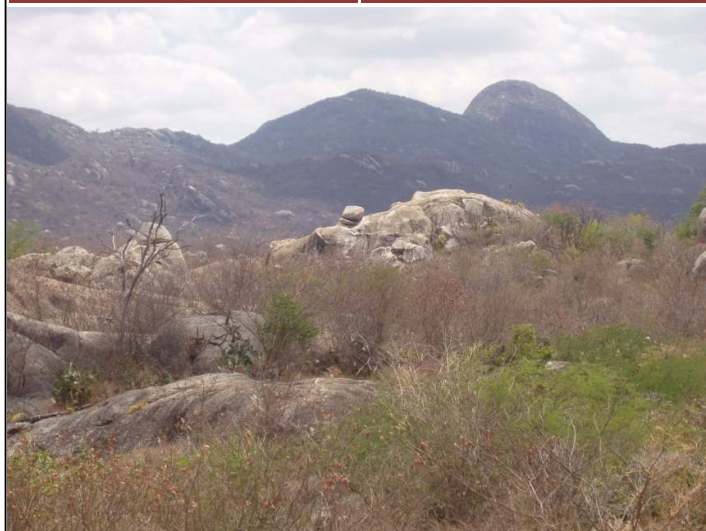


EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DOS DEPÓSITOS DE TANQUES EM FAZENDA NOVA, MUNICÍPIO DE BREJO DA MADRE DE DEUS - PERNAMBUCO

Danielle Gomes da Silva





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

EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DOS DEPÓSITOS DE TANQUES
EM FAZENDA NOVA, MUNICÍPIO DE BREJO DA MADRE DE DEUS -
PERNAMBUCO

Danielle Gomes da Silva

Recife (PE)

2007

DANIELLE GOMES DA SILVA

**EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DO DEPÓSITO DE TANQUES EM
FAZENDA NOVA, MUNICÍPIO DE BREJO DA MADRE DE DEUS -
PERNAMBUCO.**

Dissertação de Mestrado elaborado junto ao
Programa de Pós-graduação em Geografia –
Área de Concentração em Regionalização e
Análise Regional, para obtenção do Título de
Mestre em Geografia.

Orientador: Antonio Carlos de Barros Corrêa

Recife (PE)

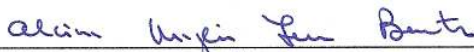
2007

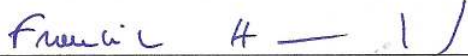
Danielle Gomes da Silva

**Evolução Paleoambiental dos Depósitos de Tanques em Fazenda
Nova, Município de Brejo da Madre de
Deus – Pernambuco**

COMISSÃO EXAMINADORA

Orientador: 
Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa (UFPE)

1º. Examinador: 
Profa. Dra. Alcina Magnólia França Barreto (UFPE)

2º. Examinador: 
Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra (UFRN)

APROVADA em 28 de setembro de 2007.

Recife (PE)

2007

Aos meus pais, Lourdes e Eriosmar

AGRADECIMENTOS

À Deus, por mais esta conquista em minha vida.

Ao Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa, pessoa por quem sinto um profundo respeito e admiração, só posso dizer **“MUITO OBRIGADA”** por tudo que com muito prazer a mim foi ofertada, pela amizade, competência com que orientou esta pesquisa e pelos quatro anos de ensinamentos a respeito da Geomorfologia do Quaternário do Nordeste do Brasil.

À Profa. Dra. Alcina Magnólia Franca Barreto, Departamento de Geologia, UFPE, pela sua contribuição ao trabalho de campo, pelo uso das instalações do Laboratório de Paleontologia e pelas considerações feitas durante todo o desenvolvimento deste estudo.

Aos amigos do Grupo de Estudos do Quaternário do Nordeste do Brasil (GEQUA), Cybele Caroline Silva de Miranda, Bruno de Azevedo Tavares, Felipe Luiz Maciel da Silva, Kleython de Araújo Monteiro, Diogo Cavalcanti Galvão, Camila de Sousa Lima, pelas torcidas ininterrupta ao bom andamento dos estudos; em especial a Alexandre de Oliveira Souza e Jefferson Santana Melo, pela ajuda nos trabalhos de campo; Renata Nunes Azambuja, Demétrio da Silva Mutzenberg e Cristiana Coutinho Duarte, pela ajuda constante a realização de algumas técnicas de trabalho.

Aos amigos de todos os momentos, Ana Flávia de Albuquerque, Patrícia Pontes, Ivaneide de Oliveira, Clarissa Santos da Rocha, Paulo Tavares Muniz Filho, Janaina Barbosa da Silva, Janaina Carla dos Santos, pela amizade sincera, palavras de estímulo, compreensão as minhas ausências em alguns momentos importantes e SOCORRO nos períodos mais difíceis da pesquisa.

À Rosembergh da Silva Alves, por compartilhar comigo as dificuldades de uma pesquisa no semi-árido nordestino.

Ao Prof. Dr. Valdir Manso, por ter cedido o Laboratório de Geofísica e Geologia Marinha (LGGM) para a realização de parte das análises granulométricas.

À 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.

À João Carlos de Albuquerque, técnico do laboratório de Raio X do Departamento de Física, pela confecção dos difratogramas das argilas.

Ao Prof. Dr. Maurício Rangel e Profa. Lucila Ester Borges, por ter cedido o Laboratório de Petrologia I para análise das lâminas de solos.

Aos meus pais Lourdes e Eriosmar, pelo cuidado, paciência nos momentos mais estressantes e apoio incondicional em todas as etapas da minha vida.

Aos meus irmãos, Flávia e Henrique, cunhados, Dário e Juliana, aos irmãos postichos Fabiana (Bibi) e Douglas, por todo o apoio e carinho em diversas fases da pesquisa; sem esquecer os sobrinhos mais lindos: Alessa Laila e Douglas Filho (Douglinhas), pelos risos proporcionados.

À Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), pelo financiamento das datações por LOE.

Ao Conselho Nacional de Pesquisas (CNPq), pela concessão da bolsa de Mestrado.

Aos Coordenadores do Programa de Pós-graduação em Geografia da UFPE (PPGEO), Prof. Dr. Jan Bitoun e Prof. Dr. Alcindo José de Sá, pelo auxílio sempre que necessário.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	10
LISTA DE FOTOGRAFIAS.....	12
LISTA DE GRÁFICOS.....	14
LISTA DE TABELAS.....	15
RESUMO.....	16
ABSTRACT.....	17
1 INTRODUÇÃO.....	18
1.1 JUSTIFICATIVA.....	20
1.2 OBJETIVOS.....	21
2 CARACTERIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA	22
2.1 LOCALIZAÇÃO.....	22
2.2 O ARCABOUÇO GEOLÓGICO.....	24
2.3 GEOMORFOLOGIA.....	30
2.3.1 A Compartimentação do Relevo de Fazenda Nova.....	31
2.4 O SISTEMA CLIMÁTICO.....	36
2.4.1 As Condições Climáticas Locais.....	38
2.5 ASPECTOS PEDOLÓGICOS.....	42
2.6 A VEGETAÇÃO.....	46
2.7 A REDE DE DRENAGEM.....	49
2.7.1 A Área de Estudo.....	49
2.7.2 A Densidade de Drenagem.....	52

3 A COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA REGIONAL.....	58
4 SEDIMENTOS DO QUATERNÁRIO CONTINENTAL COMO FERRAMENTA PARA RECONSTRUÇÃO AMBIENTAL.....	67
4.1 OS AMBIENTES DE DEPOSIÇÃO RECENTE.....	70
4.1.1 A Fácies Eluvial.....	71
4.1.2 A Fácies Coluvial.....	74
4.1.2.1 Processos formadores de depósitos coluviais.....	76
4.1.2.2 Colúvios como resposta às mudanças ambientais.....	78
4.2 AS DEPRESSÕES FECHADAS E OS ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS.	82
4.3 A ABORDAGEM MORFOESTRATIGRÁFICA COMO INSTRUMENTO PARA A RECONSTRUÇÃO AMBIENTAL.....	87
4.4 O RESGATE PALEOECOLÓGICO NO NORDESTE DO BRASIL.....	92
5 MÉTODOS.....	97
5.1 O MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO.....	97
5.2 A DENSIDADE DE DRENAGEM.....	98
5.3 A ABORDAGEM MORFOESTRATIGRÁFICA.....	99
5.4 O TRABALHO DE CAMPO E AS COLETAS DE MATERIAS.....	100
5.5 TRABALHOS LABORATORIAIS.....	102
5.5.1 Análises Sedimentológicas.....	102
5.5.2 A Datação de Sedimentos pelo Método da LOE (Luminescência Opticamente Estimulada).....	107

6 ANÁLISE MORFOESTRATIGRÁFICA DO DEPÓSITO DE TANQUE.....	113
6.1 DESCRIÇÃO DA ÁREA DE COLETA E SEÇÃO VERTICAL DO DEPÓSITO DE TANQUE.....	113
6.2 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA DO DEPÓSITO DE TANQUE.....	121
6.3 A ANÁLISE MICROMORFOLÓGICA DOS SOLOS.....	125
6.4 O SIGNIFICADO DAS DATAS DE DEPOSIÇÃO.....	131
6.4.1 Interpretação da Dinâmica Ambiental para Fazenda Nova.....	133
7 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	140
8. REFERÊNCIAS.....	142

LISTA DE FIGURAS

Figura 01	Localização geográfica da área de estudo.....	23
Figura 02	Esboço geológico para a área de estudo.....	27
Figura 03	Mapeamento de Paleosuperfície da carta topográfica Belo Jardim.....	29
Figura 04	Mapa Geomorfológico da área de Fazenda Nova.....	35
Figura 05	Mapa de distribuição da cobertura pedológica em Fazenda Nova.....	45
Figura 06	Esboço da hidrografia da área de Fazenda Nova evidenciando as inflexões em ângulo reto.....	51
Figura 07	Índice da Densidade de Drenagem da carta topográfica Belo Jardim.....	56
Figura 08	Mapa Hipsométrico da área de Fazenda Nova.....	66
Figura 09	Desenvolvimento de uma escarpa em degraus e balizamento de <i>inselberge</i> pela remoção do manto de intemperismo, após soerguimento tectônico ou rebaixamento do nível da base.....	63
Figura 10	Resposta geomórfica e de vegetação a mudanças climáticas abruptas.....	80
Figura 11	Diagrama representando os diferentes graus de arredondamento e esfericidade.....	106
Figura 12	Seção vertical do Depósito de Tanque em Fazenda Nova.....	120
Figura 13	Idades obtidas para algumas áreas do Nordeste do Brasil relacionado às mudanças de temperatura globais.....	134
Figura 14	Esquematização do evento “Poço dos Andes” baseados na	

seqüência fotográfica de Satélite Geoestacionário SMS-2, entre 13 e 18 de julho de 1975.....	137
---	-----

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Foto 01	Plúton com predominância de fácies grossa porfirítica.....	25
Foto 02	Aspectos dos maciços residuais.....	32
Foto 03	Tanque em granito pórfiro nas proximidades das encostas de Fazenda Nova.....	34
Foto 04	“Marmita” em leito fluvial rochoso em ambiente semi-árido de Fazenda Nova.....	52
Foto 05	Tanque da fazenda Logradouro em Inselberg.....	114
Foto 06	Contato entre o embasamento cristalino alterado e a cascalheira basal.....	115
Foto 07	Conglomerado com cimentação carbonática.....	116
Foto 08	Fragmentos de ossos da megafauna.....	116
Foto 09	Terceiro nível amostrado e paleossolo inumado.....	117
Foto 10	Solo carbonático marcado por nódulo de ferro.....	118
Foto 11	Quarto nível amostrado.....	118
Foto 12	Lâmina do horizonte perturbado com abundância de fragmentos de matéria orgânica.....	119
Foto 13	Grãos poliminerálicos.....	125
Foto 14	Nódulos de Fe com revestimento em halo envolvendo grãos de feldspatos.....	126
Foto 15	Nódulo ferralítico sobreposto ao cimento carbonático.....	126
Foto 16	Nódulos de Fe sendo formado <i>in situ</i> e sofrendo remobilização..	127
Foto 17	Cimento carbonático formando acumulação entre a rede de fraturas e planos de clivagem dos feldspatos.....	128

Foto 18	Nódulo de Fe com borda difusa sobreposta ao cimento carbonático.....	128
Foto 19	Estrutura maciça com nódulos de Fe.....	129
Foto 20	Grãos poliminerálicos com filamentos de matéria orgânica.....	130

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 01	Distribuição mensal da precipitação em mm.....	39
Gráfico 02	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.....	40
Gráfico 03	Relação do volume entre montmorilonita e caulinita encontradas nas camadas do depósito de tanque.....	138
Gráfico 04	Gráfico hipotético da formação dos mantos de intemperismo relacionados ao volume de montmorilonita e caulinita em escala temporal para o depósito de tanque.....	138

LISTA DE TABELAS

Tabela 01	Precipitação mensal média em mm.....	39
Tabela 02	Densidade absoluta das vinte espécies mais comuns em Fazenda Nova.....	47
Tabela 03	Semelhança da ocorrência de espécies da flora de Brejo da Madre de Deus em outras áreas de mata serrana.....	48
Tabela 04	Escala qualitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de seleção.....	104
Tabela 05	Escala qualitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau assimetria.....	104
Tabela 06	Escala qualitativa de Folk & Ward (1957) para classificação dos valores de curtose.....	104
Tabela 07	Análise morfoscóptica da fração 0,25 mm do depósito de tanque.....	122
Tabela 08	Parâmetros estatísticos das amostras do Tanque.....	124
Tabela 09	Distribuição anual de Th, U, K e cálculo das idades finais das amostras do tanque da Fazenda Logradouro, Fazenda Nova.....	131

RESUMO

A presente pesquisa procurou definir o significado geomorfológico dos depósitos de tanques estabelecendo uma possível relação entre a gênese dessas unidades geomórficas e os materiais que as preenchem. A premissa norteadora da investigação é de que a reconstrução dos preenchimentos sedimentares dos tanques favorece à compreensão da evolução quaternária da área, mediante a investigação de um ambiente de deposição ainda estreitamente vinculado com a paisagem atual. A análise dos eventos deposicionais do tanque da Fazenda Logradouro, no distrito de Fazenda Nova, foi realizada a partir da abordagem morfoestratigráfica. Após a identificação, em campo, das relações estratigráficas dentro do depósito, amostras foram coletadas para as análises sedimentológicas, micromorfológicas, difração de raios-X das argilas e datação pelo método da Luminescência Ópticamente Estimada (LOE), a fim de proporcionar uma reconstrução modelística qualitativa dos eventos deposicionais. O resultado obtido para as amostras analisadas indicam a ocorrência de períodos pontuais durante os quais se deu a remobilização dos mantos de intemperismo para o eixo deposicional do tanque, mediante a operação de eventos de grande magnitude e baixa recorrência, sob diversas combinações de semi-aridez ocorridas desde o penúltimo máximo glacial (PMG).

Palavras-chave: Depósito de Tanques, Morfoestratigrafia, Datação por LOE.

ABSTRACT

The following work aimed at establishing the geomorphological meaning of weathering pools deposits based on a possible relationship between the origin of these geomorphic features and their sedimentary infill. The main investigation hypothesis was that the reconstruction of the sedimentary infill of the weathering pool enables the understanding of the Quaternary evolution of the area, by means of investigation of a sedimentary environment still closely related to the contemporary landscape. The analysis of the depositional events in the Fazenda Logradouro weathering pool, in the district of Fazenda Nova, was carried out based on a morphostratigraphic approach. Following the field identification of stratigraphic relations within the deposit, samples were collected for sedimentological, micromorphological and X-ray diffraction of clay minerals analysis, plus Optically stimulated luminescence dating of quartz and feldspar, aiming at providing the necessary data for a qualitative reconstruction model of depositional events. The results obtained for the analyzed samples point to the occurrence of isolated periods of weathering mantle remobilization towards the center of the weathering pool, as a response to the operation of high magnitude, low recurrence events, under several combinations of semi-aridity, since the penultimate glacial maximum (PGM).

Keywords: Weathering-pool deposits, Morphostratigraphy, OSL dating.

1 INTRODUÇÃO

O estudo do relevo, sobretudo dos modelados deposicionais, vem permitindo identificar eventos desestabilizadores da estrutura superficial da paisagem, de grande magnitude, capazes de reorganizar o comportamento dos processos geomórficos. Desta forma, a paisagem geomorfológica e sua evolução dependem da atuação em conjunto de diversos fatores, representados em diferentes escalas de espaço e tempo, que influenciam os processos superficiais tendendo a gerar uma multiplicidade de resultados complexos e interconectados na morfologia da paisagem.

A perspectiva sistêmica, de ênfase processual, vem representando uma ruptura na compreensão do papel do tempo na modelagem dos eventos formadores da paisagem geomorfológica devido à necessidade de articulação entre escalas espaço-temporais adequadas aos fenômenos estudados. Entretanto, sistemas históricos são caracterizados por um grande número de variáveis independentes que se retroalimentam em si mesmas gerando um alto grau de complexidade e imprevisibilidade aos eventos (Corrêa, 2005).

A identificação e análise dos processos nas encostas foram consideradas como de importância fundamental para a determinação dos agentes modeladores das formas de relevo resultantes no distrito de Fazenda Nova. Assim, a premissa norteadora deste estudo foi a de que estas evidências geomorfológicas – os depósitos de tanques – 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 páleo-ambientais da região.

Diante dessa assertiva, a análise da evolução do relevo através dos depósitos correlativos, a morfoestratigrafia, caracteriza-se como um importante recurso para se identificar a dinâmica geomorfológica atual e pretérita. A importância desta abordagem reside na sua ênfase morfogenética, uma vez que cada unidade morfoestratigráfica está alicerçada sobre materiais que resgatam a história erosiva/deposicional da área.

O termo depósito de tanque e/ou “cacimba” é uma designação informal (Barreto *et al.* 2004), utilizada para agrupar os pequenos depósitos, em solução de continuidade espacial, de sedimentos quaternários, geralmente ricos em restos fósseis de mamíferos gigantes, que ocorrem em depressões implantadas em rochas do embasamento cristalino, provavelmente associadas a contextos de drenagens não mais funcionais sob o clima atual (Silva & Corrêa, 2004). Desta forma, a pesquisa procurou reconhecer e interpretar o significado geomorfológico e paleoambiental das ocorrências dos depósitos de tanques com abundante ocorrência de megafauna pleistocênica em Fazenda Nova.

Até o presente, são registrados depósitos de tanques em 27 municípios pernambucanos (Barreto *et al.* 2004), entretanto, os estudos realizados nesses depósitos concentram-se sob os aspectos paleontológicos e arqueológicos dos materiais de preenchimentos, e ainda pouco se sabe a respeito dos processos associados à gênese e evolução dessas feições geomorfológicas.

A fim de abordar as questões acima colocadas, o presente trabalho está inserido no âmbito do “Grupo de Estudos do Quaternário do Nordeste Brasileiro”, junto ao Departamento de Ciências Geográficas da UFPE, vinculando-se a uma

linha de pesquisa ainda pouco explorada pela geografia física da região: as mudanças ambientais no Quaternário tardio e sua repercussão sobre os sistemas geomorfológicos do Nordeste do Brasil, sobretudo nos ambientes continentais semi-áridos.

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 semi-árido pernambucano visando reconhecer e interpretar o significado geomorfológico de determinadas feições, de dimensões diversas, ubíquas no contexto semi-árido, como é o caso dos “tanques” com presença de megafauna pleistocênica no distrito de Fazenda Nova, Brejo da Madre de Deus, PE.

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 da pesquisa foi interpretar através da análise morfoestratigráfica dos compartimentos de relevo e suas formações superficiais correspondentes, a gênese e dinâmica do relevo da área de Fazenda Nova. Assim sendo, buscou-se, pela interpretação dos fatos geomorfológicos e dos seus materiais constituintes, reconstruir a participação dos agentes endógenos e exógenos sobre o modelado.

Dentro deste tópico de pesquisa buscou-se estudar a evolução do relevo da área inserida no contexto do ambiente semi-árido local, e como os sistemas geomorfológicos, sobretudo as encostas, têm respondido aos fluxos oscilantes de energia ao longo do Quaternário superior. Nesta linha de investigação foi efetuada a identificação de áreas potenciais para a estocagem de sedimentos de encosta e, a partir do estudo de suas propriedades sedimentológicas, e datação absoluta por métodos radiométricos, definindo a cronologia da evolução do relevo e a temporalidade da estabilização desses sistemas ambientais fornecedores de sedimentos para os tanques.

2 CARACTERIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA

2.1 LOCALIZAÇÃO

A 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, situado na microrregião do Vale do Ipojuca, distando cerca de 180 Km da cidade do Recife. A área é delimitada pelos paralelos de 8°03'45"S e 8°18'45"S, e os meridianos de 36°03'45"W e 36°26'15"W, perfazendo uma superfície de aproximadamente 300 Km², inserido dentro dos domínios da bacia hidrográfica do Rio Capibaribe (Figura 01).

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. A carta topográfica de referência utilizada para a confecção dos cartogramas temáticos aqui apresentados é a folha SC-24-X-B-III Belo Jardim da SUDENE, em escala 1:100 000.

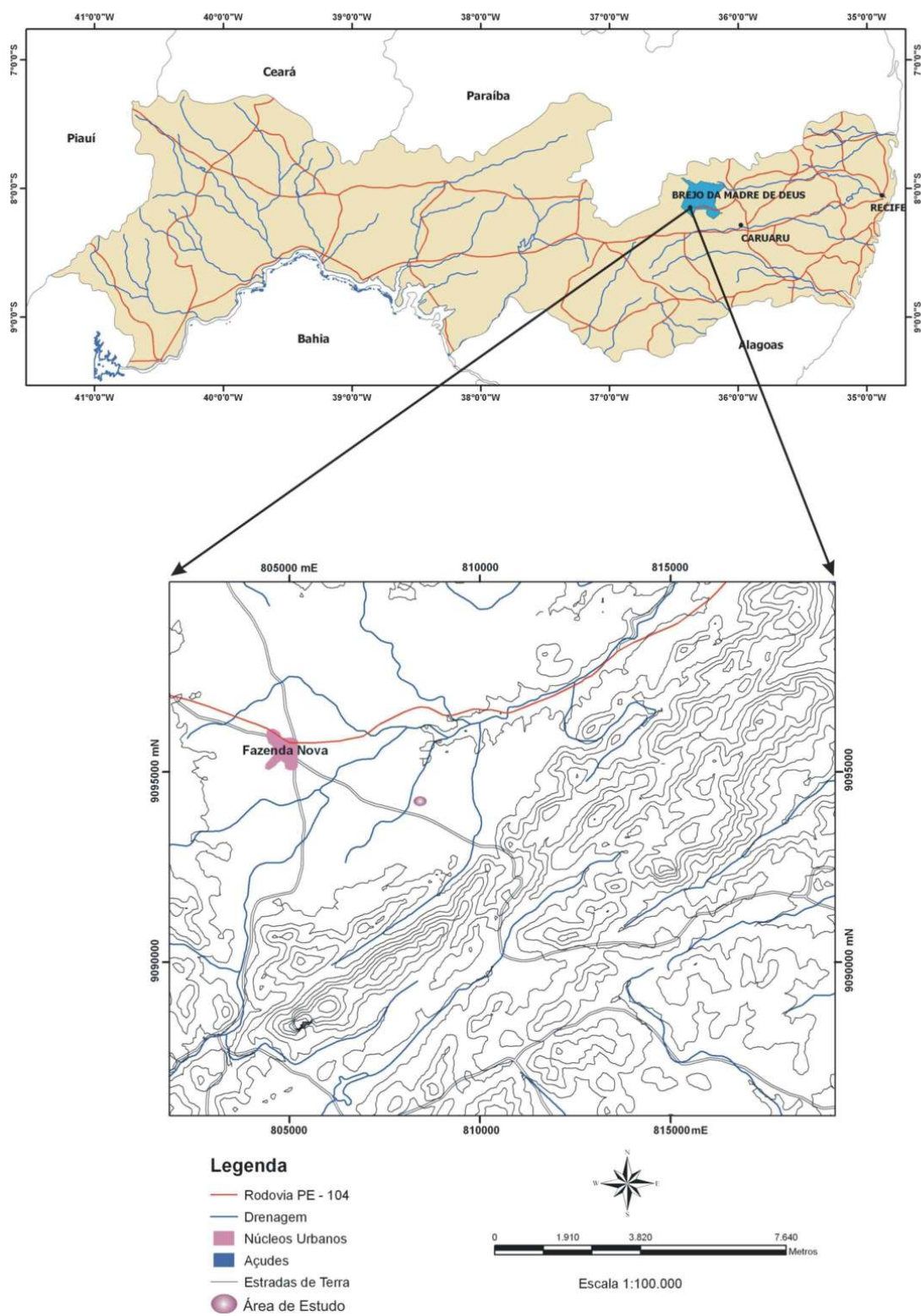


Figura 01 – Localização geográfica da área de estudo

2.2 O ARCABOUÇO GEOLÓGICO

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-alcalina 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-alcalino de alto potássio Fazenda Nova/Serra da Japicanga (Neves e 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 (Foto 01).

Segundo Melo (op. cit.) 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 quartzos dioritos com aspectos texturais semelhantes àqueles encontrados nos granitos encaixantes, sugerem mistura entre magmas félsicos e magmas máficos.



Foto 01 – Plúton com predominância de fácies grossa porfirítica

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 02).

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 (2002), 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 e 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.

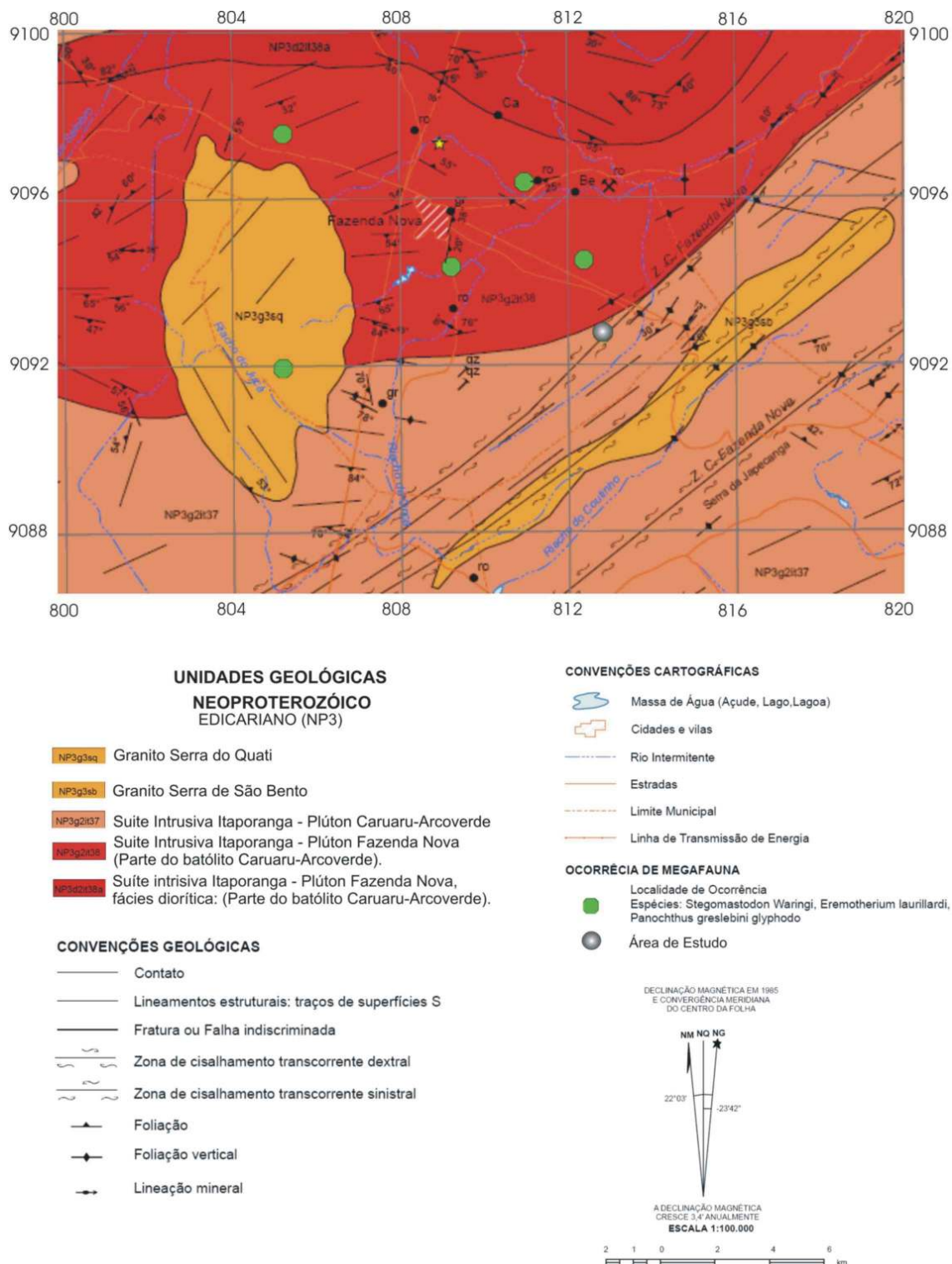


Figura 02 – Esboço geológico para a área de estudo (modificado de CPRM, 2006).

A ocorrência de Tanques na área de estudo incide sobre a Suíte Intrusiva Itaporanga. Estas são depressões erosivas sobre corpos graníticos do batólito Brejo da Madre de Deus, com ocorrência intimamente associado às zonas de intercessão de linhas de fraturas e às principais feições estruturais (zonas de cisalhamento).

Souza & Corrêa (Manuscrito Inédito), em estudo sobre a paleosuperfície da carta topográfica Belo Jardim, constataram que a dissecação e o rebaixamento do relevo foi mais acentuada sobre as rochas da Suíte Intrusiva Itaporanga, um diorito a quartzito monzodiorito de idade neoproterozóica. Ainda segundo os autores, esta dissecação foi realizada pelos cursos d'água nas rochas de menor resistência litoestrutural, preservando apenas os compartimentos plutônicos menos fraturados em virtude de sua maior dureza em relação às áreas adjacentes à erosão diferencial (Figura 03). Sendo assim, a hipótese de que a ocorrência de tanques na suíte intrusiva Itaporanga possa ter evoluído pela erosão dos cursos d'água torna-se relevante.

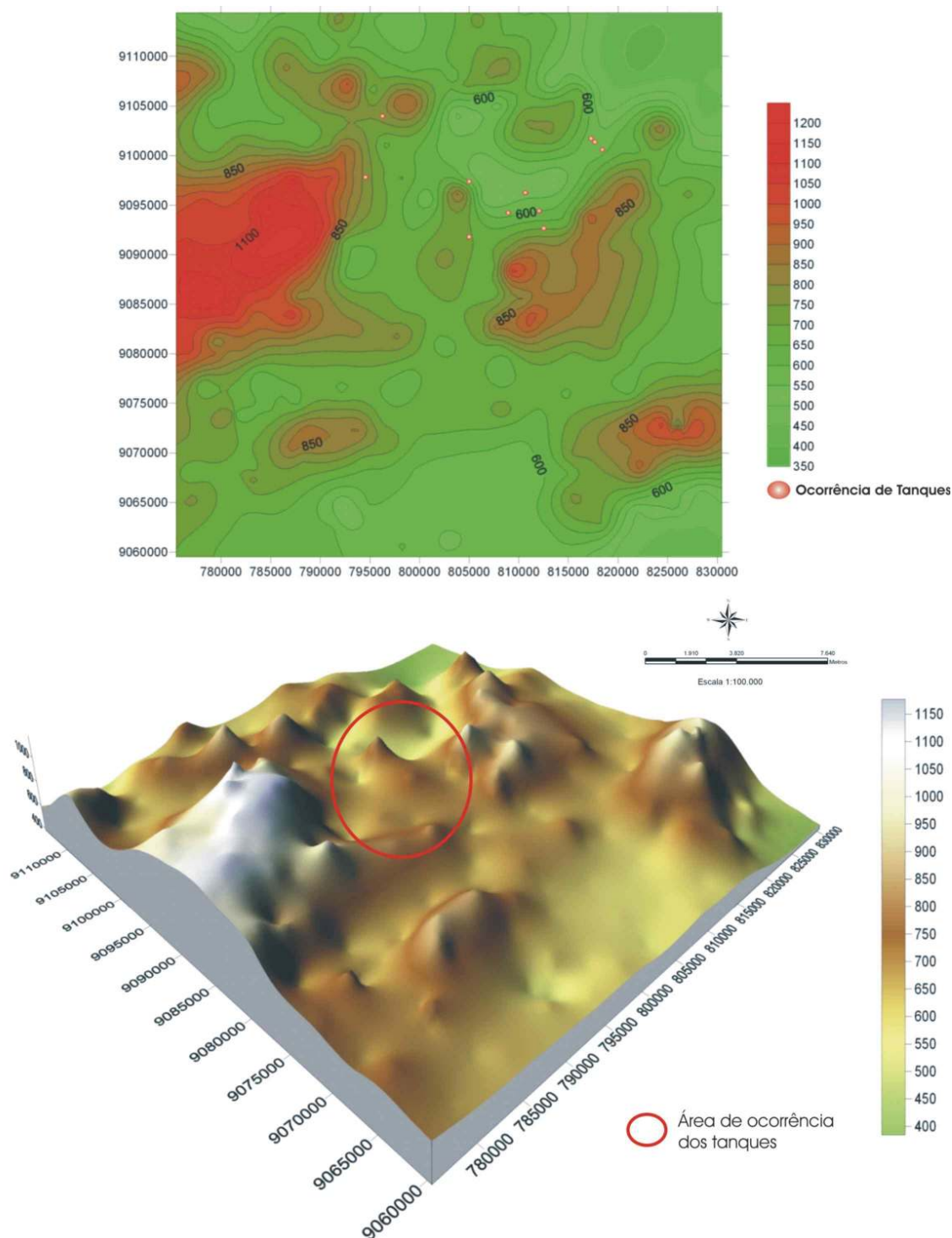


Figura 03 – Mapeamento de Paleosuperfície da carta topográfica Belo Jardim (Modificado de Souza & Corrêa, Manuscrito Inédito).

2.3 GEOMORFOLOGIA

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 semi-árido, 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 inter-planáltica, 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.

2.3.1 A Compartimentação do Relevo de Fazenda Nova

Numa primeira aproximação da escala de análise para o relevo de Fazenda Nova, sugere-se a seguinte compartimentação geomorfológica para a área, permitindo sua visualização no âmbito de detalhe na qual está inserida, a uma escala de 1:50.000.

1. Cimeiras em Cristas – 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.

2. 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, de direção NE-SW, estruturada sobre o granito Serra de São Bento (Foto 02).

Os inselbergs ocorrem por toda a área de estudo, elevando-se por sobre a superfície de aplainamento 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.



Foto 02 – Aspecto dos maciços residuais (cristas e inselbergs) em Fazenda Nova

3. Encostas íngremes sem cobertura coluvionar – 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*.

4. Encostas com cobertura coluvionar em alvéolo de cabeceiras – 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. Na área de estudo, as encostas são feições que se beneficiam das chuvas orográficas, favorecendo assim o desenvolvimento de espessos depósitos superficiais. 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.

6. Pedimentos dissecados com cobertura detrítica – 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 cacimbas colmatadas. Na maioria das vezes, as rampas de pedimentos, pouco dissecadas, também separam os ambientes de encostas dos plainos aluviais.

7. 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. 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 semi-árido.

8. Relevos especiais: os tanques e páleo-lagoas fossilíferas: Estas unidades, mesmo ocorrendo em abundância na área de estudo, não puderam ser visualizadas na escala dos materiais cartográficos e de sensoriamento remoto disponíveis. Desta

forma, este trabalho não inclui o seu mapeamento em conjunto com as grandes unidades.

Os tanques na área geralmente estão associados aos inselbergs de um granito pórfiro, em zona de intercessão de linhas de fraturas e morfologicamente restrita aos pedimentos intermontanos de topografia marcadamente plana, nas proximidades dos “knickpoints” das unidades de encostas (Foto 03). Estas apresentam, algumas vezes, em seu eixo deposicional solos do tipo vertissolo constituindo seu material de preenchimento mais superficial, em boa sintonia com as condições semi-áridas vigentes. Em subsuperfície observam-se níveis de sedimentação grossa, intercalados por sedimentos arenosos contendo grânulos de seixos. A repetição cíclica dos depósitos sugere fases alternadas de ambientes ora denominados por precipitações torrenciais – fluxo de detritos – ora mais secos – nódulos de carbonato de cálcio.



Foto 03 – Tanque em granito pórfiro nas proximidades das encostas de Fazenda Nova.

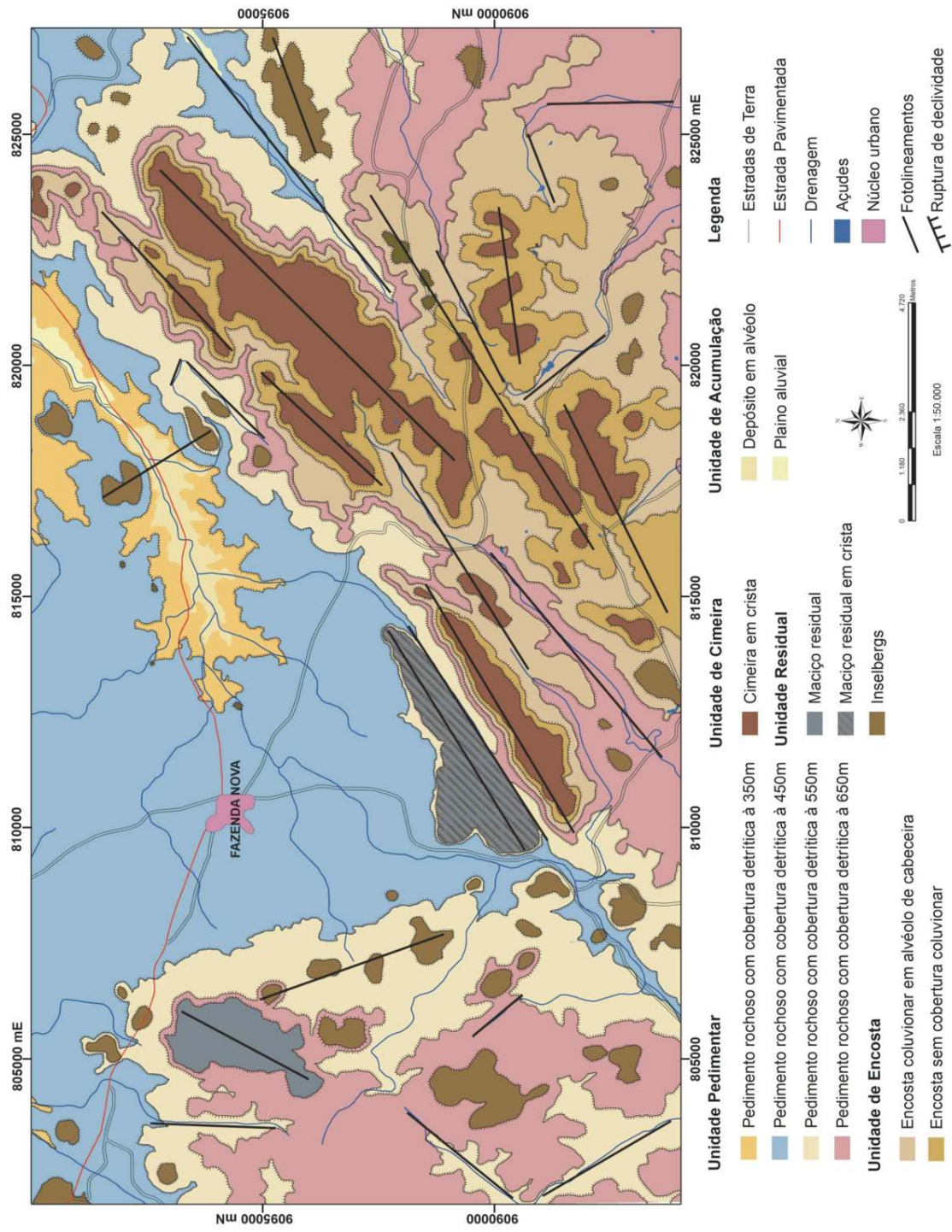


Figura 04 – Mapa Geomorfológico da área de Fazenda Nova (Fonte: A autora)

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 apresenta 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 freqüentemente 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.

2.4.2 As Condições Climáticas Locais

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

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

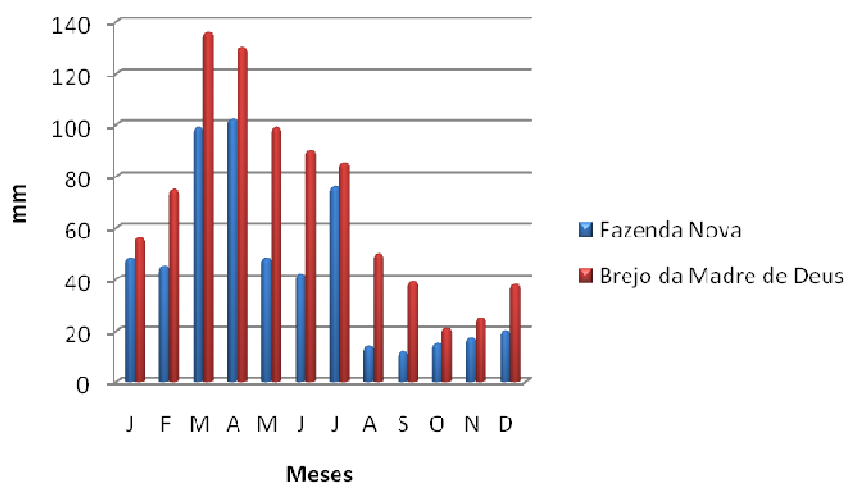
Tomando-se como ponto inicial à precipitação, a média anual no distrito de Fazenda Nova, a 509 m de altitude, situa-se em torno de 557,5 mm, com período seco de 7 a 8 meses de duração e os valores máximos de precipitação concentrando-se no trimestre março, abril e julho, totalizando 50% da precipitação anual. Brejo da Madre de Deus registra 844 mm, concentrados nos meses de março a julho, com cerca de 75% do total de precipitação anual (Tabela 01; Gráfico 01).

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).

Tabela 01 – Precipitação mensal média em mm.

Meses	Fazenda Nova	Brejo da Madre de Deus
Jan	52	56
Fev	47	75
Mar	99	136
Abr	102	130
Mai	51	99
Jun	42	90
Jul	80	85
Ago	14	50
Set	12	39
Out	15	21
Nov	17	25
Dez	20	38
Total	551	844

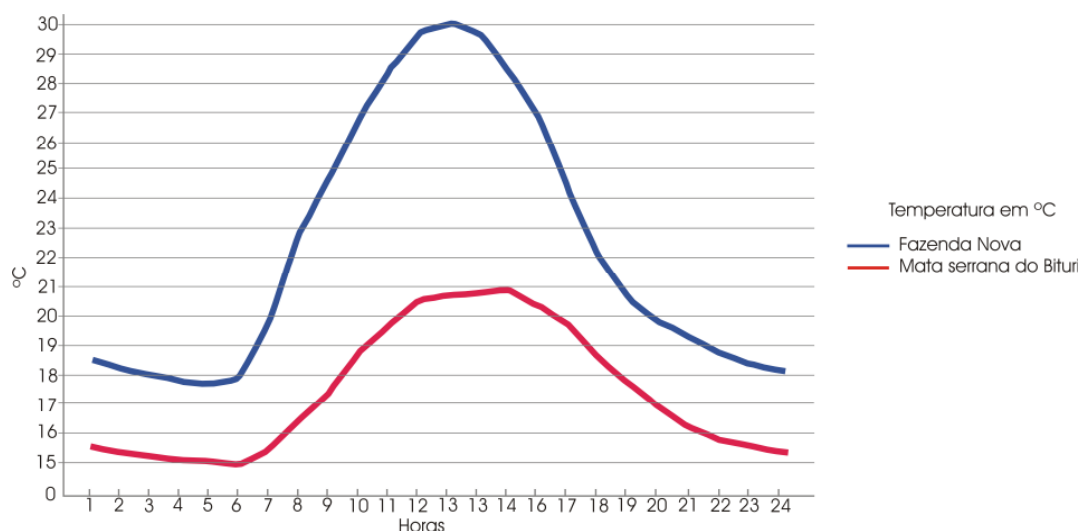
Gráfico 01 – Distribuição mensal da precipitação em mm.



Quanto à temperatura média anual, Fazenda Nova apresenta o valor de 22,7°C, com médias máximas em novembro e dezembro de 31,7°C e mínima em agosto e setembro, de 17,9°C. Entretanto, Em Brejo da Madre de Deus a temperatura média anual é de 22,2°C, com médias máximas mais elevadas entre dezembro e janeiro de 23,5°C, e mínimas entre julho, agosto e setembro, 16,5°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 influência não só a distribuição das chuvas, como também as variações térmicas e hídricas (Gráfico 02).

Gráfico 02 – 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 semi-árido – 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 semi-árido do Nordeste, onde os máximos de precipitação encontram-se associados à existência de tais barreiras.

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 reflete o clima semi-árido e, portanto, seu estágio de desenvolvimento será subordinado à sua posição na superfície, formando verdadeiras *catenas* de solos semi-áridos; 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 (Figura 05).

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 seqüência A-C, ou até mesmo A-R, formados em substrato de granito porfirítico. Estes ocorrem associados a vários afloramentos rochosos das paisagens mais íngremes da área, possuindo rápida e fraca permeabilidade e uma conseqüente 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 gradiente 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.

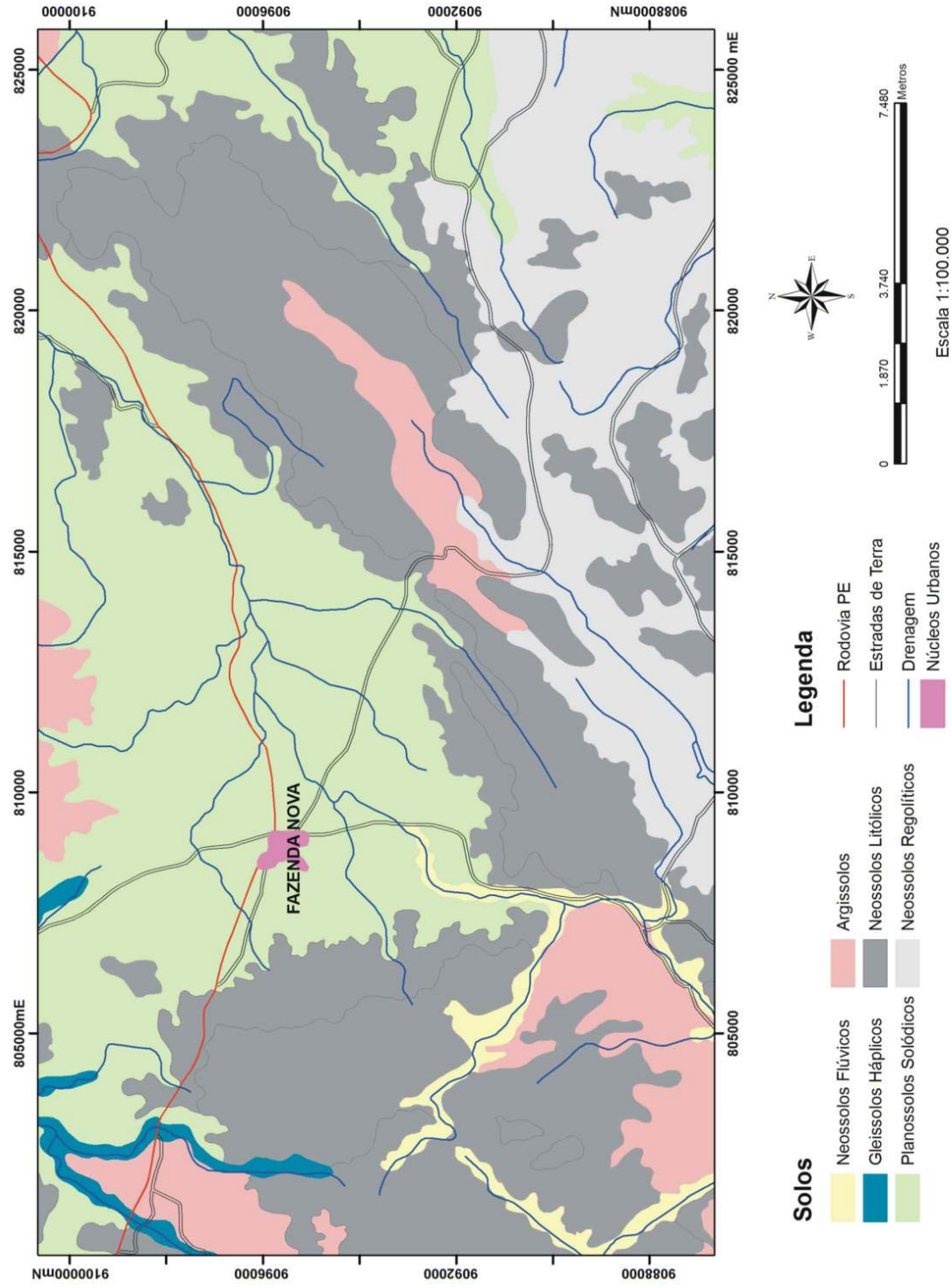


Figura 05 – Mapa de distribuição da cobertura pedológica em Fazenda Nova (Modificado de EMBRAPA, 2002).

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 02). Para a autora, este fato se deve ao meio desfavorável – clima semi-árido – tornando as condições altamente seletivas¹.

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

Tabela 02 – 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>Aealypha 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 leiteira	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-fisionômico da caatinga. Esses “enclaves”, com dimensões restritas, dificilmente ultrapassam 5% da área total do domínio das

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.

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 03). 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 03 – 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

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 A Área 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 (Figura 06).

Os riachos da região são pouco profundos, de caráter intermitente e até efêmeros, sujeitos às enchentes esporádicas de curta duração, típicas de ambiente semi-árido. 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.

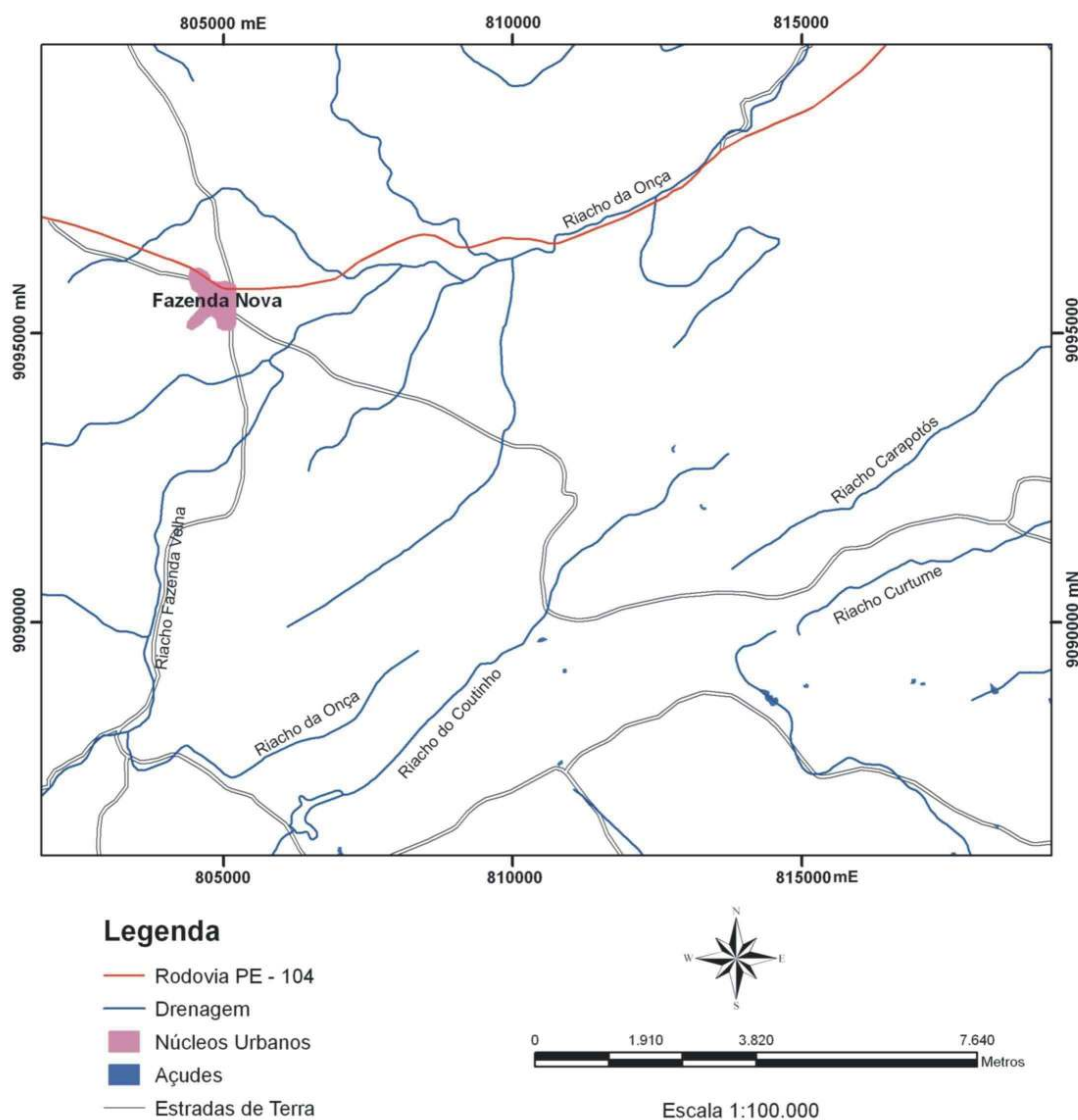


Figura 06 – Esboço da hidrografia da área de Fazenda Nova evidenciando as inflexões em ângulo reto (Fonte: Folha Belo Jardim da SUDENE, em escala 1:100.000).

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 ditas “marmitas” ou lagoas – estando estas atualmente parcialmente a totalmente colmatadas (Foto 04), na proximidade das quais se encontra a ocupação e os assentamentos humanos na área. Porém, ainda são mal conhecidos os fatores

responsáveis pela formação destas feições, levando-se em consideração sua grande ocorrência em leitos fluviais de ambiente semi-árido, 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.



Foto 04 – “Marmita” em leito fluvial rochoso em ambiente semi-árido de Fazenda Nova.

2.7.2 A Densidade de Drenagem

A densidade de drenagem é reconhecidamente, uma das variáveis mais importantes para a análise morfométrica das bacias de drenagem, representando o grau de dissecação topográfica, em paisagens elaboradas pela atuação fluvial, ou expressando a quantidade disponível de canais para o escoamento e o controle exercido pelas estruturas geológicas (Christofoletti, 1981).

Neuman (1900 *apud* Christofoletti, op. cit.) foi o primeiro a estudar em detalhe esse parâmetro assinalando os principais fatores que influenciam sobre as

diferenças na densidade de drenagem, como a declividade das vertentes, a cobertura vegetal, o tipo de substrato geológico e o fator mais importante: a precipitação.

Entretanto, Horton (1945) definiu a densidade de drenagem como a relação entre o comprimento dos canais e a área da bacia hidrográfica, estabelecendo assim um importante índice morfométrico para o estudo dos diversos controles atuantes sobre a drenagem. Este índice se expressa, pela seguinte fórmula:

$$Dd = L_b/A$$

Onde:

Dd = densidade de drenagem;

L_b = comprimento total dos rios ou canais existentes na bacia;

A = área da bacia.

A correlação entre parâmetros morfométricos e a ocorrência de determinados tipos de processos naturais pode levar ao estabelecimento de modelos de evolução da paisagem. Christofolletti (op. cit.) destaca a importância da densidade de drenagem, descrevendo-a como variável potencialmente significativa e útil aos estudos geomorfológicos e ressalta duas funções distintas de seu estudo:

- 1. É resposta aos controles exercidos pelo clima, vegetação, litologia e outras características da área drenada;**
- 2. É fator que influencia o escoamento e o transporte sedimentar na bacia de drenagem.**

Desta forma, selecionou-se a carta topográfica Belo Jardim da Sudene, onde se encontra o município de Brejo da Madre de Deus e o respectivo distrito estudado por este trabalho (Fazenda Nova), para análise da densidade de drenagem, a partir dos parâmetros proposto por Christofolletti (1981).

Os índices de densidade de drenagem observados variaram de 0,2 a 3,2. A partir da repartição e freqüência espacial dos índices, estes foram separados em dois grupos de valores de densidade de drenagem: de $> 0,2$ a $< 0,9$ considerado como baixa densidade e de $> 0,9$ a 3,2 considerado como de alta densidade de drenagem. Posteriormente realizou-se a sobreposição do mapa de isovalores de densidade de drenagem aos relativos à compartimentação geológica e pedológica da área, visando interpretar como esses podem interferir sobre a distribuição dos isovalores.

O resultado obtido mostrou que a densidade de drenagem apresenta-se bastante variável na área, o que permite supor que esta apresenta uma subordinação litológica, visto que a carta Belo Jardim mostra uma dispersão considerável quanto aos parâmetros geológicos. Contudo, através de uma análise comparativa com os diferentes tipos de solos, percebe-se a forte relação entre a composição destes e a densidade drenagem.

Em Fazenda Nova, pode-se encontrar associações de solos distintos, com predominância dos planossolos, neossolos regolíticos e neossolos litólicos. Os valores mais elevados da densidade de drenagem se estabelecem sobre os neossolos regolíticos e neossolos litólicos, que possuem baixa profundidade e horizonte A assentando, em alguns pontos, diretamente sobre a rocha sã, dificultando a infiltração e produzindo um maior escoamento superficial, gerando possibilidades de esculturação de canais permanentes. Os relevos residuais

elevados (inselbergues e relevos em crista) por deterem maior declividade em suas encostas, também concentram uma maior densidade de drenagem.

Em Brejo da Madre de Deus, dois fatores são responsáveis pelo alto índice de densidade de drenagem: dissecação do relevo pela mudança de altitude e o tipo de solo. Os argissolos, possuindo considerável extensão areal, em virtude de suas propriedades texturais, têm rápido poder de saturação hídrica no horizonte A arenoso quando da ocorrência de chuvas, diferentemente do horizonte B argiloso e de drenagem lenta, provocando um desacordo no processo de infiltração de água entre os horizontes do solo, ensejando a rápida saturação de camada superficial e a formação de escoamento capazes de provocar erosão do solo.

Sobre as áreas com os índices mais baixos, constatou-se que estas são estruturadas pelos sedimentos eluvionares/coluvionares arenosos e sedimentos aluvionares arenosos. Entretanto, o baixo índice de densidade de drenagem, denotando o pouco escoamento superficial, também pode ser explicado pela baixa atuação da atividade pluviométrica.

A drenagem ao longo dos depósitos quaternários (sedimentos arenosos, argilosos e conglomeráticos), que na área encontram-se representados pelas rampas de colúvio e plainos aluviais, apresenta valores de densidade relativamente altos em alguns setores (acima de 0,8). Estes valores pseudo-elevados devem refletir a proximidade de litótipos diversos que são atravessados pelos canais dos drenos principais onde ocorre a deposição dos aluviões (Figura 07).

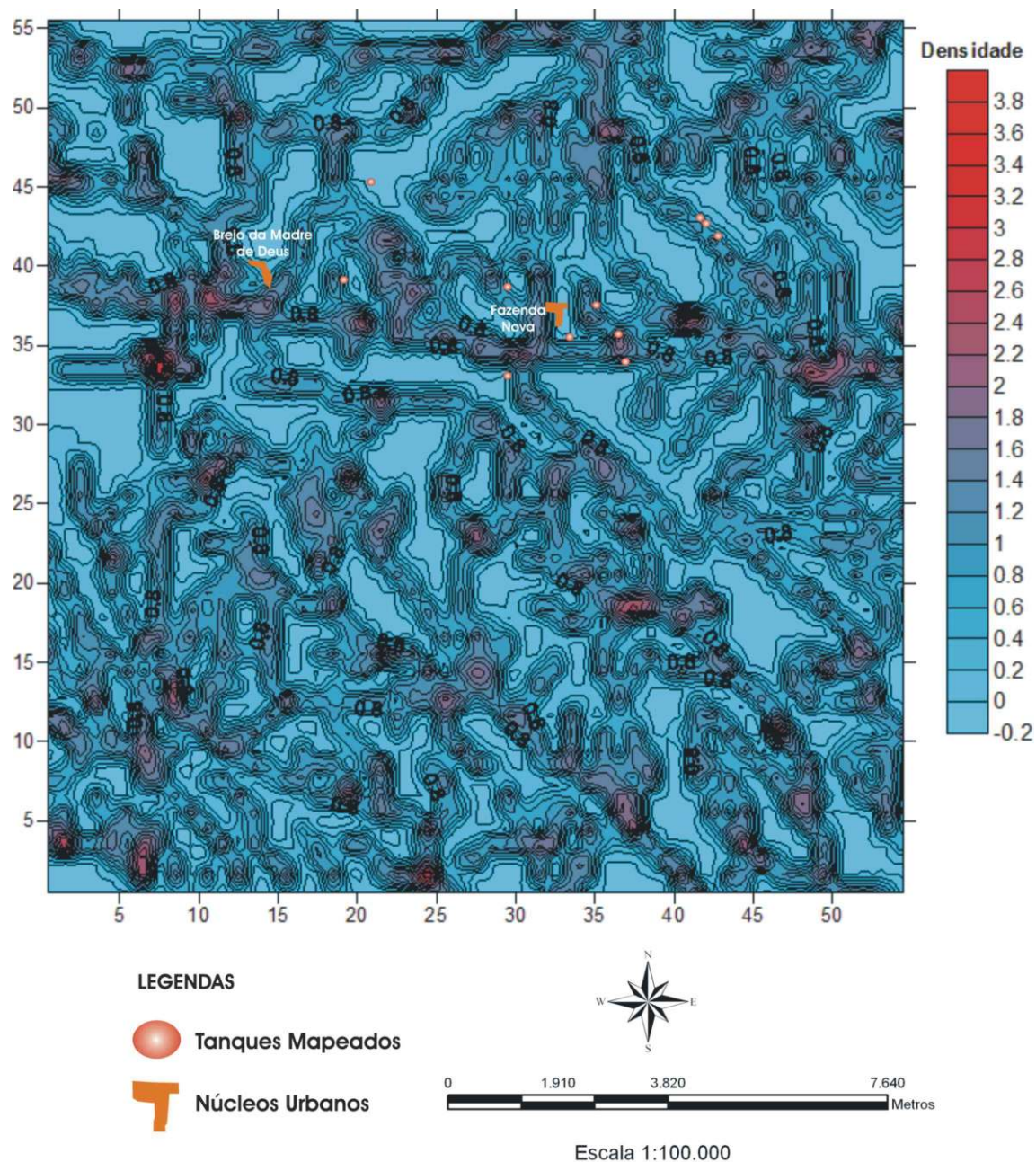


Figura 07 – Índice da Densidade de Drenagem da carta topográfica Belo Jardim (> 0,2 a <0,9 = baixa densidade ou ausência de drenagem; >0,9 a 3,2 = alta densidade de drenagem) (Fonte: A autora).

A grande presença de tanques no ambiente semi-árido pernambucano motivou a realização do mapeamento de sua ocorrência em Brejo da Madre de Deus (Alves et al. 2006). Estes plotados sobre o mapa de densidade de drenagem demonstrou que tais feições encontram-se inseridas em áreas de média e baixa densidade de drenagem, índice que reflete o baixo volume do escoamento superficial atual, após a remoção de qualquer manto de alteração em suas proximidades.

Assim, os tanques que se encontram nas áreas de média densidade de drenagem são aqueles inseridos próximos aos plainos aluviais, indicando que, provavelmente, estes já possuíram uma alta densidade de drenagem capaz de erodir o leito rochoso dando origem às depressões, como tratado por Souza & Corrêa (Manuscrito Inédito) nos estudos de paleosuperfície, e o baixo índice atual reflete a cobertura superficial existente associada à baixa atividade pluviométrica do atual clima semi-árido; ao contrário dos tanques encontrados em inselbergs e 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 baixa densidade de drenagem.

3 A COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA REGIONAL

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 idéia de superfícies cíclicamente 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 freqüentemente 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 semi-áridos 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 Mabesoone & 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 Mabesoone & 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 ocorre em Brejo da Madre de Deus no distrito de Fazenda Nova, a 450 metros de altitude (Figura 08).

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 semi-áridas.

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

idéias, 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 09).

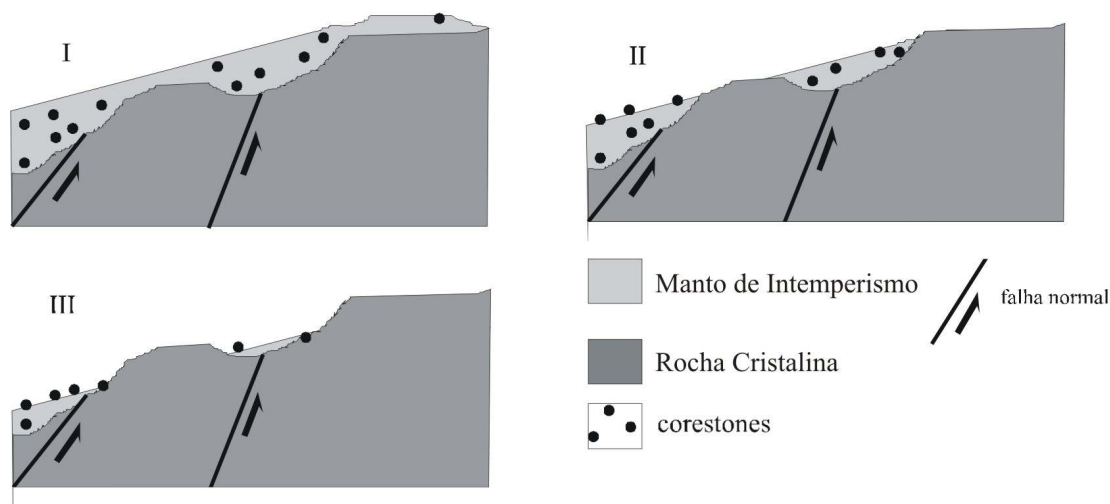


Figura 09 - Desenvolvimento de uma escarpa em degraus e balizamento de *inselberge* pela remoção do manto de intemperismo, após soerguimento tectônico ou rebaixamento do nível da base (modificado de TWIDALE, 1982, apud Corrêa, 2003).

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 *inselberge* 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 semi-árido do maciço caracteriza-se pelo domínio dos solos litólicos com recobrimento de pavimentos detríticos de gênese local.

Corrêa (op. cit.), 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.

Discussões ainda são feitas a respeito das características da ciclicidade do relevo e a extrapolação, em área, das superfícies erosivas. 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.

Devido às diversas compartimentações entre as superfícies locais existente 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.

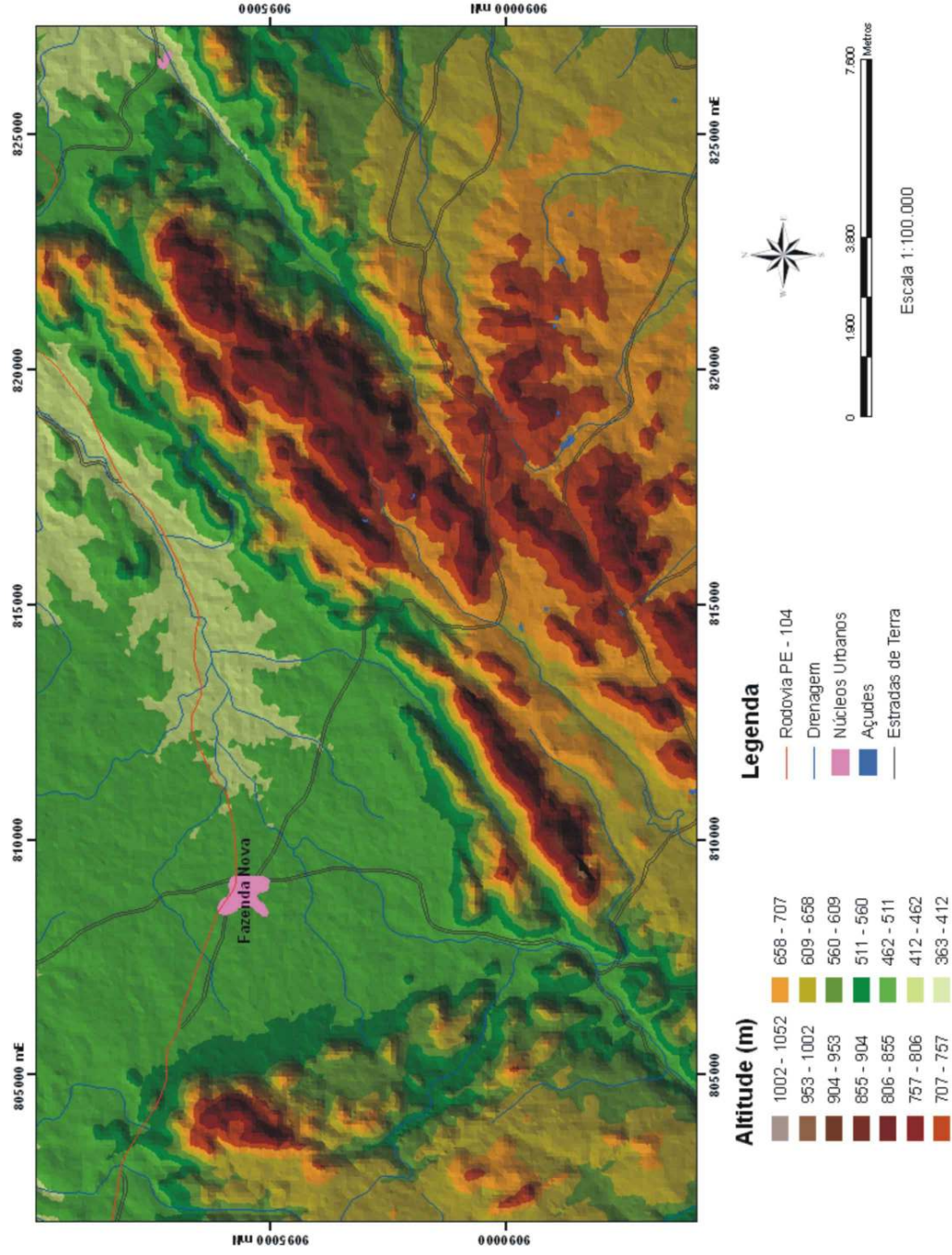


Figura 08: Mapa Hipsométrico da área de Fazenda Nova. Baseado em dados SRTM disponível no site Brasil em Relevo da Embrapa.
<http://relevobr.cnpm.embrapa.br/index.htm>

4. SEDIMENTOS DO QUATERNÁRIO CONTINENTAL COMO FERRAMENTA PARA RECONSTRUÇÃO AMBIENTAL

Iniciado há aproximadamente dois 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 conseqüentemente 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 semi-áridas. 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.

4.1 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 seqüência 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 semi-árido de Fazenda Nova - PE, como respostas a processos funcionais e pretéritos. Mabesoone (op. cit.) separa estes materiais em duas fácies, ainda que intrinsecamente interconectadas: fácies eluvial e coluvial.

4.1.1 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 química, 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 (op.cit.) 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, freqüentemente influenciada pelo clima ou tipo de rocha, uma vez que a seqüência 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, litologia em que se encontra a área de estudo (Fazenda Nova), 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.

4.1.2 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 compartilhem 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 a 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 páleo-ambientes. A evidência de eventos passados, se preservada, ocorre sob a forma de

páleo-horizontes e depósitos deixados por esses eventos. A interpretação desse material requer, entretanto, uma compreensão de suas posições numa paisagem antiga.

4.1.2.1 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 envolvem 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 semi-áridos e sub-úmidos, 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 apud Santos, no Prelo) 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 semi-áridos 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 semi-árido 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.

4.1.2.2 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 seqüência 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 10).

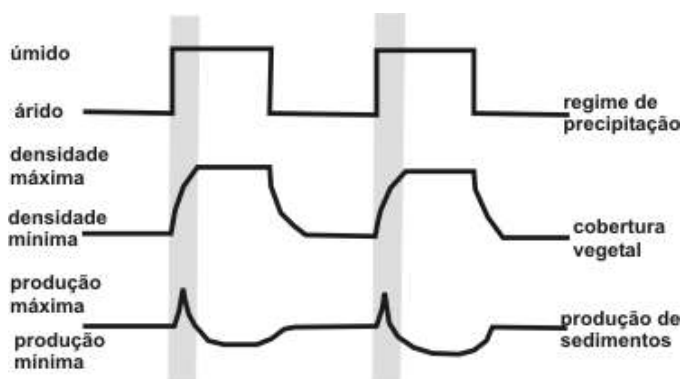


Figura 10 – Resposta geomórfica e de vegetação a mudanças climáticas abruptas (Knox, 1972).

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 e 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 colúviais, 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 e 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.

4.2 AS DEPRESSÕES FECHADAS E OS ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS

Várias são as referências na literatura geográfica à cerca das bacias de acumulação de sedimentos, disseminados sobre litologias cristalinas. Alguns autores (Twidale, 1982, Vidal Romaní & Twidale, 1998; Bigarella, 1994) classificam essas bacias conforme a sua ocorrência em superfície: *weathering pans*, para superfícies horizontais; *armchair hollow*, para superfícies inclinadas; e tafone, para superfícies verticais.

Entretanto, tais feições são mais comumente referidas na literatura como “marmitas de dissolução” ou gnama, termo de origem australiana de grande aceitação internacional, tratando-se estas de depressões escavadas na rocha fresca com formas que variam entre circulares, ovais, elípticas e ocelares, normalmente são rasas e apresentam fundo chato. Suas bordas são suspensas e se projetam para dentro da depressão.

Christofolletti (1981), tratando de formas topográficas erosivas em leitos rochosos, atribui a origem das “marmitas” a depressões escavadas pela abrasão giratória de seixos ou blocos, rotacionados pela energia da água corrente.

Bigarella (1994) descreveu as “panelas de dissolução” como sendo reentrâncias ou cavidades na superfície da rocha. Ele as definiu como uma feição de intemperismo de pequeno porte que se desenvolve por coalescência lateral dos alvéolos².

Tipicamente descritas em granitos, às evidências colhidas na literatura especializada (Twidale, 1982), apontam para uma origem a partir do ataque da

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.

umidade em áreas de fraqueza litoestrutural, resultando na produção de formas notadamente esféricas pela concentração do intemperismo químico sobre as depressões originais do terreno. Segundo Twidale (op. cit.), nas pequenas depressões assim formadas acumula-se periodicamente água que atua na alteração dos silicatos, principalmente micas e feldspatos. Com o aumento progressivo da profundidade, verifica-se, nas paredes da depressão, uma ação corrosiva de solapamento que faz com que a reação química atue lateralmente para o interior da depressão, originando uma forma de bacia com bordas pendentes.

Uma tentativa de definir o tempo de evolução das depressões fechadas é, por natureza, uma tarefa complexa, já que o intemperismo sofrido pela rocha onde as mesmas são esculpidas torna-se um fator limitante à obtenção de uma idade precisa para a sua formação, embora vários estudos sugiram uma evolução rápida dessas feições, em cerca de centenas a milhares de anos (Rolim, 1974; Paula-Couto, 1980; Twidale, 1982).

Alguns trabalhos tentaram estabelecer interações de processos físicos e químicos em concavidades estruturais e a formação de depressões fechadas na região sudeste do Brasil. Felizola & Boulet (1993 e 1996) ressaltam a importância da denudação química na formação de depressões fechadas que ocorrem no topo das colinas, cuja evolução morfológica daria origem aos vales de cabeceiras de drenagem em Caçapava – SP, sobre rochas sedimentares terciárias e quaternárias da Bacia de Taubaté, marcado por inúmeras falhas e fraturas. Os autores, ao compararem as elevadas taxas de afundamento da depressão, da ordem de 0,23 mm/ano ou 23m/100.000 anos, com a espessura de coluvionamento interno em torno de 1,5 m de profundidade, constataram que a denudação química é mais

eficiente do que a mecânica na evolução dessas depressões, sendo esta favorecida pela perda vertical de água através dos sistemas de falhas.

Coelho Netto (2003) acrescenta que, na bacia do rio Bananal, sobre rochas gnáissicas, a evolução das depressões fechadas desenvolveu-se em tempo relativamente lento, constatado pela ausência de truncamento erosivo, sendo estas protovalas estruturais dos diferentes estágios evolutivos de uma mesma unidade morfológica, ou seja, das cabeceiras de drenagem suspensas, que se estabilizaram por mudanças locais do regime hidrológico ou rebaixamento do nível freático regional.

Embora as depressões fechadas sejam tratadas como feições comuns e exclusivas da região Nordeste brasileira (Mabesoone et al., 1990; Bergqvist & Almeida, 2004), estas feições desenvolveram-se em diversos contextos regionais do Brasil, ainda que, na região sudeste, os estudos das depressões fechadas estejam voltados ao entendimento de sua formação e evolução. Entretanto, em ambientes semi-áridos estas têm sido usadas como fonte de dados para a reconstrução geomórfica recente das paisagens. A evidência para o reconhecimento de eventos pretéritos encontra-se no registro sedimentar que preenche as depressões.

No interior semi-árido 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 leitos rochosos. No Nordeste semi-árido estas depressões recebem o nome regional de “tanque” ou “cacimba”.

Em diversos contextos semi-áridos 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 nos tanques do semi-árido 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.

Desta forma, Silva (2001) estudando acumulações fossilíferas em tanques 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.

Corrêa & Silva (2005) estudando os depósitos de tanques em Conceição das Crioulas, em Salgueiro, verificaram predominância de fluxos de alta energia característicos dos ambientes de encostas e pedimentos transicionais do semi-árido

nordestino como sistema de transporte dos sedimentos que preenchem os tanques 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.

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

4.3 A ABORDAGEM MORFOESTRATIGRÁFICA COMO INSTRUMENTO PARA A RECONSTRUÇÃO AMBIENTAL

A análise geomorfológica dos ambientes atuais constitui a base para a compreensão da seqüência 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 aloestratigrafia³, 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 conseqüente formação de rampas coluviais, sendo estas feições posteriormente retrabalhadas no Holoceno refletindo freqüentes 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

³ 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.

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 e 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 paleo-horizonte A foi datado em cerca de 9.800 anos A.P.

A sedimentação holocênica, ainda segundo Moura e 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 seqüência 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 tálus 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 seqüências 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.

4.4. O RESGATE PELEOECOLÓGICO 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 semi-áridos 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 semi-aridez e climas mais úmidos, com a evolução do clima e da vegetação atual, semi-árido com vegetação de caatinga encontrado após 4.535 anos AP.

Corrêa (2001) tratou da história ambiental do semi-árido 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 C₄, 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 semi-aridez 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.

5 MÉTODOS

5.1 O MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO

A análise das formas do relevo, na busca da compreensão dos aspectos morfológicos da topografia e da dinâmica responsável pela esculturação da paisagem, ganha relevância mediante o auxílio que oferece ao entendimento do modelado terrestre, como elemento do sistema natural e condicionante da atividade humana e seus arranjos espaciais. Dessa forma, o mapeamento das feições geomorfológicas reveste-se de suma importância para a organização e interpretação coerente do território.

Sendo assim, o mapeamento geomorfológico da área foi apresentado em escala de detalhe, visando à identificação das áreas de estocagem de sedimentos de diversas magnitudes espaciais, orientado ao registro cartográfico das áreas de maior interesse específico para a coleta de amostras, bem como, para a localização e distribuição das propriedades espaciais dos diversos corpos morfoestratigráficos como: depósitos coluvionares, preenchimentos dos tanques e páleo-lagoas e sedimentos aluvionares.

Para a elaboração do mapa geomorfológico foi utilizado a interpretação da carta topográfica SC24-X-B-III da SUDENE, folha Belo Jardim na escala 1:100.000, assim como a análise das imagens Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) disponível através do site da EMBRAPA, os quais provêm dados topográficos da superfície terrestre a cada 90x90m e com precisão altimétrica de 1m, onde foi

possível determinar os tipos específicos de feições a serem mapeadas em função de sua escala de resolução.

O tratamento digital das imagens, assim como a digitalização da carta topográfica e cartas temáticas foram realizados com a utilização dos softwares Autocad 2002, Surfer 8 e ArcGis 9.1.

A metodologia de mapeamento utilizado seguiu as normas estabelecidas pela comissão de mapeamento geomorfológico de detalhe da UGI – União Geográfica Internacional, (Demeck, 1972 apud Corrêa, 1997).

5.2 A DENSIDADE DE DRENAGEM

A análise de padrões morfométricos como a densidade de drenagem quando relacionados aos diversos processos superficiais, adquire grande importância como instrumento de análise da paisagem, sobretudo para a identificação de possíveis focos de susceptibilidade geomorfológica.

Sabe-se que as análises morfométricas, como bem ressaltam Ponçano *et al.* (1989) e Hiruma & Ponçano (1999), quando realizadas a partir de cartas topográficas, incorrem em pequenas imperfeições. O mesmo ocorre devido aos procedimentos utilizados pelos cartógrafos na tentativa de se estabelecer à harmonização das curvas de nível, não se tratando, portanto, de uma técnica perfeita.

Esta técnica permite que as áreas anômalas sejam individualizadas entre baixa e alta densidade de drenagem, podendo refletir tanto um controle tectônico, ou mesmo pedológico, dependendo das características inerentes ao substrato e ao tipo de clima predominante. Horton (1945) definiu a densidade de drenagem como a

relação entre comprimentos dos canais e a áreas da bacia, correlacionados a diversos controles atuantes sobre a drenagem. Dessa forma o trabalho foi realizado sobre a carta topográfica Belo Jardim (SC24-X-B-III) da SUDENE com uma malha quadrática de 1000x1000m, obtendo-se a densidade de drenagem a partir da razão entre a somatória do comprimento total da rede de drenagem contida numa célula e a área de respectiva célula.

5.3 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, consorciada ao mapeamento geomorfológico de detalhe, 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 pedológicas identificadas durante o mapeamento dos depósitos de tanques e seu entorno.

A semelhança na gênese dos sedimentos terrígenos (fluxos de detritos e corridas de lama) que preenchem o tanque 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 o tanque, realizou-se a análise dos minerais de argila por difratometria do raio-x.

5.4 O TRABALHO DE CAMPO E AS COLETAS DE MATERIAIS

O trabalho de campo concentrou-se nos depósitos de tanques no distrito de fazenda Nova, em Brejo da Madre de Deus, Pernambuco. Os depósitos de tanques estão mais comumente associados à ocorrência de formas residuais geradas inicialmente sob a forma de “inselbergs”, porém com morfologia atual evoluindo para relevos em *tors*, produzidos através da erosão diferencial, e em menor escala a pedimentos intermontanos de topografia marcadamente plana, nas proximidades dos “knickpoints” das unidades de encostas.

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 do distrito.

A área de coleta de amostras está localizada na localidade Incó, no distrito de Fazenda Nova. A principal via de acesso para a área se dá pela BR-232, de Recife a Caruaru e, em seguida, pela rodovia PE-104, até o distrito de Fazenda Nova, onde uma série de rotas vicinais não pavimentadas permite o acesso aos afloramentos.

Na localidade do Incó, Fazenda Logradouro, foi escavada uma trincheira para que fosse realizada as seguintes análises: perfis estratigráficos, macrofábrica sedimentar, coleta de amostras para caracterização das propriedades sedimentológicas, micromorfologia de solos e datações dos sedimentos por luminescência opticamente estimulada e C_{14} , sendo o afloramento georreferenciado 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 04 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, 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. As amostras foram coletadas dos mesmos níveis daquelas destinadas à

análise sedimentológica, a fim de permitir uma correlação cronoestratigráfica adequada com os sedimentos estudados.

5.5 TRABALHOS DE LABORATÓRIO

Amostras de sedimentos foram coletadas em todas as seções estratigráficas descritas, para realização, em laboratório, de análises sedimentológicas. Tal procedimento foi efetuado nas dependências dos Laboratórios de Física dos Solos, no Departamento de Agronomia da Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE).

A análise morfoscópica foi realizada nas dependências do Laboratório de Paleontologia, e a micromorfologia de solos nas dependências dos Laboratórios de Sedimentologia e Petrografia I no Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco.

As datações de sedimentos por luminescência opticamente estimulada (LOE) foram realizadas no Laboratório de Vidros e Datações, na Faculdade de Tecnologia de São Paulo (FATEC – SP).

5.5.1 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, empregando a técnica do densímetro adotada pela EMPRAPA (1997), cujas etapas são descritas a seguir:

- Pesar 50g de sedimento argiloso ou 100g de sedimento arenoso;

- Colocar em copo metálico e acrescentar 400ml de água;
- Colocar 25ml de dispersante, (hexametáfosfato de sódio);
- Levar o copo metálico em agitador mecânico e agitar por 10 minutos se o sedimento for arenoso ou por 15 minutos se o sedimento for argiloso;
- Transferir o material para um recipiente de 1000ml e em seguida completar o volume até 1000ml com o densímetro dentro, para aferir o densímetro a 1000ml de volume de amostra;

Retira-se o densímetro após aferimento, com agitador manual agita-se o material por alguns segundos para as partículas do sedimento ficar totalmente em suspensão. Na retirada do agitador manual marca-se tempo de 40 segundos para a 1ª leitura, que fornece em g/l a quantidade de argila e silte em suspensão. Após os primeiros 20 segundos introduz-se o densímetro para fazer a leitura do valor em g/l. Após a leitura, coloca-se o termômetro para corrigi-la (o densímetro é calibrado para 20 °C)⁴. Agita-se novamente o material na proveta com agitador manual para que se possa fazer a leitura de 2 horas junto com nova medição de temperatura⁵.

A fração areia é retirada, levada para secar em estufa e posteriormente peneirada 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.

Os valores obtidos em gramas para cada fração granulométrica foram submetidos a tratamento seguindo os parâmetros estatísticos de Folk & Ward

⁴ A correção é feita da seguinte forma: a cada grau acima de 20, multiplica-se pela constante 0,36, o valor encontrado é o valor equivalente a temperatura do momento da coleta.

⁵ Na primeira leitura é obtida o percentual das frações argila e silte e por diferença o percentual da fração areia. Na segunda leitura é obtido o percentual da fração argila. O valor de silte é retirado fazendo a diferença do valor da 1ª leitura de silte e argila com a 2ª leitura somente a argila.

(1957), tendo sido calculados o diâmetro médio, o grau de seleção, o grau de assimetria e curtose (Tabelas 04, 05 e 06); e para a classificação dos sedimentos foi usado o diagrama de Shepard, Pejrup e Folk utilizando o programa SysGran 3.0.

Tabela 04 - Escala qualitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de seleção.

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

Tabela 05 - Escala qualitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau assimetria.

ASSIMETRIA	VALOR
Assimetria muito negativa	-1,00 a -0,30
Assimetria negativa	-0,3 a -0,10
Aproximadamente simétrica	-0,10 a 0,10
Assimetria positiva	0,10 a 0,30
Assimetria muito positiva	0,30 a 1,00

Tabela 06 - Escala qualitativa de Folk & Ward (1957) para classificação dos valores de curtose.

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

De posse dos resultados dos parâmetros de Folk & Ward (1957) os valores foram plotados no gráfico de Sahu (1964). 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 11), 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. Visando tornar mais objetivo o grau de arredondamento avaliado, foram definidas as categorias: *muito angular* (0,5); *angular* (1,5); *subangular* (2,5); *subarredondado* (3,5); *arredondado* (4,5); e *bem arredondado* (5,5); e para o grau de esfericidade foram definidas as seguintes categorias: *esfericidade alta* (0,5 e 4,5); *esfericidade média* (-2,5) e *baixa esfericidade* (-0,5).

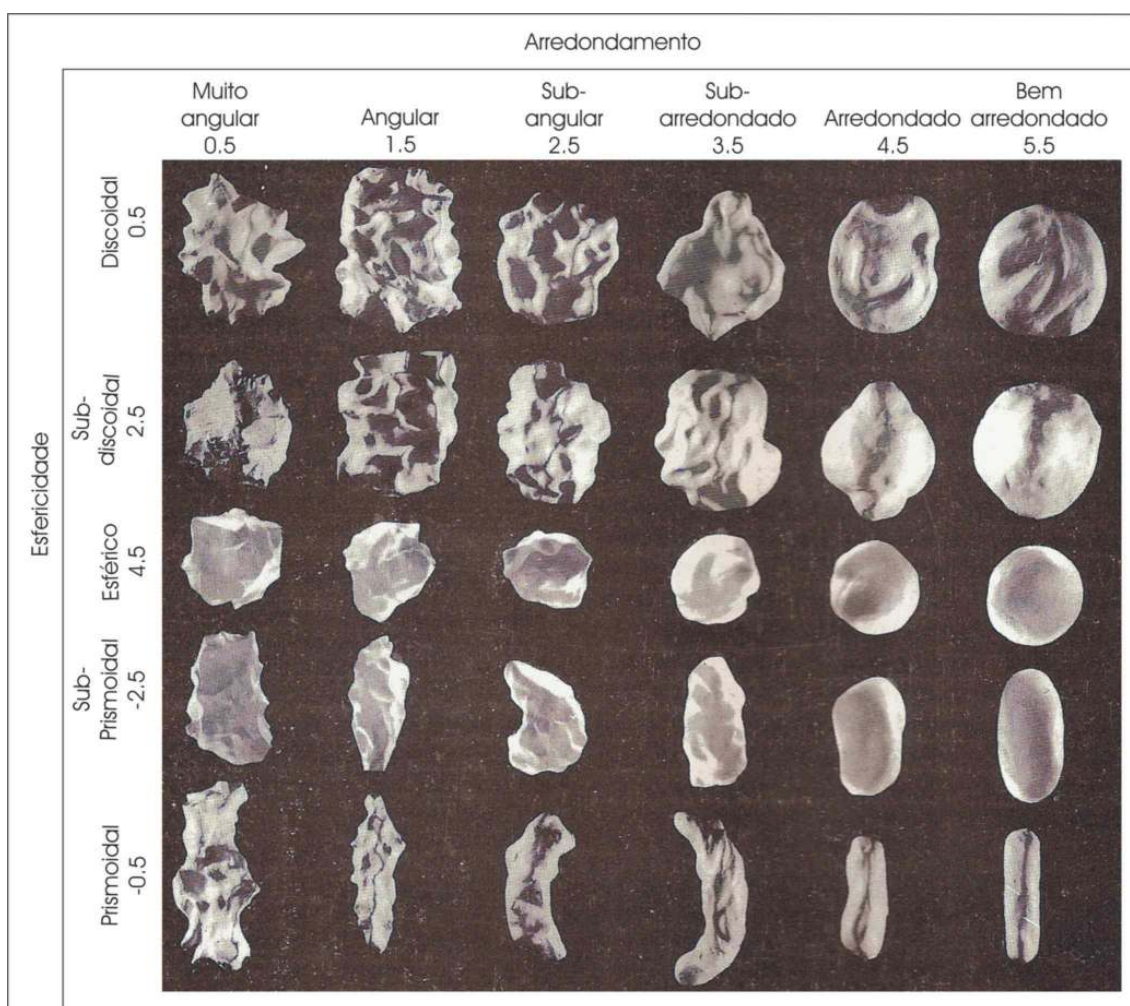


Figura 11 – Diagrama representando os diferentes graus de arredondamento e esfericidade (Powers, 1982 apud Tucker, 1995).

A interpretação de algumas feições diagnósticas do solo 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. Microfotografias foram feitas sob luz branca e polarizada quando se quis realçar algumas feições. Contudo, as amostras Incó 30/1A e Incó 70/1A não puderam ter a sua microfábrica analisadas devido à impossibilidade de coleta de amostras indeformadas.

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

As vantagens do método da LOE sobre os demais procedimentos de datação de sedimentos recentes, como o C^{14} por exemplo, advém do fato deste explorar uma propriedade física – a luminescência – inerente aos sólidos cristalinos (minerais) encontrados no próprio depósito, prioritariamente o quartzo e os feldspatos. Assim sendo, a LOE se converte em método de datação absoluta de eventos deposicionais. Sua abrangência temporal vai desde de cerca de 100 anos ap. até 1Ma, dependendo dos níveis de saturação do material analisado (Aitken, 1998 e Wagner, 1998), portanto o método da LOE se presta para a datação de eventos deposicionais ocorridos ao longo do Quaternário; desde eventos climáticos regionais de grande magnitude (mudanças nos padrões de circulação regional), eventos tectônicos que afetaram a rede de drenagem (inversões e capturas por soerguimento das cabeceiras), até episódios erosivos recentes desencadeados por alterações nos padrões de uso do solo.

Os métodos de datação por luminescência abrangem uma gama de técnicas baseadas no acúmulo de cargas radioativas produzidas por uma população de elétrons aprisionados em minerais cristalinos. Estes métodos são capazes de estabelecer o período de tempo transcorrido desde que a população aprisionada de elétrons foi liberada pela última vez.

O evento de liberação da carga acumulada para os materiais sedimentares é o instante em que este material foi exposto à luz diurna pela última vez, antes de ser recoberto por novo episódio deposicional. A técnica se impôs a partir da década de 1980 e das contribuições de Huntley et al. (1985; 1988 apud Corrêa, 2001). A descoberta mais significativa foi, sem dúvida, a da possibilidade de medir o sinal de luminescência diretamente relacionado à carga da população de elétrons aprisionada no cristal, mediante estímulo luminoso, assim definindo o próprio método da LOE (Luminescência Opticamente Estimulada).

Segundo Stokes (1999) a abordagem teórica da LOE é mais coerente do que a da TL (Termoluminescência), muito utilizada até o surgimento do novo método, principalmente ao ser aplicada a depósitos sedimentares de ambientes aquosos, pois o mecanismo de liberação das cargas aprisionadas por foto-estímulo é mais próximo do natural, decorrente da iluminação solar, do que o térmico utilizado pela TL.

A família dos métodos de datação baseados na luminescência tem o seu mecanismo de operação assentado sobre o decaimento radioativo. Eles medem um sinal que se relaciona com a transferência de elétrons, a partir de defeitos inerentes aos materiais cristalinos semicondutores (Stokes, op.cit.), sobretudo o quartzo e o feldspato. Os defeitos são próprios à estrutura cristalográfica dos minerais.

Os elétrons são liberados do seu estado estável por uma adição de energia ao sistema, como quando são expostos à radiação ionizante proveniente do decaimento radioativo. Uma vez aprisionados, uma parte da população de elétrons pode-se fixar em áreas defeituosas, tornando-se estáveis, até que uma nova adição de energia seja introduzida por via óptica ou térmica. Esta energia adicional supera um patamar de ativação e permite que os elétrons se combinem a “vazios” nos centros de recombinação. Os elétrons, então, retornam ao seu estado de base e, se o centro de recombinação for do tipo luminescente, a energia é emitida em forma de fótons. Uma emissão de luminescência que se segue ao estímulo ótico é chamado de LOE; se admitem duas subdivisões deste método, de acordo com o comprimento de onda da fonte luminescente: LEIF – Luminescência do Infravermelho, para o feldspato potássico e LLV – Luminescência de Luz Verde para o quartzo.

O método da LOE presume que qualquer carga pretérita de elétrons contida em um sedimento é substancialmente reduzida, ou completamente removida, durante os processos de erosão, transporte e sedimentação, restando apenas uma pequena carga residual não removível. Geoffrey-Smith et al (1988) demonstraram que no caso do quartzo e do feldspato, a redução do sinal por estímulo óptico chega a níveis muito baixos, obtendo-se valores residuais inferiores a 5% da carga inicial após uma exposição à luz do sol por um minuto.

Rendell et al. (1994) também demonstraram a eficácia do esvaziamento do sinal de luminescência óptica no quartzo e no feldspato, após uma exposição a três horas de luz, a uma profundidade de 12 metros sob a água, apesar de o espectro solar ser substancialmente atenuado a esta profundidade. Estes experimentos confirmaram a melhor adequação do método da LOE para a datação de sedimentos de encosta e fluviais, depositados em condições sub-aquosas.

A luminescência opticamente estimulada (LOE) pode ser utilizada para estimar o tempo transcorrido desde que os clastos componentes de um sedimento foram expostos pela última vez à luz do sol; portanto, a técnica fornece a idade da última estabilização do depósito.

A fim de definir uma cronologia para os episódios de deposição que preenche o tanque, os sedimentos foram submetidos à datação pelo método da Luminescência Opticamente Estimada.

Considerando-se que a luminescência nos minerais naturais é uma função da exposição à radiação ambiental, e que pode ser esvaziada por exposição à luz durante o transporte e a deposição. A forma básica para o cálculo da idade por luminescência pode ser expressa pela equação:

$$\text{Idade} = \text{Paleodose} / \text{Dose Ambiental}$$

A paleodose também é conhecida como dose equivalente (ED), e corresponde à radiação ionizante do decaimento dos isótopos de urânio, tório e potássio, incluindo-se uma contribuição menor da radiação cósmica, à qual o material esteve exposto desde a sua deposição.

A dose ambiental corresponde à taxa com que a amostra foi exposta à radiação ionizante, e, portanto, à taxa pela qual a população de elétrons foi acumulada. Se o intervalo de tempo considerado for igual a um ano, refere-se a esta taxa como “Dose Anual”.

A datação óptica vale-se do fato de que a luz do sol libera os elétrons de armadilhas sensíveis existentes na estrutura cristalográfica do cristal de quartzo ou

feldspato. A liberação dos elétrons aprisionados por estímulo luminoso reduz o sinal da LOE a zero. Quando os grãos são soterrados e permanecem fora do alcance da luz solar, eles começam a acumular uma população de elétrons aprisionados devido ao efeito da radiação ionizante emitida pelo decaimento de radioisótopos contidos no próprio depósito. Uma parte desta radioatividade natural origina-se dentro dos próprios grãos de quartzo e feldspato (radiação beta), mas a dose de radiação é oriunda, principalmente, do depósito em si (radiação gama). Se o fluxo de radiação ionizante for constante, então o tempo de soterramento pode ser determinado pela medição da dose armazenada nos grãos, dividida pelo fluxo da radiação ionizante ambiental (dose ambiental).

A dose ambiental é uma medida do valor da radiação ionizante à qual o mineral é submetido. Esta pode ser determinada pelos métodos da ativação de nêutrons, pela β TLD (dose de termoluminescência da radiação beta) e pela espectrometria gama de alta resolução que permite ainda verificar a ocorrência de equilíbrio radioativo no depósito.

Em circunstâncias nas quais os sedimentos não foram suficientemente expostos à luz solar antes da deposição, as técnicas normais de LOE superestimam o tempo decorrido desde o último soterramento; portanto, deve-se estabelecer, a partir de diversos pré-testes, a viabilidade da datação.

Segundo Clarke et al. (1999), os sedimentos que sofreram um “zeramento” adequado do sinal de luminescência durante o transporte, exibirão uma dose acumulada de radiação similar, desde que o material tenha uma sensibilidade homogênea à radiação ambiental ionizante – daí a necessidade de verificar a consistência mineralógica do material a ser datado. Também é necessário que a radiação ambiental tenha se mantido homogênea ao longo do tempo considerado,

sem que tenha ocorrido substancial “desequilíbrio” devido a fatores externos, como um acentuado intemperismo químico.

Desta forma, as amostras coletadas foram submetidos a um tratamento químico com H_2O_2 , HF 20% por uma hora e HCL 20% durante duas horas, com lavagens intermediárias efetuadas com água destilada. Após tratamento químico as amostras são secas e peneiradas, separadas em uma 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. As curvas de LOE foram obtidas com o aparelho TL/OSL automated Systems, Model 1100-series Daybreak Nuclear Instruments Inc., onde a partir da amostra de material Natural é separada uma porção que é submetida à radiação solar intensa por um período de aproximadamente de 16 horas para decaimento Residual (TL / OSL). Desta porção são separadas várias amostras que são irradiadas (fonte de ^{60}Co (455Ci), IPEN-CNEN/SP) em várias doses (Gy), que devem estar próximas à dose acumulada Natural.

A determinação da dose natural acumulada foi obtida calculando-se as concentrações de ^{40}K , ^{232}Th , ^{238}U , ^{235}U , utilizando-se um detector Canberra Inspector Portable Spectroscopy Workstation (detector: NaI – TI), com programa de análise Genie 2000 basic.

6 ANÁLISE MORFOESTRATIGRÁFICA DO DEPÓSITO DE TANQUE

Na área de Fazenda Nova a sedimentação quaternária encontra-se, em sua maioria, associada à ocorrência de tanques em virtude destes constituírem setores de armazenamento de sedimentos na paisagem semi-árida aqui considerada.

6.1 DESCRIÇÕES DA ÁREA DE COLETA E SEÇÃO VERTICAL DO DEPÓSITO DE TANQUE

O tanque da Fazenda Logradouro apresenta formato ocelar, com diâmetro superior à profundidade (27m de comprimento X 8,90m 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. Este “tanque” está associado a um granito pórfiro, e geomorfologicamente restrito à ocorrência de formas residuais sob a forma de “inselbergs”, porém com morfologia atual evoluindo para relevo em *tors*, produzido através da ação da erosão diferencial e remoção dos mantos de intemperismo (Foto 05).



Foto 05 – Tanque da fazenda Logradouro em Inselberg

O depósito que preenche o tanque apresenta espessura de 3,20 metros da base ao topo, exibindo quatro unidades estratigráficas distintas. A unidade basal de cascalho possui matriz argilo-arenosa, com grãos de quartzo e feldspatos pobremente selecionados, predomínio de grãos angulosos e grande concentração de pirita. A fração grossa apresenta bioclastos de ossos e dentes de mamíferos pleistocênicos esparsos e fragmentados. Os clastos são seixos de feldspatos angulosos e fragmentos de rochas. Abaixo dessa unidade basal, encontra-se o embasamento cristalino alterado (Foto 06).



Foto 06 – Contato entre o embasamento cristalino alterado e a cascalheira basal.

A segunda unidade é um conglomerado suportado por clastos e bioclastos (ossos da megafauna) com cimentação carbonática formando um nível endurecido. Os bioclastos são constituídos por ossos cranianos e pós-cranianos em sua grande maioria, dentes e placas dérmicas isoladas e elevado número de fragmentos de ossos não identificáveis taxonomicamente (Fotos 07 e 08).



Foto 07 – Conglomerado com cimentação carbonática



Foto 08 – Fragmentos de ossos da megafauna

A terceira unidade é um cascalho suportado por matriz areno-argilosa de estrutura maciça. A camada apresenta grãos pobremente selecionados e angulosos, ricos em quartzo, feldspato, fragmentos de rochas e filamentos de carbonato de cálcio, representando um paleossolo inumado com o antigo horizonte B cálcico truncado pela deposição da unidade subsequente. O nível de ferruginização nodular que corta esta unidade pode representar uma posição subaérea do pacote antes da deposição das camadas subjacentes (Foto 09 e 10).

O quarto nível amostrado é um cascalho suportado por matriz areno-argiloso, pobremente selecionado, com freqüentes fragmentos de rocha e fenoclastos do tamanho seixo, angulosos, ricos em quartzo e feldspato com plano de clivagem preservado. Esta camada apresentou ausência de carbonato de cálcio e a presença de acumulação de seixos rolados no topo do perfil sugere a existência de um paleopavimento formado por erosão laminar (Foto 11).



Foto 09 – Terceiro nível amostrado e paleossolo inumado.

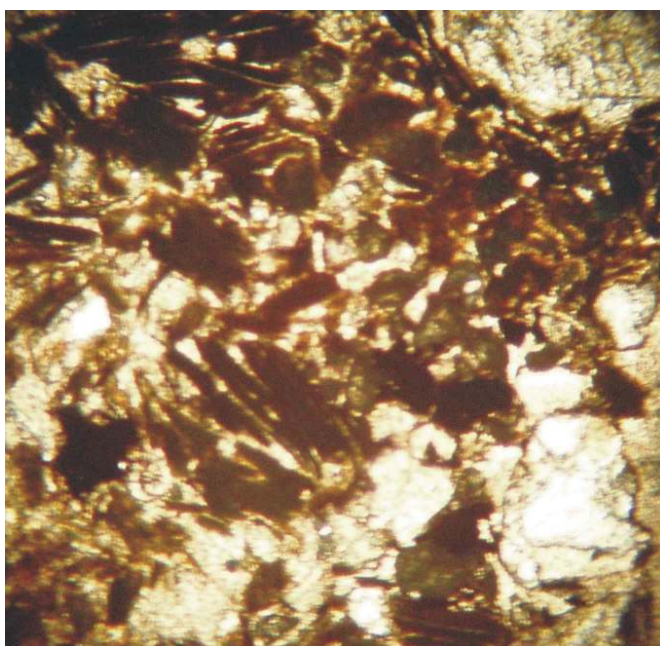


Foto 10 – Solo carbonático marcado por nódulo de ferro.



Foto 11 – Quarto nível amostrado

O topo da seqüência representa um horizonte antrópicamente perturbado, não sendo analisado devido à perda das características deposicionais. Este fato foi confirmado através da análise de seções delgadas de micromorfologia de solos que apresentou um fundo matricial composto por uma areia feldspática com fragmentos poliminerálicos unidos por grande quantidade de matéria orgânica preenchendo os instestícios e porosidades da matriz (Foto 12).



**Foto 12 – Lâmina do horizonte perturbado com abundância de fragmentos de matéria orgânica
– luz branca**

Amostras para diversas análises foram coletadas desta área a 30, 70, 140, 160 e 190 cm 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 12).

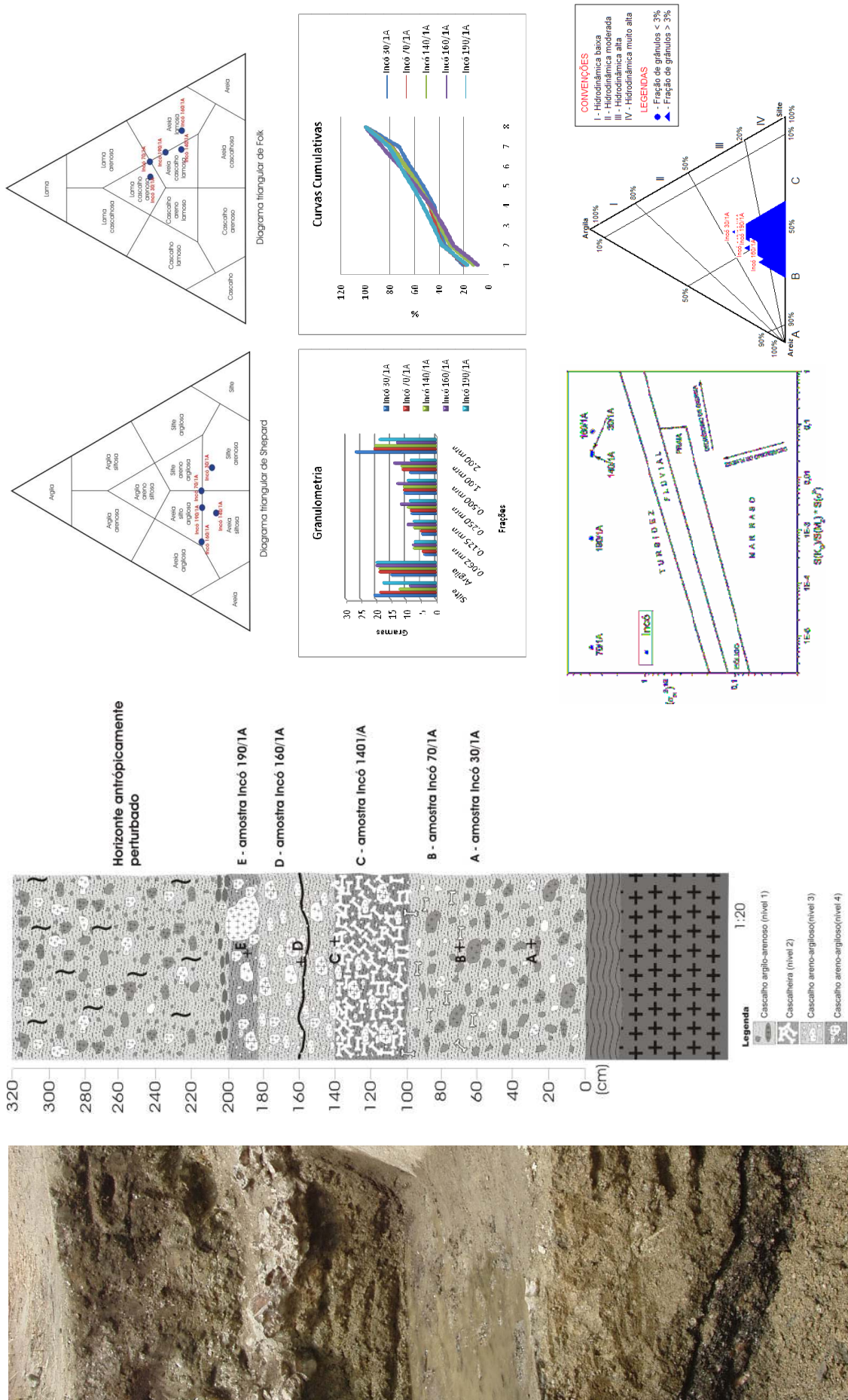


Figura 12 – Seção vertical do depósito de tanque em Fazenda Nova

6.2 ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA DO DEPÓSITO DE TANQUE

No intuito de caracterizar a unidade deposicional do tanque, 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 areia média e areia fina.

A análise morfoscópica 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 na tabela 07 para uma melhor visualização dos resultados.

A análise morfoscópica demonstrou para as amostras uma distribuição bastante heterogênea quanto à forma dos grãos, com baixa 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 área fonte dos sedimentos que preenchem o Tanque foi o próprio inselberg onde o mesmo se encontra, devido à sua geometria e grau de inclinação das encostas, constituindo assim uma bacia auto-contida. Embora atualmente o inselberg se encontre desprovido de qualquer cobertura superficial de alteração, o mesmo pode ter servido como área fonte de sedimentos em épocas passadas antes do manto de alteritas ser totalmente desnudado.

Tabela 07 – Análise morfooscópica da fração 0,25 mm do depósito de tanque.

Propriedades		Incó 30/1A	Incó 70/1A	Incó 140/1A
Distribuição por tamanho		Heterogêneo	Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação		Pouca agregação	Na maior parte agregados	Agregados
Esfericidade		27% Prismoidal 64% Sub-prismoidal	87% Sub-prismoidal	87% Sub-prismoidal
Arredondamento		11% Sub-anguloso 26% Anguloso 63% Muito anguloso	13% Sub-anguloso 30% Anguloso 45% Muito anguloso 12% Sub-arredondado	16% Sub-anguloso 22% Anguloso 56% Muito anguloso 6% Sub-arredondado
Textura Superficial		Polida	70% Polida 30% Fosco	60% Polida 40% Fosco
Opacidade		60% Opacos 40% Transparentes	86% Opacos 14% Transparentes	20% Opacos 80% Transparentes
Minerais		Quartzo, feldspato, biotita, muscovita	Turmalina, muscovita, pirita, quartzo, feldspato	Muscovita, pirita, quartzo, feldspato, turmalina, biotita

Propriedades		Incó 160/1A	Incó 190/1A
Distribuição por tamanho		Heterogêneo	Heterogêneo
Agregação		Agregados	Agregados
Esfericidade		35% Prismoidal 65% Sub-prismoidal	30% Prismoidal 70% Sub-prismoidal
Arredondamento		42% Anguloso 58% Muito ângulos	32% Anguloso 57% Muito anguloso 11% Sub-arredondado
Textura Superficial		75% Polida	70% Polida

Opacidade	25% Fosco	30% Fosco
	68% Opacos	70% Opacos
	32% Transparentes	30% Transparentes
Minerais	Ilmenita, Turmalina, pirita, quartzo	Turmalina, quartzo, feldspato, pirita, biotita

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. Para as amostras do tanque em questão, observou-se forte tendência à assimetria muito positiva, indicando o caráter arenoso do material, com concentração variável de grossos, que atinge mais de 25% na amostra Incó 30/2A. Esta situação, segundo Corrêa (2001), reflete o clima tropical semi-árido, 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 de baixa viscosidade.

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 muito platicúrticas (Tabela 08)

Tabela 08 – Parâmetros estatísticos das amostras do Tanque

Amostras	Seleção	Assimetria	Curtose
Incó 30/1A	3,8 – muito pobremente selecionado	0,3 – assimetria muito positiva	0,4 – muito platicúrtica
Incó 70/1A	3,8 – muito pobremente selecionado	0,2 – assimetria positiva	0,5 – muito platicúrtica
Incó 140/1A	3,8 – muito pobremente selecionado	0,3 – assimetria muito positiva	0,5 – muito platicúrtica
Incó 160/1A	3,6 – muito pobremente selecionado	0,4 – assimetria muito positiva	0,5 – muito platicúrtica
Incó 190/1A	3,8 – muito pobremente selecionado	0,2 – assimetria positiva	0,5 – muito platicúrtica

De fato, as análises estatísticas ora consideradas corroboram a hipótese sugerida por Silva & Corrêa (2004), de que há um controle direto dos mantos de alteração, elaborados sob condições semi-áridas, que forneceram o material para a colmatção dos tanques, 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; e de Sahu, que sugere que o ambiente deposicional foi de baixa viscosidade e fluidez, condizente aos transportes por fluxo de detritos a curtas distâncias (Figura 12).

6.3 A ANÁLISE MICROMORFOLÓGICA DOS 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.

A amostra **Incó 140/1A** apresentou diversos grãos poliminerálicos com cimentação carbonática, distribuição relacionada quitônica a porfirítica e formação de argila *in situ*. Alguns nódulos de ferro envolvendo grãos de quartzo e feldspatos com revestimento em halos indicam uma fase de ferruginização no perfil posterior a carbonatação (Fotos 13, 14 e 15).

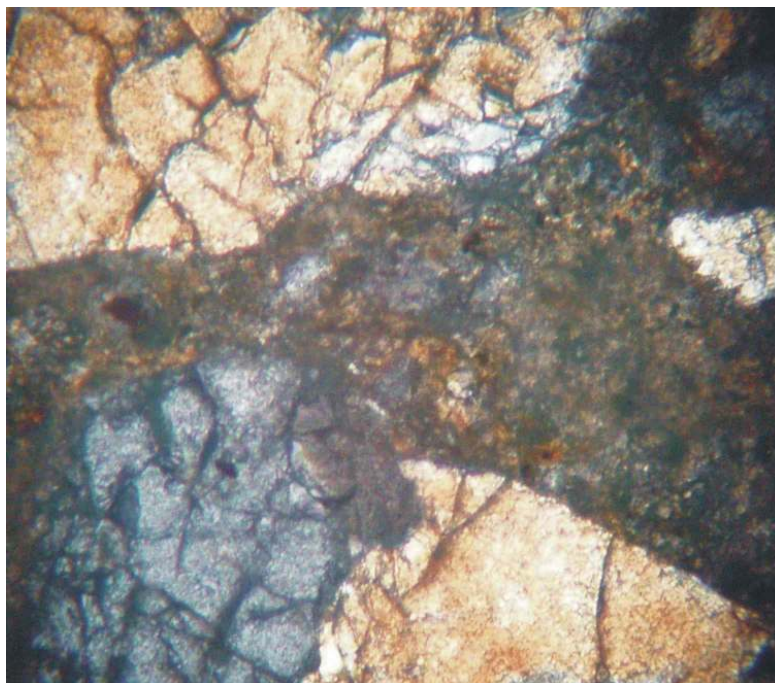


Foto 13 – Grãos poliminerálicos – luz polarizada.

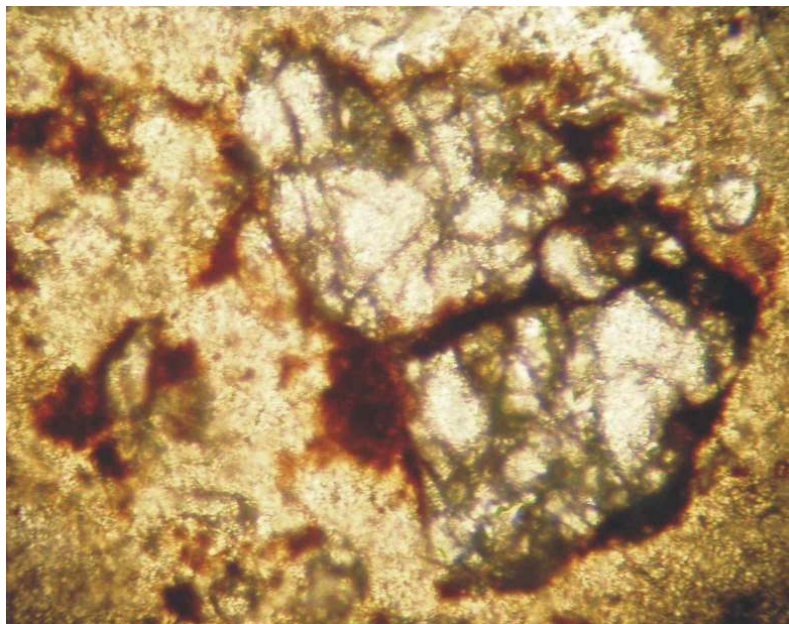


Foto 14 – Nódulos de Fe com revestimento em halo envolvendo grãos de feldspatos – luz branca.



Foto 15 – Nódulo ferralítico sobreposto ao cimento carbonático – luz branca.

A amostra **Incó 160/1A** apresentou estrutura maciça de pouca porosidade e uma distribuição relacionada com estrutura porfírica aberta a duplo espaço. Os grãos poliminerálicos apresentaram-se opacos, com revestimento de argila neoformada e agregados formando glébulas *in situ*.

Observou-se formação de pseudomorfos de feldspato com nódulos de Fe sendo formado *in situ* e sofrendo remobilização. Também foi observada evidência de carbonatação formando acumulações entre as redes de fraturas e planos de clivagem do feldspato, com bordas difusas integrando-se paulatinamente ao fundo matricial (Foto 16 e 17). A carbonatação apresenta-se amorfa não formando cristalárias, entretanto, a sobreposição da ferruginização ao cimento carbonático forma nódulos de Fe com bordas difusas (Foto 18).

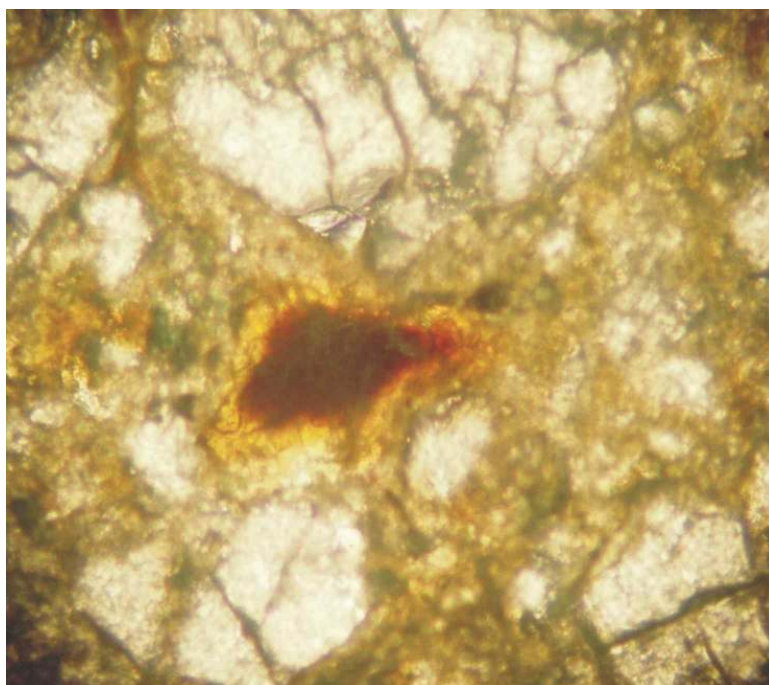


Foto 16 – Nódulos de Fe sendo formado *in situ* e sofrendo remobilização – luz branca.

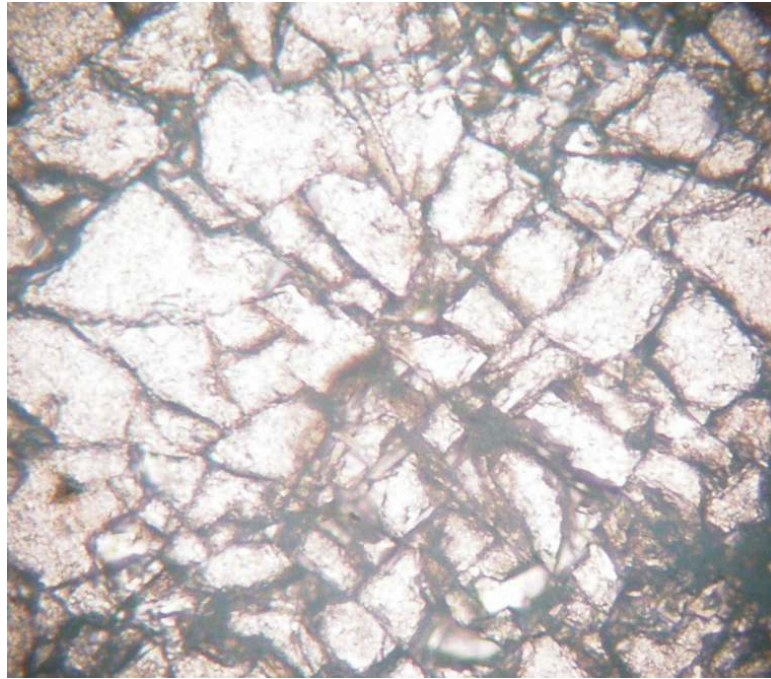


Foto 17 – Cimento carbonático formando acumulação entre a rede de fraturas e planos de clivagem dos feldspatos – luz branca.

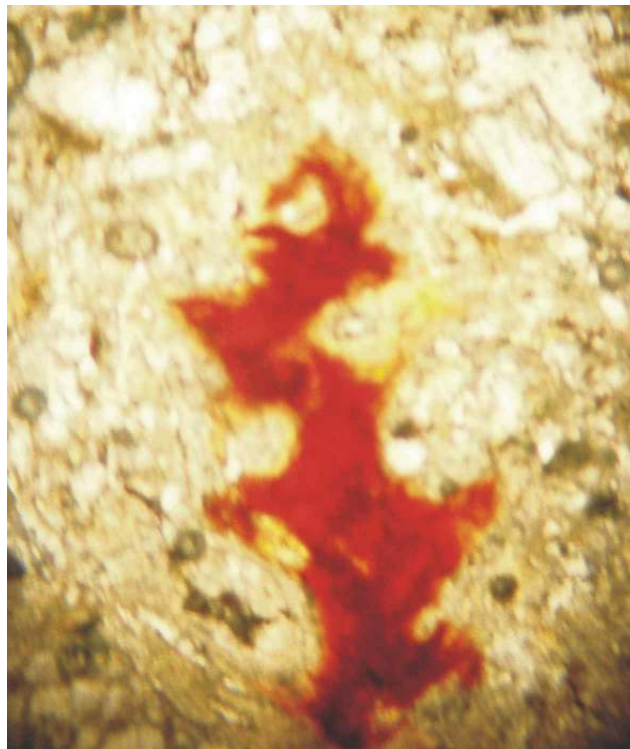


Foto 18 – Nódulo de Fe com borda difusa sobreposta ao cimento carbonático – luz branca.

A amostra **Incó 190/1A** apresentou uma estrutura maciça e grãos poliminerálicos; distribuição porfirítica aberta com grãos maiores pouco abundantes imersos em uma massa contínua de material fino. A matriz apresenta filamentos de matéria orgânica e o esqueleto é primordialmente formado por grãos de feldspatos. Nas zonas de concentração de argila nota-se a ocorrência de nódulos ferruginosos formados *in situ* (Fotos 19 e 20).

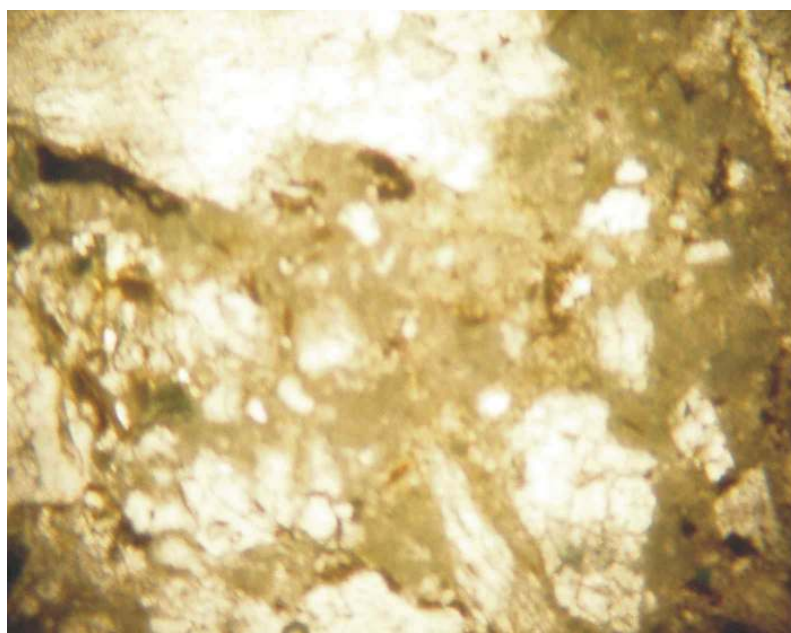


Foto 19 – Estrutura maciça com nódulos de Fe – luz branca

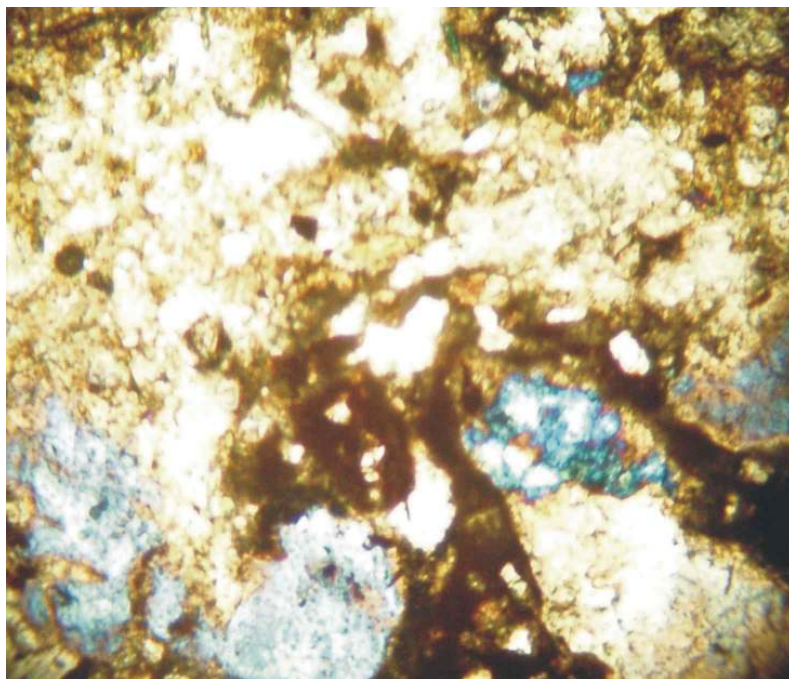


Foto 20 – Grãos poliminerálicos com filamentos de matéria orgânica – luz

6.4 O SIGNIFICADO DAS DATAS DE DEPOSIÇÃO

Com base nas evidências sedimentológicas apresentadas e na datação por LOE foi possível reconstruir, qualitativamente, os diversos cenários da dinâmica geomorfológica responsável pelo preenchimento do tanque estudado. As concentrações de radioisótopos medidos e idades finais foram agrupadas na tabela 09 para uma melhor visualização dos resultados.

Tabela 09 – Distribuição anual de Th, U, K e cálculo das idades finais das amostras do tanque da Fazenda Logradouro, Fazenda Nova.

Parâmetros	Incó 30/1A	Incó 70/1A	Incó 140/1A	Incó 160/1A	Incó 190/1A
Th (ppm)	5,294±0,191	3,598±0,130	3,333±0,120	3,390±0,120	4,503±0,162
U (PPM)	2,816±0,199	1,716±0,081	2,095±0,108	2,465±0,111	2,121±0,180
K (%)	0,606±0,088	0±0	0±0	0,256±0,037	0,139±0,020
Dose Anual (µGy/ano)	1.995±156	1.167±60	1.040±37	1.403±76	1.277±79
P (Gy)	47,13	-	61,25	63,09	25,28
Idade BP (ano)	23.600±3.100	-±-	58.900±5.000	45.000±4.700	19.800±2.200

O tanque da localidade Logradouro apresenta uma sucessão de unidades de preenchimento com sobreposição vertical separados por conglomerado, presença ou ausência de carbonato de cálcio e linhas de acumulação de seixos rolados. Duas amostras foram coletadas na base da primeira unidade do depósito, entretanto, a falta de idade coerente ou simplesmente a ausência de datação por LOE para as respectivas amostras não favoreceu uma interpretação lógica para os eventos de deposição. A proximidade deste nível com o manto de alteração *in situ* e/ou seu isolamento pelo conglomerado pode ter favorecido a contaminação deste nível e a perda do sinal da LOE. Contudo, a análise sedimentológica aponta para uma

dinâmica relacionada a fluxo de detrito de baixa viscosidade provavelmente ligada a um evento climático de grande pluviosidade capaz de gerar cascalho suportado por matriz argilo-arenoso.

O segundo nível amostrado, um conglomerado suportado por clastos e bioclastos com cimento de carbonato de cálcio, apresentou uma idade de 58,9 Ka ap. 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 a uma reumidificação ligeira do clima após o penúltimo máximo glacial, antes que a cobertura vegetal se recuperasse da semi-aridez que antecederia este evento.

A terceira unidade amostrada trata-se de um cascalho suportado por matriz areno-argiloso e sua idade foi de 45 Ka. Mais uma vez a data aponta para um mecanismo desencadeador de cunho climático, possivelmente relacionado a eventos pluviais máximos de grande magnitude e baixa recorrência no penúltimo stadial do Pleistoceno Superior. A permanência de filamentos de carbonato de cálcio no perfil sugere uma posterior estabilidade da paisagem com períodos de não-deposição onde a camada ficou exposta durante um período de tempo suficientemente longo para a formação de um paleossolo cálcico (calcrete) sob regime climático de extrema aridez. Entretanto, após a formação do paleossolo, a área atravessou momentos com períodos mais úmidos capazes de gerar um nível de ferruginização em nódulos nitidamente sobrepostos aos níveis calcinomorfos.

O quarto nível de coleta interpretado como um cascalho suportado por matriz areno-argiloso, forneceu a idade de 19,8 Ka ap. Esta camada apresentou ausência de carbonato de cálcio, entretanto, fragmentos de rochas proveniente das laterais do tanque atestam que imperava na área uma arenização mecânica ligada à

preponderância do intemperismo físico em relação ao químico. Sendo assim, esta camada está provavelmente relacionada a eventos deposicionais ocorridos no último máximo glacial (UMG) desencadeados por eventos sazonais com máximos pluviais de baixa recorrência em um padrão climático semi-árido severo. A existência de uma linha de acumulação de seixos rolados no topo da deposição sugere ainda que a área possa ter atravessado posteriormente uma longa fase de semi-aridez sob vegetação de caatinga favorecendo a erosão laminar com remoção das fácies argilo-sílticas e concentração de grossos, seguido de uma súbita retomada da umidade gerando o depósito de cascalho superior condizente a eventos pluviais de grande magnitude.

6.4.1 Interpretação da Dinâmica Ambiental para Fazenda Nova

Analisando em escala temporal a estratigrafia do depósito de tanque foi possível reconstruir qualitativamente os cenários de deposição responsáveis pelo seu preenchimento, percebendo-se que alguns eventos estão relacionados a ritmos climáticos já conhecidos para o Nordeste do Brasil desde o Pleistoceno Superior (Figura 13).

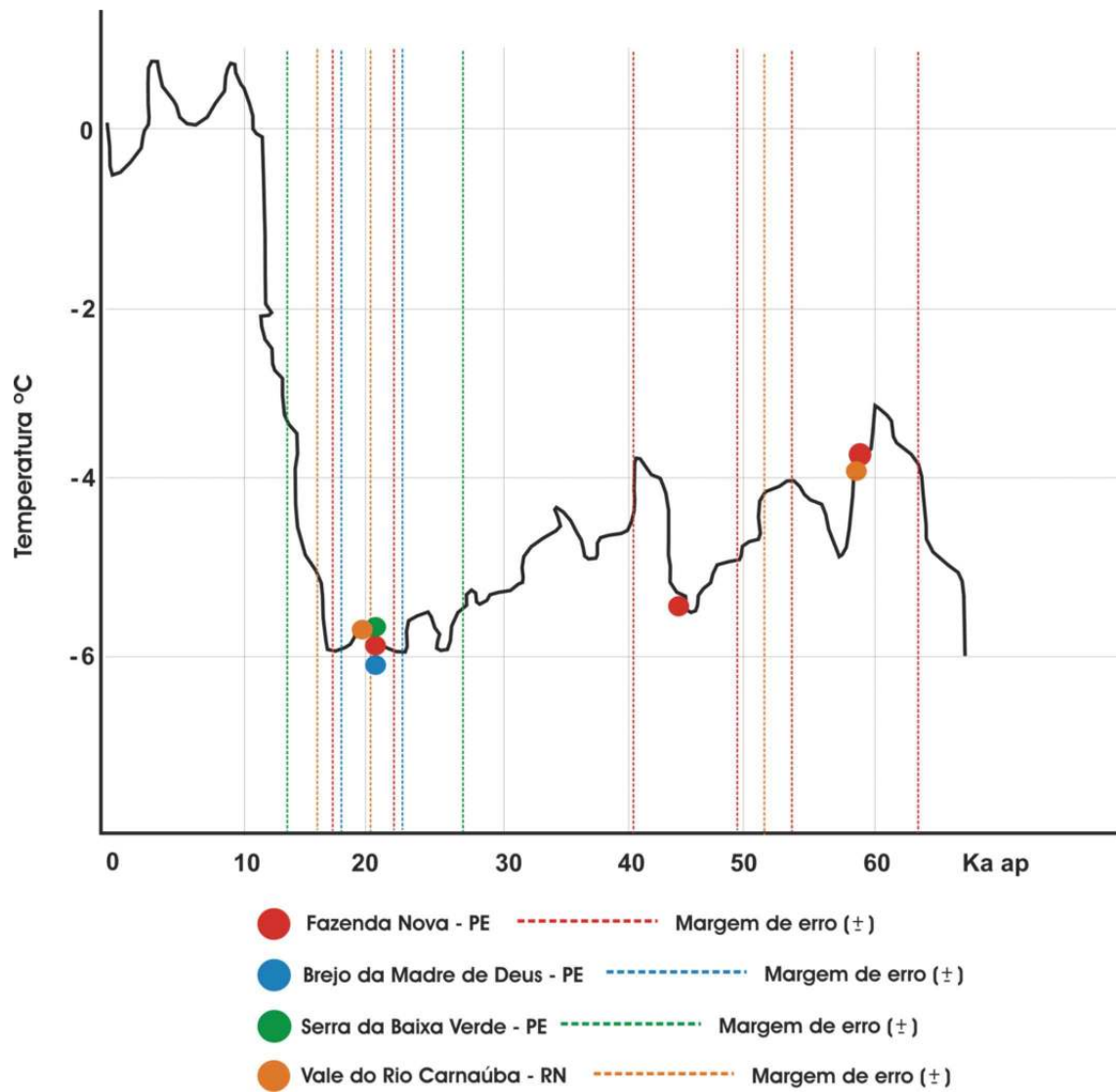


Figura 13 – Idades obtidas para algumas áreas do Nordeste do Brasil relacionado às mudanças de temperatura globais (Fonte: Modificado de Petit et al., 1999).

A unidade basal é marcada por uma remoção das coberturas residuais do entorno do tanque por fluxos de detritos de baixa viscosidade associados, provavelmente à atuação de sistemas meteorológicos convectivos em períodos de aridez concernentes ao anti-penúltimo stadial sob vegetação de caatinga arbóreo-arbustiva, que serviu como um anteparo para os clastos maiores liberando apenas as frações grossas.

Durante o penúltimo interestadial, a cerca de 58,9 Ka, a paisagem foi marcada por uma remobilização maciça dos fragmentos clásticos das coberturas superficiais. Este evento está associado a uma cobertura vegetal aberta após período de secura prolongada deixando disponível sobre a superfície apenas os materiais mais grossos (ossos da megafauna e fragmentos de rochas) sendo removidos por movimentos de massa sob condições torrenciais, dando origem a uma cascalheira que posteriormente se converteria em conglomerado sob cimentação carbonática. Esta interpretação está em concordância com a formação de colúvios ligados a fluxos de detritos na região do vale do Rio Carnaúba, Seridó potiguar, estudado por Mutzenberg (2007), confirmando assim, a ocorrência de um episódio de reumidificação com fortes tempestades convectivas.

No penúltimo stadial do Pleistoceno, com temperaturas rebaixadas e predominância de períodos bastante secos em relação à fase anterior, eventos isolados de alta precipitação promoveram a remoção dos materiais rudáceos para o eixo do tanque. O evento datado em 45 Ka, reforça a interpretação de eventos ocasionais de alto grau pluviométrico inseridos em um clima mais frio e seco durante este período.

Existiu ainda um período mais seco relacionado ao UMG, o que corresponderia a uma pausa na sedimentação terrígena e formação de carbonato de cálcio. A ocorrência de longos períodos de extrema aridez seguidos de períodos com precipitação proporcionou oscilações mais ou menos rápidas ou pronunciadas do nível d'água favorecendo a carbonatação através da mobilidade do carbonato de cálcio no perfil. Datações realizadas por Alves (no prelo) em 19,4 Ka para o cimento carbonático permite inferir que a bacia não funcionou como área de estocagem de sedimento durante o último interestadial.

O UMG na área foi marcado por uma nova remobilização dos mantos de intemperismo relacionada a um clima provavelmente mais frio e seco com eventos de chuvas sazonais de alta magnitude, a cerca de 19,8 Ka. Eventos de coluvionamento associados a uma reumidificação do ambiente no UMG encontram-se bem marcado por Corrêa (2001) para a Serra da Baixa Verde, Corrêa et al (Manuscrito Inédito) para Brejo da Madre de Deus e Mutzemberg (2007) para o vale do Rio Carnaúba, RN. Estas evidências corroboram a hipótese da ocorrência de chuvas torrenciais isolados durante o UMG para o Nordeste do Brasil, que então restava sob um clima semi-árido severo.

Eventos contemporâneos de invasão do ar polar sobre baixas latitudes tropicais como o evento “Poço dos Andes” ocorrido em 1975, responsável por intensa onda de frio nas áreas afetadas pelo anticiclone polar móvel que ocasionou fortes e persistentes chuvas frontais para o saliente nordestino (Figura 14), demonstram que a ciclicidade da circulação atmosférica atual pode servir como análogo ao entendimento de eventos extremos de cunho climático regional ocorridos desde o final da última glaciação.

No Holoceno médio e superior um período de umidificação e estabilização da vegetação foi evidenciado por Alves (No prelo) através de registros de matéria orgânica datadas em 6,26 Ka e 1,35 Ka ap., respectivamente. Flutuação do nível d'água favoreceu a formação de ferruginização do depósito com formação de nódulos. Ao final do período certamente a erosão laminar era o processo predominante com remoção das fácies argilo-sílticas e concentração de grossos atestando que este funcionou como um paleopavimento.

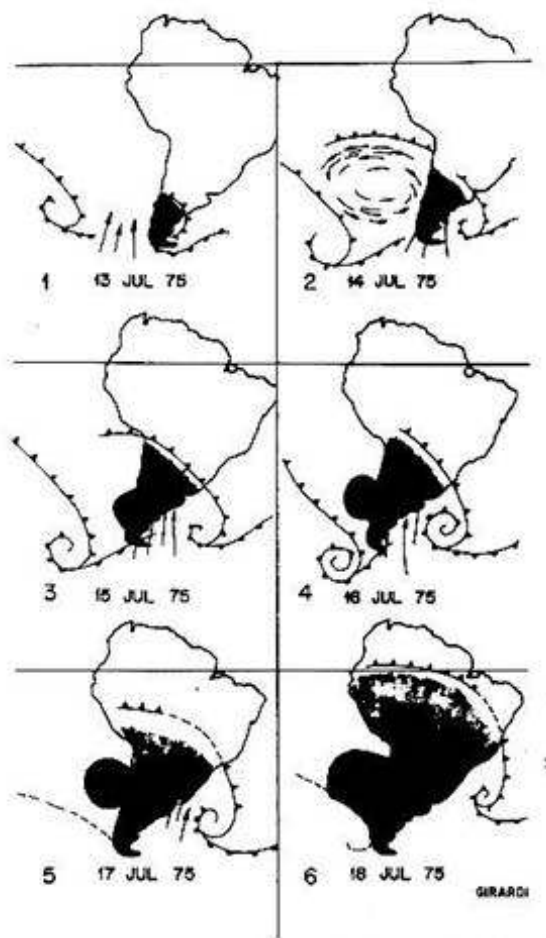


Figura 14 – Esquematização do evento “Poço dos Andes” baseados na seqüência fotográfica de Satélite Geoestacionário SMS-2, entre 13 e 18 de julho de 1975. (Fonte: <http://www.master.iag.usp.br/ensino/sinotica/aula09/AULA09.htm>)

A relação entre o volume de montmorilonita e caulinita nas camadas analisadas favoreceu a interpretação da dinâmica de formação e remoção dos mantos de intemperismo desde o antipenúltimo interestadial, corroborando as interpretações baseadas nas datações dos sedimentos (Gráficos 03 e 04).

Gráfico 03 – Relação do volume entre montmorilonita e caulinita encontradas nas camadas do depósito de tanque.

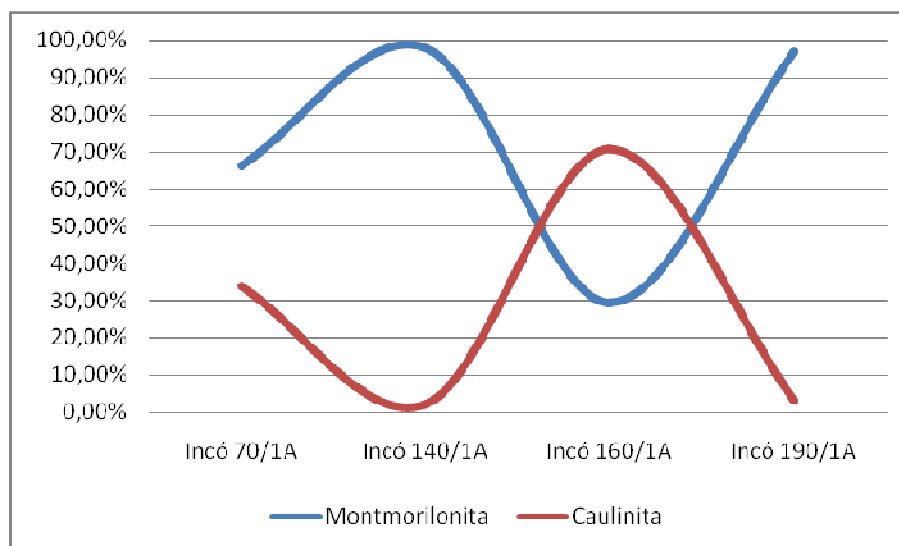
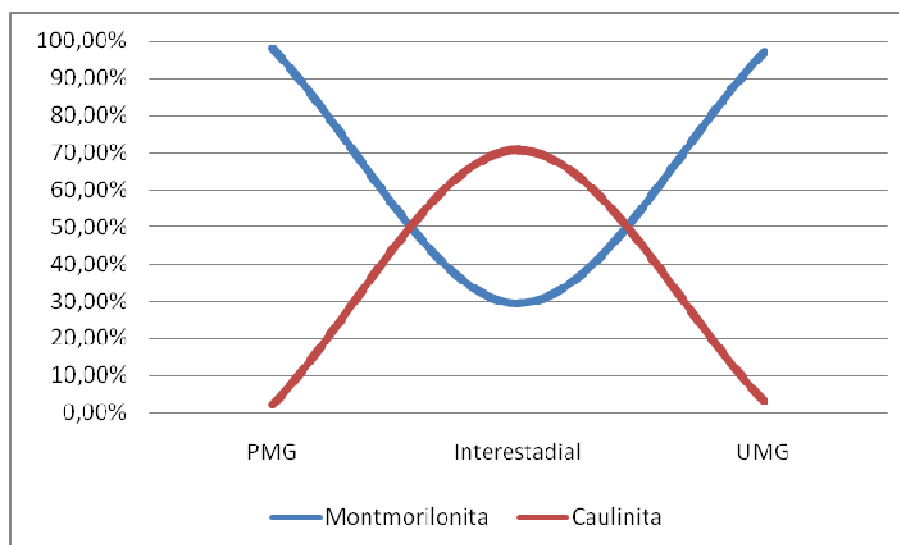


Gráfico 04 – Gráfico hipotético da formação dos mantos de intemperismo relacionados ao volume de montmorilonita e caulinita em escala temporal para o depósito de tanque.



É possível observar que a 58,9 Ka houve uma remobilização do manto de alteração montmorilonítico, possivelmente elaborado no antipenúltimo máximo

glacial (PMG). A 45 Ka, durante o final do penúltimo interestadial, o manto de alteração, que ocupava uma posição superficial da paisagem, evoluiu no sentido da monossilitização com formação de caulinita provavelmente devido a uma perda absoluta da sílica para os horizontes inferiores, onde a mesma pode ter contribuído para a neoformação de montmorilonita, aumentando assim, consideravelmente a participação dessa argila no nível estratigráfico imediatamente inferior. A condição de afloramento superficial deste nível pode ser observada mesmo macroscopicamente pela presença de um nível ferruginizado com pequenos nódulos e concreções sobrepostos à estrutura deposicional do sedimento. No UMG, há um retorno à bissialitização relacionada a uma ambiente seco, com pouco intemperismo químico e predominância da erosão.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As conclusões a respeito da evolução ambiental para a área de Fazenda Nova foram baseadas na análise morfoestratigráfica do depósito de tanque da Fazenda Logradouro. Os depósitos que preenchem o tanque foram derivados por sedimentação gravitacional do tipo fluxo de detrito, sob condições torrenciais, evidenciando que estes registros tiveram sua gênese associada a ciclos de pedogênese/morfogênese sob diversas combinações de semi-aridez atuantes na área.

As idades obtidas para os três níveis estratigráficos datáveis atestaram uma dinâmica episódica de remoção dos mantos de alteração, com pulsos bem marcados, atestando que o tanque funcionou como área de estocagem de sedimento durante episódios de maior energia do clima para o sistema erosivo/deposicional, controlado pelas mudanças climáticas regionais ocorridas desde o penúltimo máximo glacial.

Um nível conglomerático composto por inúmeros ossos de megafauna datado em 58,9 Ka, atesta que o episódio de mortandade dessas espécies registrado no tanque da Fazenda Logradouro em Brejo da Madre de Deus ocorreu anteriormente à presença do homem na área, refutando, pelo menos com base nas evidências encontradas na área, a hipótese de convivência destes com paleo-índios, já que o registro de ocupação humana mais antigo na área foi datado em 9.150 anos AP (Canto, 1998).

A presença de calcrete no depósito (cimentação carbonática de origem pedogenética) foi datada em 19,4 Ka, atestando um período de aridez severa que antecedeu à reumidificação geral do ambiente dentro do saliente nordestino durante a transição Pleistoceno/Holoceno como atestado por Corrêa (2001), Corrêa et. al. (Manuscrito Inédito) e Mutzenberg (2007). Entretanto, nódulos de ferro sobrepondo-se ao cimento carbonático demonstram que as fases úmidas do Holoceno deram início a uma possível destruição do carbonato preexistente, a partir do estabelecimento de uma fase de ferruginização dos depósitos.

Com relação ao método adotado por esta pesquisa, a datação por LOE combinado aos estudos geomorfológicos de detalhe forneceram importantes contribuições ao estudo da evolução sedimentar do depósito de tanque, permitindo inferir uma cronologia inicial para as condições ambientais nas quais o transporte e as deposições se processaram na área de estudo.

A interpretação da dinâmica geomorfológica através do registro sedimentar encontrado no tanque da fazenda Logradouro forneceu 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.

10 REFERÊNCIAS

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.

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.

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.

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.

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

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.

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.

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

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.

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. 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. *Utilização dos depósitos de encostas dos brejos pernambucano como marcadores paleoclimáticos*. (Manuscrito Inédito).

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. 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. *Notas de aula*, 2005.

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: 28-44, 2005.

DE OLIVEIRA, P. E., BARRETO, A. M.F., SUGUIO, K. Late Pleistocene Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: The fóssil dunes of the

middle São Francisco River. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 152: 319 – 337, 1999.

EMBRAPA. *Manual de métodos de análises do solo*. Ed. EMBRAPA/CNPS, 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.cnps.embrapa.br/zapenet/index.htm>. Recife, 2002.

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.

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.

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.

GEOFFREY-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.

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*, Espírito Santo, 2005.

GRAHAM, J. Collection and analysis of field data. In: TUCKER, M. *Techniques in Sedimentology*. London: Blackwell, 1995, p. 05 -62.

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.

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.

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.

MARTIN, G. *Pré-história do Nordeste do Brasil*. Recife: Ed. Universitária da UFPE, 1996.

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.

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.

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.

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.

NIMER, E. *Climatologia do Brasil*. 2ª ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1989, pp.315-361.

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. *Dictionaire des Sols*. Paris: La Maison Rustique, 1958.

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.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. *História Ecológica da Terra*. São Paulo: Edgard Blucher, 1994.

SAHU, B. K. Depositional mechanisms from size analysis of clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34: 73-83, 1964.

SANTOS, J. C. *Reconstrução paleoambiental dos depósitos sedimentares neogênicos do Parque Nacional Serra da Capivara e circunvizinhanças, Piauí*. (no Prelo).

SEMMEEL, 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.

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, 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.

SOUZA, A. O. & CORRÊA, A. C. B. *Aplicabilidade da técnica da paleosuperfície da carta Belo Jardim – PE, na escala 1:100 000 para a interpretação geomorfológica da área*. Manuscrito inédito.

STOKES, S. Luminescence dating applications in geomorphological research. *Geomorphology*, v. 29, p. 153 – 171, 1999.

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.

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.

TWIDALE, C. R. *Granite Landforms*. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Co., 1982. 372p.

VIDAL ROMANÍ, J. & TWIDALE, R. C. Formas y paisajes graníticos. Universidade da Corunã, A Corunã. 1998.

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.