: Carbonate types and isotopic systems in a monsoonal setting. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 242, 214-239. 2006.

SOUZA, A. O. *Mapeamento Geomorfológico de Detalhe da Carta Belo Jardim - PE: uma análise a partir dos padrões morfométricos do relevo*. Dissertação de Mestrado. Departamento de Ciências Geográficas, Universidade Federal de Pernambuco, 2008. 82p.

STOKES, S. Luminescence dating applications in geomorphological research. *Geomorphology*, v. 29, p. 153 - 171, 1999.

STRÖMBERG, C. A. E.; WERDELIN, L.; FRIIS, E. M.; SARAÇ, G. The spread of grass-dominated habitats in Turkey and surrounding areas during the Cenozoic: phytolith evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 250 . 2007, p. 18-49

STUTE, M. et al. Cooling of tropical Brazil (5°C) during the last glacial maximum. *Science*, 269 : 379-383, 1995b.

SUGUIO, K. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais (presente + passado = futuro?)*. São Paulo: Paulo's, 1999.

SUGUIO, K . *Geologia Sedimentar*. Edgard Blücher, São Paulo, 2003. 400 p.

TABOR, N. J. et al. A late Triassic soil catena: Landscape and climate controls on paleosol morphology and chemistry across the Carnian-age Ischigualasto-Villa Union basin, northwestern Argentina. *The Geological Society of America*. Special Paper, 416, 17-42. 2006.

THOMAS, M.F. & THORP, M. B. Geomorphic response to rapid climatic and hidrologic changes during the late Pleistocene and early Holocene in the humid and sub-humid tropics. *Quaternary Science Reviews*, 14: 193-207, 1995.

TRICART, J. *Ecodinâmica*, Rio de Janeiro: FIBGE/SUPREN, 1977.

TREWIN, N. H. Use of the scanning electron microscope in sedimentology. In: TUCKER, M. *Techniques in Sedimentology*. London: Blackwell, 1995, p. 229 -273.

TUCKER, M. *Techniques in Sedimentology*. London: Blackwell, 1995.

TUCKER, M. E. *Carbonate Sedimentology*. Oxford, Inglaterra: Blackwell Publishing, 1990. 482p.

TUCKER, M. E. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Oxford, Inglaterra: Blackwell Publishing, 2001. 272p.

TWIDALE, C. R. *Granite Landforms*. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Co., 1982. 372p.

TWISS, P. C. Predicted world distribution of C3 and C4 grass phytoliths. In Rapp, G. R., Mulhland, S. C. (Ed.) *Phytoliths systematics: emerging issues*. Advance Archaeological Museum Science, vol. 1. Plenum Press, New York, pp. 113-128. 1992.

TWISS, P. C., SUESS, E., SMITH, R. M. Morphological classification of grass phytoliths. *Soil Science Society of America Proceedings* 33, 109-115. 1969.

VIDAL ROMÁ, J. R.; RODRIGUEZ, M. V. Types of granite cavities and associated speleothems: genesis and evolution. *Nature Conservation*. 63: 41-46, 2007.

VIDAL ROMANÍ, J. R.; TWIDALE, C.R. *Formas y Paisajes Graníticos*. A Coruña. Universidade da Coruña, 1998,

VIEIRA, A. Análise de Formas do Modelado Granítico de Pormenor na Serra de Montemuro: Factores de Génese e Evolução das Pias. *VII Simpósio Nacional de Geomorfologia*. São Paulo: Tecart, 2008. p. 3860-3875.

VITTE, A. C. Considerações sobre a teoria da etchplanação e sua aplicação nos estudos das formas de relevo nas regiões tropicais quentes e úmidas. *Terra Livre*, n.16, p.11-24, 2001.

WAGNER, G. A. *Age Determination of Young Rocks and Artifacts: physical and chemical clocks in Quaternary geology and archaeology*. Springer, New York: Springer, 1998, 466p.

WRIGHT, V.P. Calcretes in: *Geochemical Sediments and Landscapes*, ed. by D.J. Nash and S.J. McLaren. BlackWells Oxford, p. 10-45. 2007.

WRIGHT, V.P. & TUCKER, M.E. *Calcretes*. BlackWells, Oxford, 1991. p. 1-22.

WORTH, R. H. *Worth's Dartmoor*. David and Charles, Newton Abbott. 1953.