

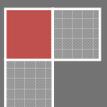


**DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DO AMBIENTE
DE ENCOSTA EM BELO JARDIM – PE: UMA
ANALISE A ABORDAGEM A PARTIR DA
PERSPECTIVA MORFOESTRATIGRÁFICA
APLICADA AOS DEPÓSITOS COLUVIAIS**



JEFFERSON SANTANA MELO

RECIFE (PE) - 2008





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

**DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DO AMBIENTE DE ENCOSTA EM
BELO JARDIM – PE: UMA ANÁLISE A ABORDAGEM A PARTIR DA
PERSPECTIVA MORFOESTRATIGRÁFICA APLICADA AOS
DEPÓSITOS COLUVIAIS**

JEFFERSON SANTANA MELO

Recife (PE)

2008

JEFFERSON SANTANA MELO

**DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DO AMBIENTE DE ENCOSTA EM
BELO JARDIM – PE: UMA ANÁLISE A ABORDAGEM A PARTIR DA
PERSPECTIVA MORFOESTRATIGRÁFICA APLICADA AOS
DEPÓSITOS COLUVIAIS**

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.

Recife (PE)

2008

Melo, Jefferson Santana

Dinâmica Geomorfológica do ambiente de encosta em Belo Jardim – PE: Uma análise a abordagem a partir da perspectiva morfoestratigráfica aplicada aos depósitos coluviais / Jefferson Santana Melo. – Recife: O Autor, 2008.

114 folhas: il.,fig.,tab.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CFCH. Geografia, 2008.

Inclui: bibliografia

1. Geografia. 2. Geomorfologia – Dinâmica 3. Sedimentos
(Geologia). 4. Sedimentação e depósitos – Belo Jardim (PE). 5.
Colúvios. I. Título.

911

CDU (2 ed.)

UFPE

910

CDU (22 ed.)

BCFCH2008/108

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO - UFPE
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS – CFCH
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS –DCG
CURSO DE MESTRADO EM GEOGRAFIA –CMG

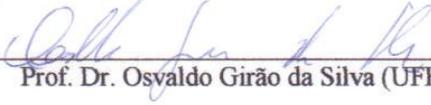
JEFFERSON SANTANA MELO

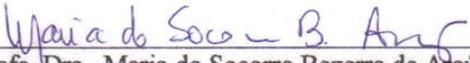
**Título: “DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DO AMBIENTE DE ENCOSTA EM
BELO JARDIM – PE: UMA ANÁLISE A ABORDAGEM A PARTIR DA
PERSPECTIVA MORFOESTRATIGRÁFICA APLICADA AOS DEPÓSITOS
COLUVIAIS”**

BANCA EXAMINADORA

TITULARES:

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

1º. Examinador: 
Prof. Dr. Osvaldo Girão da Silva (UFRPE)

2º. Examinador: 
Profa. Dra. Maria do Socorro Bezerra de Araújo (UFPE)

APROVADA em 29 de agosto de 2008.

RCMS

AGRADECIMENTO

Agradeço primeiramente ao meu grande e bom Deus, que permitiu mais essa conquista e a quem devemos pela existência de tudo e todos.

Agradeço a minha família pela convivência, educação e formação.

Agradeço a minha namorada pela força e compreensão apresentada durante a elaboração da dissertação.

Agradeço ao meu orientador Professor Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa, que durante todo o processo demonstrou competência, profissionalismo e a arte de orientar um trabalho dessa natureza com experiência, dedicação, paciência, discutindo e apresentando informações e sugestões fundamentadas, que contribuíram para o aprimoramento das idéias aqui desenvolvidas.

Aos amigos do Grupo de Estudos do Quaternário do Nordeste do Brasil (GEQUA).

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

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.

Aos amigos, que conheci durante a formação acadêmica pelo companheirismo demonstrado nessa longa jornada.

Não poderia esquecer de registrar meu agradecimento especial a Danielle Gomes da Silva, pela sua determinação e generosidade, a qual dedicou seu valioso tempo em revisões dos textos produzidos, contribuindo com importantes sugestões para a superação de alguns obstáculos surgidos no processo de elaboração do trabalho.

“No fim dá certo, se não deu é porque não chegou ao fim”. (Sabino, 1988)

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	10
LISTA DE TABELAS	12
RESUMO.....	13
ABSTRACT	14
1. INTRODUÇÃO	16
1.1 JUSTIFICATIVA	17
1.2 OBJETIVO.....	17
2. CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO	19
2.1 LOCALIZAÇÃO	19
2.2 DINÂMICA CLIMÁTICA.....	20
2.3 GEOLOGIA REGIONAL	25
2.4 GEOMORFOLOGIA	29
2.4.1 Compartimentação Geomorfológica do Distrito de Tabocas	30
2.5 ASPECTOS PEDOLÓGICOS	33
4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	38
4.1 O PERÍODO QUATERNÁRIO.....	38
4.1.2 Glaciações do Quaternário.....	41
4.1.3 Depósitos do Quaternário.....	45
4.1.3.1 Fácies eluvionares	46
4.1.3.2 Fácies coluvionares.....	47
4.2 A GÊNESE DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS E O CICLO DE MILANKOVITCH	50

4.3 AS MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO BRASIL	54
4.4 A TEORIA DA CICLICIDADE	59
4.5 ESTUDOS DOS COLÚVIOS E A SUA IMPORTÂNCIA PALEOCLIMÁTICA..	61
4.6 FUNDAMENTOS DA MOFOESTRATIGRAFIA.....	64
4.6.1 Aloestratigrafia	64
4.6.2 Estudos das Fácies Sedimentológicas	67
4.7 O ESTUDO DOS SISTEMAS AMBIENTAIS	69
5. MÉTODOS E TÉCNICAS.....	73
5.1 O TRABALHO DE CAMPO	73
5.2 O MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO	73
5.3 A ANÁLISE DA DENSIDADE DE DRENAGEM	74
5.4 MÉTODOS E TÉCNICAS DA ANÁLISE DOS SEDIMENTOS	79
5.4.1 A Análise Sedimentológica.....	81
5.5 O MÉTODO DA LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA(LOE)....	85
6. RESULTADOS E CORRELAÇÃO DOS DADOS	90
6.1. ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA DAS SEÇÕES VERTICAIS DO COLÚVIO DE TABOCAS	90
6.2 SIGNIFICADOS DAS DATAÇÕES DO COLÚVIO E ESTUDO DA DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DE TABOCAS	99
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	108
8. BIBLIOGRAFIA	109

LISTA DE FIGURAS

Figura 01	Localização geográfica da área de estudo.....	20
Figura 02	Circulação Atmosférica no Nordeste.....	22
Figura 03	Gráfico Ombrotérmico de Belo Jardim.....	23
Figura 04	Gráfico Ombrotérmico de Brejo da Madre de Deus.....	23
Figura 05	Gráfico de Temperatura dos Municípios de Belo Jardim e Brejo da Madre de Deus.....	25
Figura 06	Esboço geológico para a área de estudo.....	28
Figura 07	Mapa Geomorfológico da área de Tabocas, Brejo da Madre de Deus.....	32
Figura 08	Mapa da distribuição da cobertura pedológica em Tabocas	37
Figura 09	História da Glaciação.....	43
Figura 10	Gráfico da variação do período Estadial e Interstadial.....	44
Figura 11	Resposta geomórfica e de vegetação a mudanças climáticas abruptas.....	49
Figura 12	Ciclo de Precessão dos Equinócios.....	52
Figura 13	Ciclo de Obliquidade.....	53
Figura 14	Ciclo da Excentricidade.....	54
Figura 15	Unidades aloestratigráfica superpostas (1-4), definida por descontinuidades traçáveis lateralmente.....	65
Figura 16	Classificação aloestratigráfica de depósitos contínuos e litologicamente semelhantes.....	66

Figura 17	Mapa geológico e Índice da Densidade de Drenagem da carta topográfica Belo Jardim.....	77
Figura 18	Diagrama representando os diferentes graus de arredondamento e esfericidade.....	85
Figura 19	Área de coleta no distrito de Tabocas.....	91
Figura 20	Unidade basal amostrado.....	92
Figura 21	Segundo nível amostrado.....	92
Figura 22	“Stone-line” separando o segundo e o terceiro nível amostrado.....	93
Figura 23	Unidade superior do colúvio amostrado.....	93
Figura 24	Seção vertical do colúvio estudado.....	94
Figura 25	Diagrama triangular de classificação de sedimentos clásticos de acordo com a granulometria.....	97
Figura 26	Transição de um período estadal para interestadial, onde a vegetação ainda não respondeu ao processo de reumidificação.....	102
Figura 27 -	Esquematização do evento “Poço dos Andes” baseados na seqüência fotográfica de Satélite Geoestacionário SMS-2, entre 13 e 18 de julho de 1975.....	103
Figura 28 –	Mineralogia de argila da amostra Tabocas 190/1B.....	105
Figura 29 -	Mineralogia de argila da amostra 340/1B.....	106
Figura 30 -	Mineralogia de argila da amostra Tabocas 360/1B.....	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Relação de causa e efeito entre os ambiente de sedimentação e as fácies sedimentares.....	68
Tabela 2	Classificação de ambientes típicos de sedimentação moderna (selley, 1976).....	70
Tabela 3	Escala qualitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de seleção.....	83
Tabela 4	Escala qualitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau assimetria.....	83
Tabela 5	Escala qualitativa de Folk & Ward (1957) para classificação dos valores de curtose.....	83
Tabela 6	Análise morfoscópica da fração 0,25 mm do colúvio de Tabocas.....	95
Tabela 7	Resultado da distribuição granulométrica.....	96
Tabela 8	Parâmetros estatísticos das amostras de tabocas.....	99
Tabela 9	Idade dos Colúvio de Tabocas.....	100

RESUMO

A presente pesquisa procurou avaliar a dinâmica geomorfológica de uma área ecologicamente disjunta dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema priorizando a ocorrência de depósitos sedimentares datáveis que foram identificados após um levantamento qualitativo das feições geomorfológicas. A área tipo escolhida foi o distrito de Tabocas, no município de Brejo da Madre de Deus, Pernambuco. Dentre as diversas feições encontradas, foram os depósitos de encosta, os colúvios, sob a forma de rampa que foi escolhido para a reconstrução da dinâmica geomorfológica. A estratigrafia dos materiais que estruturam a superfície da paisagem foi definida a partir da elaboração de seções verticais. Análises sedimentológica, difração de raio X das argilas e datação pelo método da Luminescência Opticamente Estimada (LOE) foram realizadas a fim de se obter uma reconstrução modelística qualitativa dos eventos deposicionais. Os resultados obtidos indicam a ocorrência de eventos pontuais de remobilização do material de encosta como resposta dinâmica dos sistemas geomorfológicos aos eventos de oscilações climáticas desde o PMG.

Palavras-chave: Dinâmica Geomorfológica, Colúvios, Datação por LOE.

ABSTRACT

This present research tried to evaluate the geomorphological dynamic of the elevated compartments of the Borborema Highlands prioritizing the occurrence of sedimentary deposits dated that were identified after a qualitative rising of the geomorphological features. The chosen area type was the district of Tabocas, in the municipal district of Brejo da Madre de Deus, Pernambuco. Between the several found features, they were the hillslope deposits, the colluvial aprons, under the ramp form that was chosen for the reconstruction of the geomorphological dynamic. The stratigraphic of the materials that structure the surface of the landscape was defined starting from the elaboration of vertical sections. Analysis sedimentológica, X-ray diffraction of clay minerals analysis and Optically stimulated luminescence (OSL) dating of quartz and feldspar, aiming at providing the necessary data for a qualitative reconstruction model of depositional events. The obtained results indicate the occurrence of discrete events of hillslope material remobilization as a dynamic response of the geomorphological systems to the events of climatic oscillations from PMG.

Keyword: Geomorphological dynamic, hillslope sediments, OSL dating.

1. INTRODUÇÃO

A classificação morfoestratigráfica é uma metodologia muito importante para os estudos dos depósitos quaternários, sobretudo aqueles que tiveram sua origem desencadeada por eventos de cunho climático. Desta forma o estudo ora proposto buscou construir uma proposta de investigação fundamentada na elaboração de colunas estratigráficas e análises sedimentológicas, a fim de fornecer base para a identificação e interpretação da paisagem geomorfológica a partir dos sedimentos estudados - os depósitos correlativos.

Sendo assim, a pesquisa teve como objetivo norteador os estudos dos depósitos quaternários, tendo em vista as relações existentes entre os sedimentos e as páleo-drenagens, proporcionando assim a compreensão da gênese das formas atuais, visto que a drenagem é um dos parâmetros mais importantes na esculturação e modelagem do relevo, como descrito por Christofolletti (1974). O reconhecimento estratigráfico dos depósitos sedimentares no Município de Brejo da Madre de Deus, e a adição de técnicas de datação absoluta, visaram reconstruir a dinâmica sub-recente dos sistemas físicos de superfície terrestre e suas formas resultantes.

A fim de por em prática o esquema de pesquisa acima proposto, foram realizadas análises sedimentológicas, difração de raio X das argilas e datação pelo método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), procurando interpretar as seqüências dos eventos desestabilizadores das encostas desencadeados por mudanças climáticas ocorridas na área em questão.

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.

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 presente trabalho teve por objetivo os estudos dos depósitos do quaternário no colúvio de Tabocas, inserido ao longo da carta Belo Jardim, Pernambuco, a 1: 100.000, através da utilização do método da morfoestratigrafia. Este, por sua vez, é um método de reconhecimento estratigráfico dos depósitos do Quaternário, que torna possível uma identificação mais precisa das discontinuidades entre as camadas sedimentares.

Nesta proposta de estudo parte-se do pressuposto de que as unidades morfológicas presentes nos depósitos sedimentares podem ser herdadas de períodos em que estiveram em operação eventos desencadeadores de grande magnitude, que poderão ser comprovados e descritos a partir de um minucioso estudo dos mesmos. Com a identificação destes sedimentos pode-se analisar se os materiais são oriundos da drenagem local, de uma páleo-drenagem não mais ativa na área ou ainda se são típicos do ambiente deposicional de encostas.

2. CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

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 Tabocas, situado na microrregião do Vale do Ipojuca, distando cerca de 200 Km da cidade do Recife. A área de estudo é delimitada pelos paralelos de 08°11'348" e 36°20'534, perfazendo uma superfície de aproximadamente 300 Km², inserido dentro dos domínios da bacia hidrográfica do Rio Capibaribe.

O acesso à área faz-se a partir de Recife através da rodovia federal BR-232 até a cidade de Caruaru e daí pela rodovia estadual PE-104 até Brejo da Madre de Deus. 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.

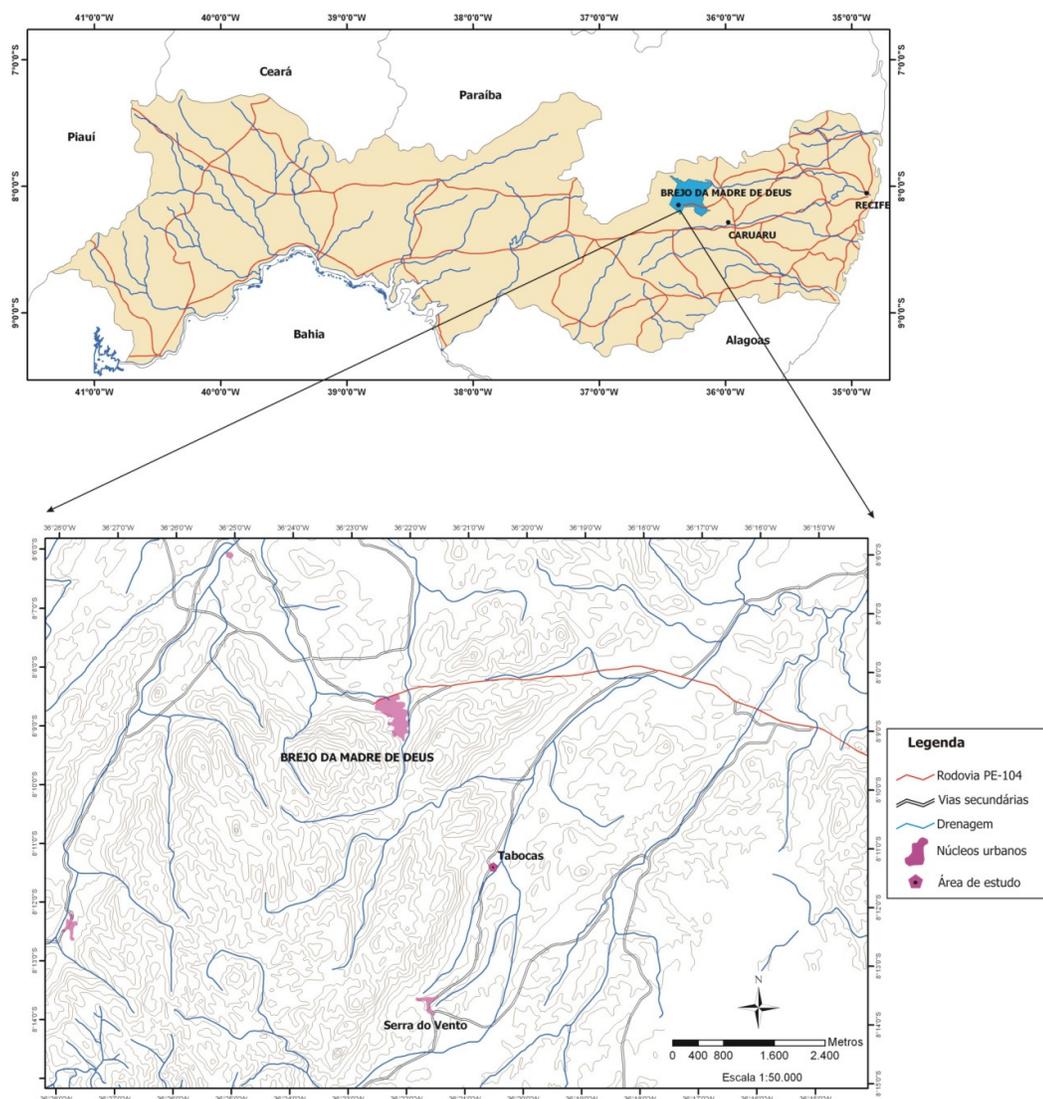


Figura 01 – Localização geográfica da área de estudo

2.2 DINÂMICA CLIMÁTICA.

Na região Nordeste, as conjunções de diferentes sistemas de circulação atmosféricas são as responsáveis pela grande diversidade de temperatura e distribuição de chuvas. Um dos principais sistemas que atua anualmente é o anticiclone semi-fixo do Atlântico sul, que condiciona temperaturas moderadamente

elevadas e forte umidade em virtude da evaporação marítima. Esta massa mantém estabilidade do tempo que cessa com a chegada das correntes perturbadas, as quais são responsáveis pela instabilidade e chuvas na região.

Fazem parte da circulação atmosférica do NE as seguintes correntes de circulação perturbadas responsáveis pela instabilidade da região: As correntes perturbadas do sul, representadas pelas descargas da FPA; As correntes perturbadas do N, representadas pelos deslocamentos da ZCIT, na qual seu posicionamento 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, pois 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; as correntes perturbadas de L, representados pelos alísios oriundos do anticiclone tropical do atlântico sul; E por fim as correntes perturbadas de W, indicadas pelas linhas de instabilidades tropicais, com origem nas depressões barométricas induzidas em dorsais de altas.



Figura 2: Circulação Atmosférica no Nordeste (Fonte: INPE).

Na análise climatológica local, foram analisados dados meteorológicos disponíveis no LAMEPE/ITEP de dois municípios: Brejo da Madre de Deus, onde se localiza o distrito de Tabocas; e Belo Jardim, município que faz divisa com a área de estudo. Gráficos ombrotérmicos de ambos os municípios foram elaborados segundo a classificação climática de Gaussen, a partir dos dados de temperatura e pluviosidade.

Tomando como ponto inicial de análise os dados de pluviosidade, percebe-se uma concentração de máximas pluviométricas em alguns meses do ano, estando, portanto em conformidade com os parâmetros pluviométricos da região Nordeste, onde o município de Belo Jardim, a 616m de altitude, apresentou uma média anual de 790,7 mm, com chuvas concentradas nos meses de abril a junho, sendo o período seco superior a 9 meses (Figura 3). Já o município de Brejo da Madre de Deus, a 646m de altitude, apresentou um total pluviométrico anual no valor de 844

mm, com os períodos chuvosos concentrados nos meses de maio a junho, com cerca de 50% da precipitação e períodos secos de 7 a 9 meses (Figura 4).

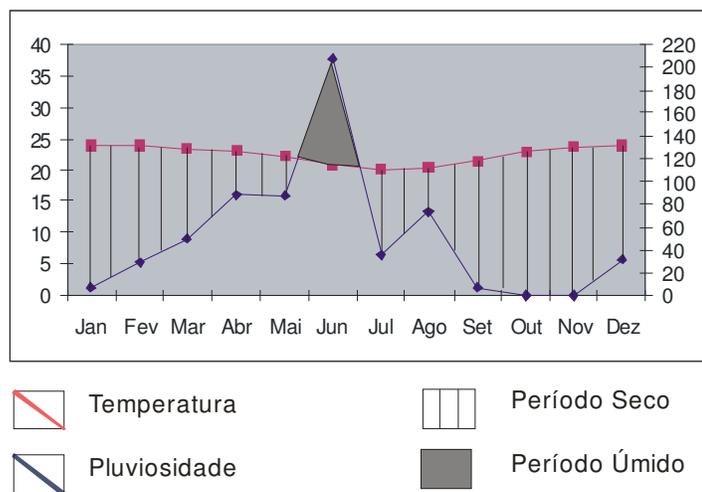


Figura 3: Gráfico Ombrotérmico de Belo Jardim.

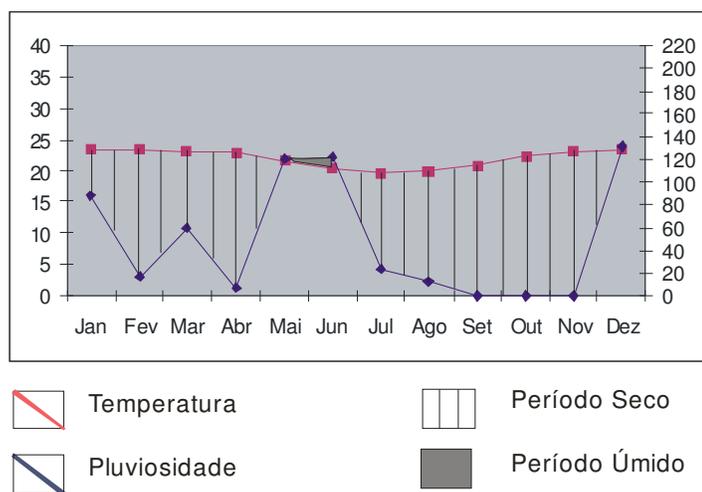


Figura 4: Gráfico Ombrotérmico de Brejo da Madre de Deus.

Na análise da distribuição espacial da concentração das precipitações, percebe-se a forte relação com os sistemas de correntes perturbadas, pois as máximas pluviométricas de Belo Jardim e Brejo da Madre de Deus que acontecem nos meses de maio a junho, ou seja, com máximas no outono e mínimas na

primavera estão em consonância com a influência da zona de convergência intertropical (ZCIT), que apresenta sua posição mais meridional no verão e outono, como também pelas ondas de este (EW) e as correntes perturbadas de sul (FPA).

Entretanto, assim como em toda a região do Nordeste, o comportamento da precipitação é de extrema complexidade, por ser uma área de encontro de diversos sistemas de circulação, com concentrações de precipitação variáveis e padrões bem distintos. Essas irregularidades muitas vezes estão atreladas a alguns eventos climatológicos como: o Dipolo do Atlântico, que se caracteriza por ser um fenômeno que muda a circulação meridional da atmosfera e inibe ou aumenta a formação de nuvens sobre o Nordeste do Brasil e alguns países da África, diminuindo ou aumentando a precipitação; outro fenômeno que afeta variações interanuais das precipitações no Nordeste brasileiro é o evento El Niño - Oscilação Sul (ENOS), que é caracterizado por um aquecimento anormal das águas do Pacífico tropical central e leste, em torno de 1C° quando elevadas ou de 4°C a 6°C quando muito elevada, onde a média térmica é de 23°C . Esse fenômeno produz centros ciclônicos e forte subsidência sobre o Norte e Nordeste da América do Sul, ora provocando escassez de chuvas no Nordeste, ora aumentando o índice pluviométrico.

Em virtude de sua posição geográfica, a área de estudo possui temperaturas elevadas, comum a região, devido a sua proximidade com a linha do equador. Entretanto as temperaturas tornam-se mais amenas em virtude do efeito da altitude, e com a chegada da FPA no inverno. Em consonância com esses fatores, o município de Belo Jardim e Brejo da Madre de Deus apresentam temperaturas médias anuais altas, sendo respectivamente, $22,5^{\circ}\text{C}$ e $22,0^{\circ}\text{C}$. No que se referem às mínimas, essas se apresentam localizadas nos meses de julho a agosto.

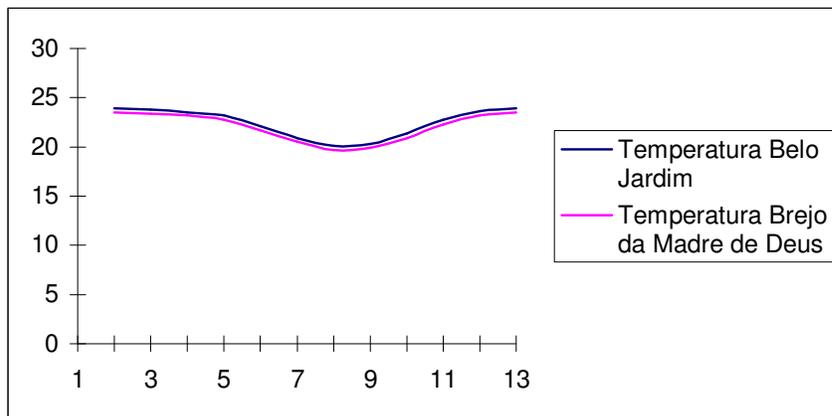


Figura 5: Gráfico de Temperatura dos Municípios de Belo Jardim e Brejo da Madre de Deus.

2.3 GEOLOGIA REGIONAL

Dentro de um contexto geológico regional, o distrito de Tabocas, está inserido dentro da Província Borborema, na qual compreende os terrenos do NE do Brasil submetidos à orogênese brasileira. Trata-se de uma unidade tectônica de grande complexidade litológica e estrutural e de acordo com Corrêa (2001, *apud* MORAES, 1924). O maciço da Borborema é constituído de rochas cristalinas de diversos tipos como gnaiss e xistos, e intercalações de calcários cristalinos, sendo todos atravessados por massas plutônicas, quase todas exclusivamente ácidas.

Numa primeira divisão em compartimentos morfoestruturais, o Planalto da Borborema pode ser tratado a partir de duas feições tectônicas, da influencia da estruturação das rochas metamórficas e dos relevos desenvolvidos em corpos plutônicos, onde o resultado dos diferentes graus de resistência das rochas sob o ataque de diferentes tipos de intemperismo é o responsável pela formação das áreas das serras e das depressões.

Brito Neves (1975) faz alusão à importância dos lineamentos, destacando seu papel de condicionadores de alinhamento de serras e de eixos de depressões, estando ligado aos principais eixos do arqueamento regional.

Desses lineamentos, o primeiro a ser destacado é o Lineamento Pernambuco, que de acordo com Silva (2007), inicia-se na zona costeira de Recife, separando-se em dois domínios: o domínio ao sul, denominado de Externo ou Meridional, e o domínio ao norte, conhecido como Transversal, sendo composta 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. O segundo lineamento a ser destacado é a Z. C. Fazenda Nova, na qual exibiu critérios cinemáticos sinistrais originados em estágio submagmático, mostrando uma evolução na deformação de fluxo viscoso a deformação no estado sólido (SILVA, 2007).

Em uma análise geológica detalhada, o distrito de Tabocas é formado por três unidades litológicas: a primeira, Suíte Itaporanga, é constituída pelo Pluton Fazenda Nova, de fácies dioríticas, composta por quartzo monzodioritos equigranulares de granulação fina a média e coloração cinza – Suíte metaluminoza cálcio-alcálica de alto potássio (parte do Batólito Caruaru Arcoverde). A segunda unidade, a Suíte Itaporanga, é formada pelo Plúton Caruaru-Arcoverde, e este por sua vez possui, Hornblenda biotita quartzo sienitos, sienogranitos e monzogranitos inequigranulares grossos, localmente porfiríticos (fenocristais de K-F com até 5 cm de comprimento), de coloração rósea a avermelhada, com enclaves microgranulares de quartzo diorito, fazendo também parte do Batólito Caruaru-Arcoverde. E por fim, a Suíte Intrusiva Itaporanga - Plúton Fazenda Nova, composta por Biotita hornblenda quartzo monzonitos a monzogranitos porfiríticos (fenocristais de K-F com até 10 cm de

comprimento), de coloração cinza, localmente rosa, associados com dioritos e quartzo dioritos, com feições de coexistência e mistura de magmas.

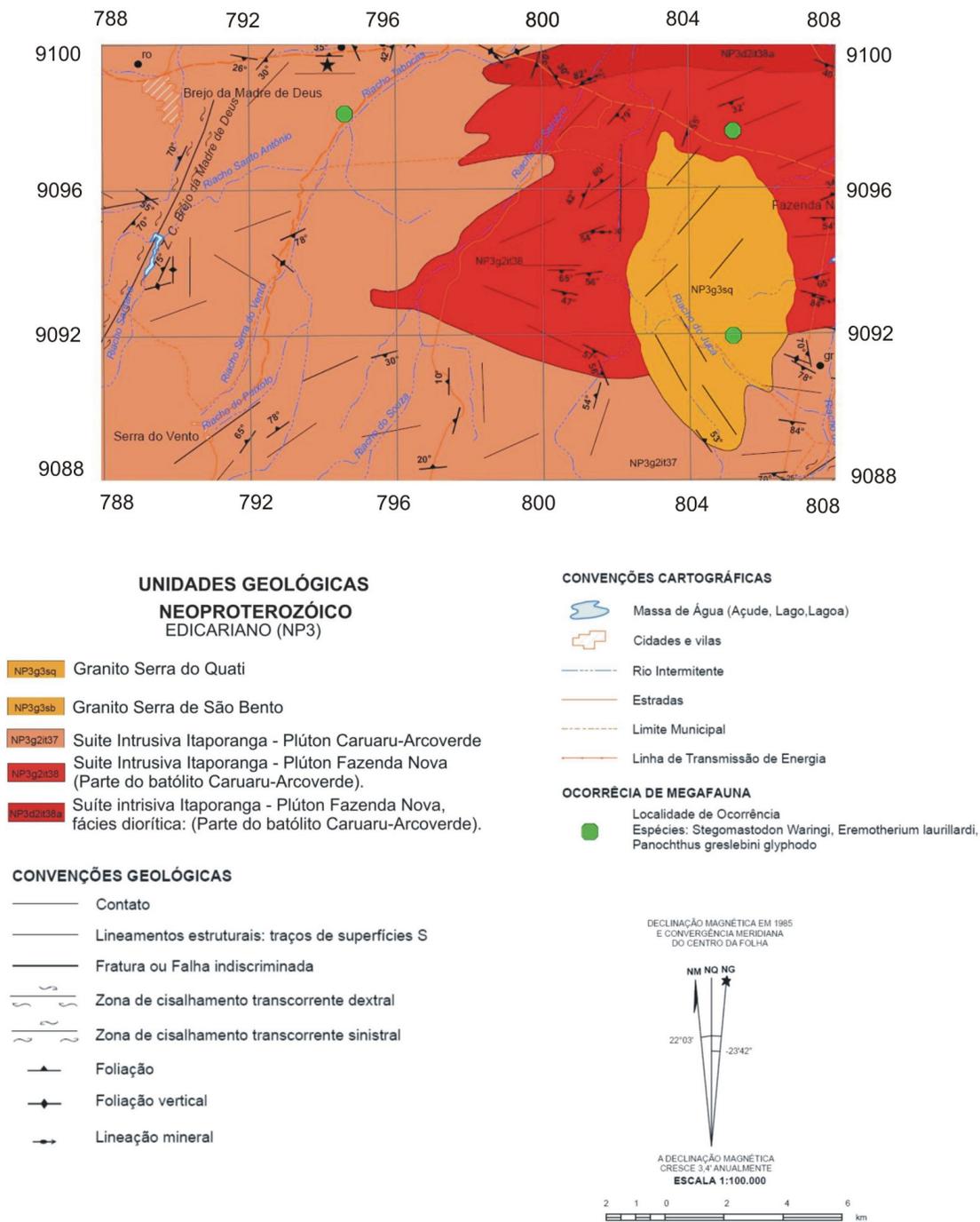


Figura 06 – Esboço geológico para a área de estudo (modificado de CPRM, 2006)

2.4 GEOMORFOLOGIA

Do ponto de vista morfoestrutural, o Planalto da Borborema, é constituído por um complexo de gnaisses, xistos e plutons, pré-cambrianos que formam um maciço montanhoso. A sua fisiografia reflete a influência das feições tectônicas desenvolvidas em corpos plutônicos e da estruturação dos compartimentos formados sobre rochas metamórficas, visto que essas formas de relevo têm uma forte relação com a erosão, principalmente no que diz respeito à erosão diferencial, na qual o relevo vai refletir as formas resultantes desse desgaste, onde as rochas mais rebaixadas corresponderiam às rochas mais tenras ou que sofreram subsidência tectônica, evidenciado pela orientação e entalhe dos vales, exibindo diversos níveis de aprofundamento ao passo que toda região elevada seria composta de rochas duras ou soerguida tectonicamente.

Na Borborema, essas vastas extensões de áreas compostas por rochas metamórficas, associadas às faixas móveis pré-cambrianas, durante o Cenozóico foram submetidas à flexura do rebordo continental para o leste, devido ao levantamento tectônico, onde a partir dessa flexura as vertentes orientais da Borborema passaram a funcionar como áreas de exposição a favor das massas de ar úmidas de E e SE. Como resultado dessa exposição, a drenagem acelerou a dissecação do relevo ao contrário do que ocorreu na vertente ocidental, situada na sombra pluvial (CASTRO, 1977). Esse processo formou um arranjo de blocos soerguidos, rebaixados e basculados que, ao sofrerem a esculturação pelos agentes exógenos, resultou num modelado em cristas, inselbergs e depressões.

As cristas constituem os núcleos mais elevados formados por granitos, gnaisses e migmatitos, enquanto nas áreas deprimidas estão os micaxistos, nos quais

a drenagem se encaixa. Já 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).

A fim de proporcionar uma melhor visualização da área de estudo, sugere-se uma compartimentação geomorfológica numa visualização no âmbito de detalhe, escala de 1:50.000, onde a área referente ao distrito de Tabocas, encontra-se inserido em um vale estrutural, formado por uma silhueta de serras que seguem, grosso modo, as direções estruturais dominantes do embasamento cristalino (NE-SW) e que se elevam até 800 metros de altitude, dando a área uma posição de sombra pluvial.

2.4.1 Compartimentação Geomorfológica do Distrito de Tabocas

I. Plano Aluvial: Compõe-se de uma morfologia plana, constituída pela planície aluvial, apresentando formas alongadas de estocagem de sedimentos, com predomínio do escoamento superficial e o entrincheiramento da drenagem, na qual raramente transitam para rampas de colúvio-aluvio sem a interferência do pedimento rochoso, possuindo um terraço que cobre a superfície dissecada. Tais terraços podem ter origem em modelos deposicionais de climas diferentes, como aponta Riccomini (2000) para os leques aluviais provindos de clima árido que se caracterizam pela presença de depósitos de fluxo de detritos, contendo seixos a blocos. Entretanto, os que têm sua origem em clima úmido, caracteriza-se pela presença de processos cíclicos de construção e abandono de lobos deposicionais arenosos durante o Quaternário.

II. Cimeiras: São superfícies que transitam em rampas suaves para os fundos dos vales, denotando certo controle litológico dos grano-dioritos, correspondendo aos níveis acima de 800 metros de altitude com uma feição de topo em crista e desprovido de cobertura sedimentar e vegetação, na qual o substrato rochoso está exposto a superfície, pois foram dissecados pelos cursos d'água.

III. Encostas com Cobertura Coluvionar: Esta unidade corresponde a feições deposicionais inclinadas, localizadas em vertentes e sopés de relevos mais ou menos acentuados, normalmente resultantes da movimentação declive abaixo de um elúvio, se desenvolvendo em direção as reentrâncias, cabeceiras de drenagem e fundos de vale. Tal unidade de relevo é de intrínseca importância para a compreensão dos modelos evolutivos da paisagem, já que evidenciam as mais importantes alterações climáticas presentes na superfície erosiva.

IV. Baixas Encostas 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* (SILVA, 2007).

V – Pedimentos a 650m: Cunha & Guerra (2006) definem essa unidade como uma superfície suavemente inclinada, situada no sopé de uma encosta mais íngreme, cortando a rocha do substrato, sendo separado da vertente superior por uma rápida mudança do ângulo de declividade. São desenvolvidos durante períodos em que as condições climáticas favorecem a operação de processos hidrodinâmicos e de meteorização, sendo tais condições evidenciadas pelos processos degradacionais, como os fluxos em lençol bastante ativos, dando origem a uma superfície de erosão.

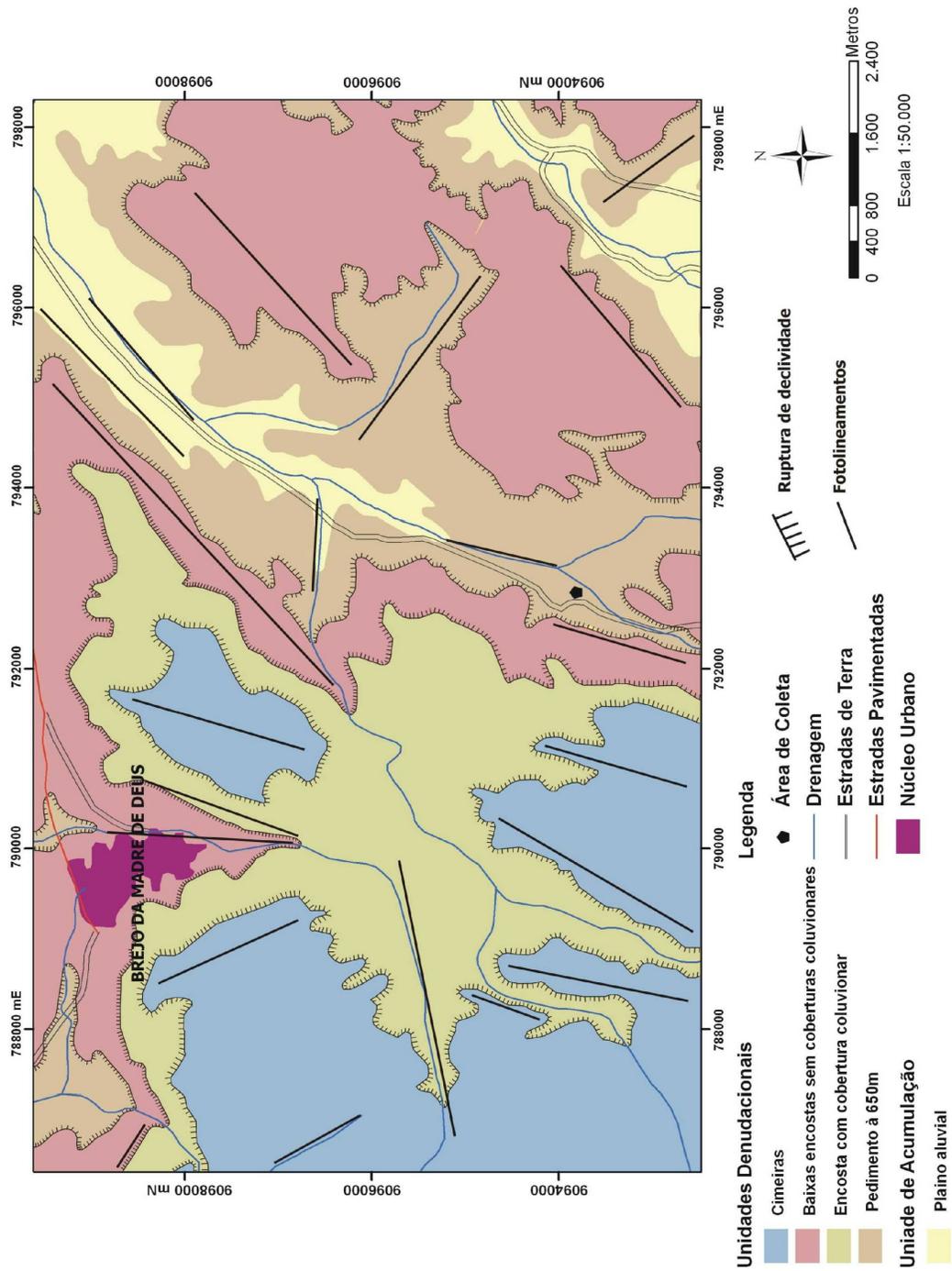


Figura 07 - Mapa Geomorfológico da área de Taboca, Brejo da Madre de Deus.

2.5 ASPECTOS PEDOLÓGICOS

A formação do solo está relacionada a vários elementos como: o clima, relevo, tempo, e à rocha matriz, sendo esses elementos de extrema importância, pois juntos, refletem as características da dinâmica fisiografia da sua formação.

Na análise da contribuição desses elementos à formação do solo, a rocha matriz, fornece os minerais para sua composição, logo a sua origem está intrinsecamente relacionada à desagregação das rochas. Portanto, na análise dos stocks litológicos é possível compreender certas propriedades dos solos, como é afirmado por Salgado Vieira (1975): “do conhecimento das características das rochas, pode-se tirar conclusões das principais propriedades físicas e químicas do solo, que tiveram nela seu material original, isto, no entanto deve estar relacionado às condições climáticas”.

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 formados sobre encostas com pouca inclinação, os quais podem permanecer tempo suficiente na paisagem até atingirem a maturidade pedológica necessária ao seu completo desenvolvimento (CORRÊA, 1997).

Já o clima, um dos fatores mais importantes na formação do solo, interfere na intensidade e no tipo de intemperismo presente, onde nos climas mais úmidos, ocorre maior atuação do intemperismo químico e a presença de minerais secundários, e no clima semi-árido, a maior contribuição do intemperismo físico, com

a formação de minerais primários. Junto a esses fatores atua o elemento tempo que intervem na espessura do material pedogenético.

Para identificação dos tipos de solos presentes na área de estudo foi utilizado como base à classificação aplicada pelo levantamento de baixa e média intensidade de solos do Estado de Pernambuco produzido pela EMBRAPA - Solos (2002), portanto, dentro da nova classificação dos solos. Dentro dessa base de dados foi retirada a porção referente à carta de Belo Jardim, destacando-se os seguintes tipos de solos Argissolos, Neossolos Litólicos, Neossolos Regolíticos, Neossolos Fluvícos, Gleissolos e Planossolos.

No segmento da carta, referente ao distrito de Tabocas, o solo com maior expressão areal foram os argissolos, que ocorrem em situações de superfície com inclinações um pouco acentuadas, como os colúvios, mas não se restringe a ele, pois é encontrado em várias unidades de relevo, desenvolvendo-se em saprólitos de granito porfiróide-biotita e associações de gnaisses graníticos, possuindo altos teores de acidez. Este solo define-se por apresenta um horizonte B textural, caracterizado pela acumulação de argila, apresentando diferenças significativas no teor de argila entre os horizontes A e B, passando de um horizonte superficial mais arenoso para um horizonte B mais argiloso, portanto considerados solos argilo-arenoso 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.

Os neossolos regolíticos e neossolos litólicos são tipicamente rasos, arenosos com cascalhos e pedregosos, sendo solos poucos evoluídos possuindo alto

teor de minerais primários facilmente intemperizáveis e fragmentos de rocha. Na área se destacam os neossolos litólicos, pois se apresentam como a segunda maior concentração areal, caracterizando-se pela presença do horizonte A sobre a rocha ou sobre o horizonte C pouco espesso. Estes ocorrem associados a afloramentos rochosos das paisagens mais íngremes da área, possuindo rápida e fraca permeabilidade e, por conseguinte baixa capacidade de retenção d'água, facilitando o escoamento superficial, sendo esta situação um dos fatores da grande suscetibilidade desse solo a erosão.

Aliados também a esses solos encontram-se na área os gleissolos neossolos flúvicos, onde estes são formados pela sedimentação recente dos rios sob camadas estratificadas, mas sem relação genética entre si. Este primeiro possui 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.

Por último, numa pequena expressão, foram encontrados os planossolos, cuja ocorrência se dá preferencialmente em área de relevo plano ou suave ondulado, onde as condições ambientais e do próprio solo favorecem vigência periódica anual do excesso de água, caracterizando desta forma um ambiente redutor, mesmo que de curta duração, especialmente sujeitas à estiagem, e até mesmo sob condições de clima semi-árido. 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. Tal transição abrupta

entre os horizontes, em função dos contrastes texturais e estruturais, responde pela alta suscetibilidade desse solo a erosão.

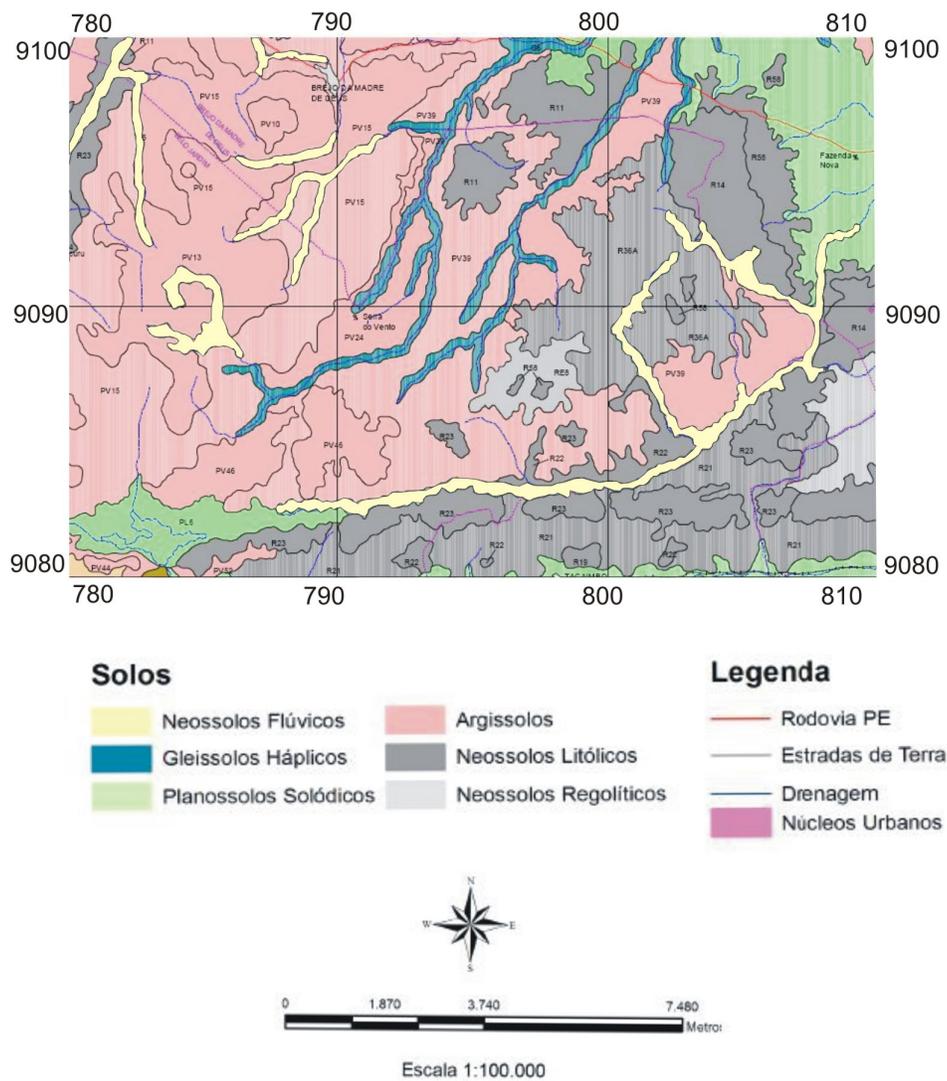


Figura 08 – Mapa da distribuição da cobertura pedológica em Tabocas (Modificado da EMBRAPA, 2002)

4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 O PERÍODO QUATERNÁRIO

O período Quaternário é de intrínseca importância para a compreensão da gênese da paisagem atual. Este período geológico é constituído de aproximadamente 1,6 a 2 milhões de anos de acordo com a União Internacional para o Estudo do Quaternário (INQUA). Dividindo-se em dois períodos, o primeiro denomina-se de Pleistoceno e o segundo de Holoceno, esse com duração dos últimos 10 mil anos até os dias atuais.

A diferença desses períodos se dá em função dos critérios de depósitos contendo espécies viventes ou estratos de fósseis de moluscos com mais de 70% correspondente a espécie vivente. Segundo Suguio (2001, *apud* CAMPY & CHALINE, 1987), o período Quaternário é definido por conteúdos bioestratigráficos faunísticos e florísticos de formas predominantemente vivente, sendo marcada como a idade das glaciações e do homem.

Para o estudo do Quaternário se exige mais do que um estudo baseado na observação e na lógica científica, visto que a elucidação deste período requer uma análise minuciosa dos pequenos eventos cíclicos que não podem ser compreendidos somente pela lógica humana. Portanto, neste contexto de contribuição da elucidação pretérita da evolução da paisagem, os estudos sedimentológicos são imprescindíveis, porque encontram na paisagem localizações que indicam como se deu a evolução da mesma.

Nesta forma de percepção de entender a superfície da terra, na escala geológica do presente estudo, os depósitos correlativos podem se torna um guia na

revelação da história da paisagem. E como a meta deste trabalho é elucidar a evolução da geomorfológica da área, busca-se nos depósitos sedimentares, o tipo de cenário que possa evidenciar esta relação, onde tais depósitos sugerem um modelo processo resposta, cujos processos podem ser reconhecidos a partir do tipo de energia que despede no sistema, que é regulado pelas características fitogeográficas da área. A intensidade da energia vai ser reconhecida pela geometria dos sedimentos, influenciando a forma da superfície deposicional. Essa influencia pode ser resumidas em duas categorias de acordo com Corrêa (2001): Elementos físicos, tais como a velocidade da corrente e sua viscosidade; fatores químicos, como o pH e salinidade, e os elementos biológicos, de menor expressividade, como os húmus, que funciona como um catalisador dos processos. Dentro deste contexto de troca de energia é de fundamental importância caracterizar as condições ambientais na qual forneceram energia para formação da paisagem.

Portanto, caracterizar o Quaternário é entender como os processos geomorfológicos que atuaram no passado - e deixaram evidências geológicas e geomorfológicas que ainda estão na paisagem, seja de forma parcial ou total, resistindo às intempéries e a erosão, diferentemente de outras evidências que já foram em grande parte exumada da superfície terrestre - atuam para formação da paisagem atual, visto que o estudo dos processos atuais nos permite correlacionar com processos pretéritos prevendo a resposta do sistema, desta forma reconstruindo a paisagem pretérita.

Percebe-se em fim, que na construção geomorfológica de um ambiente, ocorre uma interseção de vários fatores físicos, e uma das inter-relações que intervêm de forma intensa e com respostas rápidas no sistema, é a ação climática sobre os sedimentos da superfície da terra que, em modificações físicas e químicas,

deixam claras evidências na paisagem, nos permitindo fazer previsões sobre as instabilidades climáticas pretéritas.

Então, conclui-se que para entender a evolução do relevo faz-se necessário compreender as mudanças climáticas ao longo do Quaternário, os períodos de glaciações e interglaciação, e como o homem vem interagindo neste fenômeno. Sendo assim, torna-se necessário entender como os efeitos das glaciações e interglaciações ocorridas ao longo do Quaternário, repercutiram sobre a superfície da terra, como eles têm atuado sobre as rochas, relevo e quais as suas influências sobre as regiões que são afetadas e não são afetadas diretamente por elas.

Nessa jornada as oscilações da temperatura ao longo do Quaternário comprovam a dinâmica do clima, que se encontra em constante mudança. Nestas transformações devem-se enfatizar as transformações climáticas que podem ser de longa duração, ocorrendo em escalas geológicas de milhares de anos ou de curta duração, que ocorrem em um período de tempo perceptível na escala humana.

De acordo com Salgado-Leaboriau (2007) o Quaternário foi um período de grandes oscilações climáticas, com longos intervalos de temperatura, intercalando-se com tempos mais quentes semelhantes ao presente, onde somente 17% do tempo do clima foram semelhantes ao que temos hoje. Portanto, a atmosfera pretérita era bastante diferente da atual. Embora, já seja a partir da Era do Paleozóico, que a atmosfera começa a guardar semelhanças com a atual, possibilitando o enorme desenvolvimento da vida no planeta e a ocorrência de glaciações.

Outra característica presente nesse período são as variações no comportamento da temperatura, sendo 16 variações climáticas, onde se tem um período frio de 100.000 anos intercalado com épocas mais quentes, com duração

aproximada de 20.000 anos. A variação da temperatura dentro dos períodos do Quaternário é a seguinte: em sua maior parte o Pleistoceno foi marcado por um período frio, onde aconteceu há 10.000 anos a última glaciação (Wurm), marco do início do período do Holoceno. Que é considerado um período interglacial na qual será seguido por uma glaciação daqui a uns 8 a 10 mil anos.

Para melhor entender como as ações antropogênicas, como a formação, por exemplo, dos depósitos tecnogênicos pode influenciar na formação da paisagem presente é necessário entender o Quaternário.

4.1.2 Glaciações do Quaternário.

As glaciações ocorrem desde a Era do Paleozóico, onde aconteceram em intervalos de 250 Ma, coincidindo com o tempo gasto pelo sol em sua viagem quase-circular em torno da via Láctea. O último grande período glacial se deu em torno de aproximadamente 18.000 anos antes do presente, sendo explicado pela teoria de Milankovich - alterações nos movimentos descritos pela terra no espaço. Mas existem outros fatores que também explicam a formação das glaciações, sendo eles: mudança no relevo e na topografia, causadas pela deriva continental, alterando a circulação das águas oceânicas, afetando a distribuição da temperatura ao longo da terra; as mudanças de radiação, resultante da entrada de meteoros no planeta, na qual impede a penetração dos raios solares em virtude de suas partículas ficarem na atmosfera, diminuindo a temperatura. A atividade vulcânica também ajuda neste processo ao lançar grandes quantidades de cinzas na atmosfera, mudando o balanço energético entre a radiação. Outro fenômeno que influencia também as glaciações são os ciclos solares, que intervêm nas alterações de equilíbrio de

energia emitido para a terra. Suguio (2001) observa que a quantidade de energia emitida pelo sol não é constante, pois as manchas solares e as gigantescas proeminências parecem obedecer a um ciclo de cerca de 11 anos, coincidindo com o aumento da atividade solar.

O estudo das geleiras é de vital importância para se compreender as contribuições à elucidação da fisiografia da paisagem. Sendo a sua primeira contribuição relacionada às mudanças climáticas, a mesma permite analisar os paleoclimas, uma vez que os movimentos das geleiras se dão em função principalmente da temperatura e da umidade relativa do ar. Essa dinâmica se dá pelo processo de recristalização do gelo acumulado nos glaciais devido à compressão exercidas pelas camadas superiores e à baixa temperatura. Neste contexto de compressão, o ar vai sendo expulso do gelo glacial. Entretanto, minúsculas bolhas de ar se mantêm congeladas no glaciário em profundidades geralmente superiores a 1000m. A partir da análise destas bolhas de ar, se dá a composição da atmosfera no tempo em que a neve se acumulou naquela localidade (SUGUIO, 2001).

A segunda contribuição se dá em virtude do comportamento dinâmico das geleiras ao se expandirem nos períodos de glaciações, modificando toda a dinâmica geomorfológica de uma região, interferindo indiretamente em outros pontos da superfície, através da modificação da espacialidade dos processos - como a mudança do nível de base. O avanço dessas geleiras se dá em função da zona de acumulação do gelo, que supera a taxa de ablação, ou seja, a de sublimação e evaporação. A partir deste avanço elas modificam todas as estruturas da paisagem, pois a superfície a qual ela se move é destruída, erodida, deixando riscos na paisagem que indicam o sentido da geleira. Neste processo se forma zonas de

erosão (lateral e frontal) e zona de sedimentação - sedimentos empurrados para frente das geleiras, como por exemplo, as morenas, sendo seu estudo de extrema importância para dimensionar as geleiras do passado, pois quando as geleiras retrocedem as morenas são deixadas para trás. Aliados a esses dados se têm também, os estudos palinológicos, dos fósseis e argilas desses sedimentos, que permite uma reconstrução da vegetação e do clima. Entretanto, alguns vestígios das glaciações foram exumados da paisagem, na sua grande maioria, com exceção da última glaciação Würm-Wisconsin, onde a partir desta se puderam compreender as demais glaciações, e tentar encontrar vestígios delas na superfície terrestre e entender como as glaciações interagem com as regiões que não estão sobre sua influência direta.

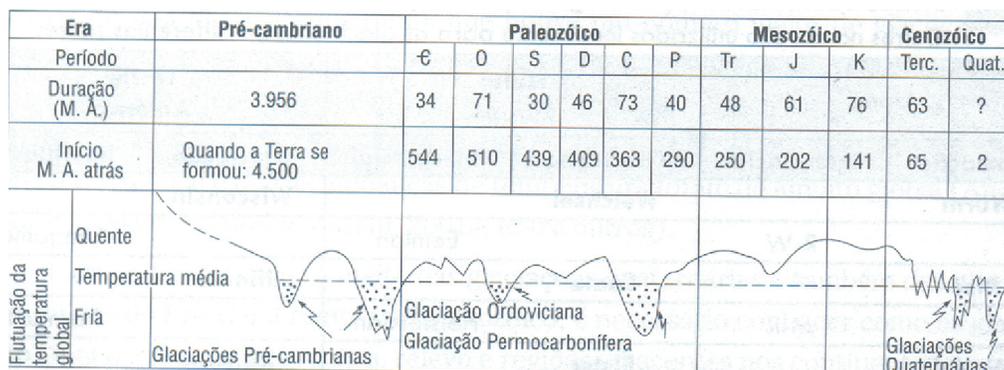


Figura 9: História da Glaciação. (Salgado-Labouriau, 2007)

As geleiras não são estáticas, pois são grandes acumulações permanentes de gelo sobre os continentes que tem movimentos e sofrem deformações internas, Salgado-Labouriau (2007). Esse comportamento foi descoberto a partir da análise estratigráfica dos seus sedimentos (sedimentos de lavagem, morenas e till) observando-se períodos ora de recuo ora de avanço das geleiras, onde os avanços foram denominados estádios glaciais, e os intervalos de retração denominados de interglaciais. Esses dois períodos ainda são marcados pela presença de outros dois

menores, que evidenciam as variações da temperatura durante um período glacial ou interglacial, são eles: os estadiais, indicativo de um clima frio e interestadiais, indicativo de um aumento da temperatura. Portanto, tanto os períodos glaciais como interglaciais são marcados por oscilações de temperaturas, sendo estas flutuações bem caracterizadas pelos estudos de microfósseis e grãos de pólen. Sendo assim, diante de um contexto de aumento de temperatura da terra, o conhecimento sobre essas mudanças é notório, já que ela intervém na modificação do clima e ajuda a compreender como esse fenômeno vai repercutir na formação dos depósitos sedimentares, ou seja, nos processos geomorfológicos.

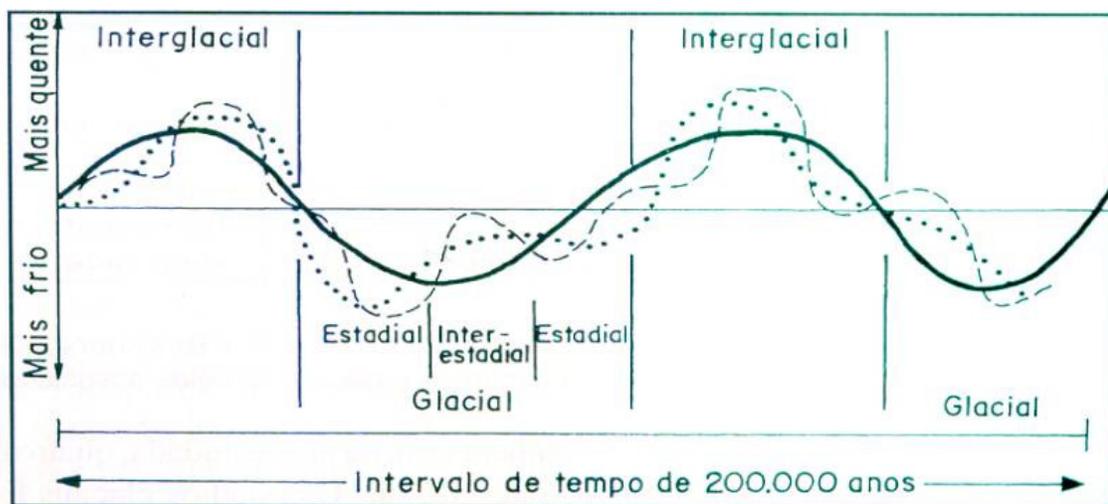


Figura 10: Gráfico da variação do período Estadial e Interestadial. (Suguio, 2001)

A partir da última glaciação as alterações climáticas em diante são marcadas pelo aumento da temperatura em concomitante recuo das geleiras aos pólos. As grandes modificações neste período são o ponto inicial de uma fase interglacial do nosso planeta, na qual deve terminar a aproximadamente nos últimos 1000 anos.

4.1.3 Depósitos do Quaternário

Os estudos dos depósitos do quaternário - sendo a paisagem atual herdada desse período geológico - são de extrema importância para a elucidação da dinâmica dos paleoclimas, já que a paisagem atual é indissociável a esses estudos. Visto que a energia desprendida para a formação dos depósitos sedimentares trazem informações precisas da dinâmica ambiental da área, que é perceptível de acordo com a geometria dos sedimentos, bem como a sua distribuição espacial. Portanto, embora apresente um intervalo de tempo extremamente curto, cerca de 2 milhões de anos, os estudos do Quaternário torna-se mais importante do que os demais eras geológicas, no que diz respeito a tentativa de elucidação dos paleoclimas.

A distribuição espacial desses sedimentos é bastante irregular e deve levar em consideração as particularidades de cada região, por exemplo, em relação à área continental estudada, se são afetadas pelas glaciações, onde podem estar recobertas por extensos depósitos sedimentares deixados pelas glaciações quaternárias, ou se são áreas de faixas móveis, por exemplo, os sedimentos quaternários dos Andes e do Himalaia, que podem apresentar mais de 1000m de espessura em virtude da tectônica.

Nas regiões de estabilidade geológica, que ficaram livres dessas glaciações, como é o caso das regiões de escudos cristalinos, durante o Quaternário, foram submetidas a intenso processo de intemperismo originando importantes depósitos eluviais que, posteriormente se converteriam em depósitos coluviais, evidenciam mudanças climáticas, sem mencionar a importância econômica que possui esses depósitos.

Estes depósitos estão condicionados a superfície geomorfológica, na qual foi definido por Arruda (2004) como uma superfície do terreno, bastante plana e mais ou menos contínua, formada ao mesmo tempo por processos erosivos ou deposicionais atuantes na porção externa da terra, estando necessariamente relacionado a um determinado nível de base.

Como a superfície geomorfológica é formada por processos erosivos e deposicionais promovidos pelos rios, oceanos, geleiras e ventos, podendo através dos estudos de fácies sedimentares diagnosticar o sistema ambiental formador, o autor acima reafirma o valor do estudo dessas superfícies e sedimentos do Quaternário como herdeiras de grandes mudanças paleoambientais.

O estudo desse trabalho tem como objetivo entender a dinâmica da construção geomorfológica do colúvio de Tabocas a partir de estudos morfoestratigráficos, tendo como base de estudo os sedimentos coluviais/eluvionares.

4.1.3.1 Fácies eluvionares

A fácies eluvionar, situado entre a rocha matriz e o solo superficial, é definido por Corrêa (2001) como regolito ainda *in situ*, ou seja, material que ainda não sofreu processo de transformação pedogenética e não foi translocado. Este apresenta-se na paisagem de forma bastante restrita e geralmente de forma delgada em virtude da limitação do seu desenvolvimento, imposta pela própria superfície, já que este material se apresenta mais desenvolvidos em ângulos de encostas inferior a 25°.

A formação do elúvio esta relacionado ao processo de intemperismo, que é definido por Suguio (2003) como: “conjunto de processos naturais que causa a

alteração das rochas, próximas da superfície terrestre, em produtos que estejam em equilíbrio com novas condições físico-químicas diferente das que deram origem a maioria dessas rochas”. A partir desse processo os materiais do solo de um horizonte superior são deslocados em solução ou suspensão, para os níveis inferiores. O contanto da alteração da rocha com o elúvio é denominado de frente de intemperismo, cuja espessura deste sedimento vai esta relacionada ao tempo de exposição da rocha à frente de intemperismo, como a composição mineralógica, o clima regional e particularmente o nível de precipitação, e ocorrências de faixas fraturadas, aonde estes fatores vão sempre esta condicionada ao ângulo de inclinação do relevo, como aponta Corrêa (2001, *apud* THOMAS, 1994).

Segundo o autor, os depósitos eluviais podem ser identificados na paisagem através de uma cobertura delgada de sedimentos sobre rocha mãe. Sua posição na encosta é de fundamental importância para o entendimento da elucidação da formação dos colúvios.

4.1.3.2 Fáceis coluvionares.

O colúvio, corpo sedimentar de ampla presença na paisagem, representa um importante registro da evolução geomorfológica da paisagem, em virtude de sua formação, bem como do material presente na mesma, como por exemplo, as Stone-lines. Esse sedimento é definido por Suguio (2003) como depósitos incoerentes de aspectos terrosos, em geral localizados em vertentes e sopés de relevos mais ou menos acentuados, normalmente resultantes da movimentação declive abaixo de um elúvio.

Em virtude desse fator, os colúvios guardam características similares com os elúvios como, por exemplo, a má seleção de materiais. Essa semelhança traz como consequência à dificuldade de identificação dos colúvios como nos mostra Corrêa (2001, *apud* PLAISANCE e CAILLEUX,1958), que definiu o colúvio como uma formação a respostas de mudanças climáticas na cobertura vegetal ao longo das encostas. Por isso torna-se de extrema importância tal estudo, já que os horizontes incipientes, estratificação ocasional do depósito, separação dos materiais por estruturas menos espessos (*stone-lines*) e incorporação de materiais datáveis, ajuda a reconstruir a paisagem, sendo o desenvolvimento dos colúvios informações sobre a taxa de mudanças e frequência de eventos geomórficos passados. Entretanto, a interpretação da paisagem através dos colúvios é de grande complexidade, visto que a sucessão de processos erosivos e deposicionais, às vezes incompletos, limitam a informação, ao não ser que se faça uma inferência através dos registros sedimentares.

As evidências mais importantes das alterações climáticas estão na superfície erosivas que separa os colúvios, que constituíram no passado os pedimentos dentríticos. A constituição desse pavimento se dá a partir da formação de transporte de cascalho que estariam vinculados a uma mudança climática direcionada a um período seco esporádico, possivelmente semelhante ao semi-árido moderada, com a vegetação rala e esparsa, suficientemente aberta ao ponto de promover a reativação momentânea de uma morfogênese mecânica, onde o ambiente mais seco favorece que a erosão laminar retire os sedimentos mais finos, deixando na superfície os de maior granulometria. As áreas de grande presença de *stone-lines* está relacionada, de acordo com Corrêa (2001), a uma linha de drenagem, seja ela permanente ou temporária. Entretanto, a formação dessas cascalheiras não se prende a uma só

interpretação, onde mais uma vez o autor aponta que um ou todos estágios evidenciados logo abaixo podem estar envolvidos na formação das linhas de seixos:

- I. Acumulação residual resultante da dissolução e remoção de materiais mais finos e suscetíveis.
- II. Redistribuição e concentração de cascalhos pelo fluxo superficial e atividade coluvionar, com a formação subsequente de pequenos fluxos de detritos de extensão limitada;
- III. Modificação e soterramento por bioturbação, rastejamento, quedas de árvores ou atividades antropogênicas.

Outra complexidade se encontra na interpretação dos colúvios, as mudanças em relação ao período de maior atividade sedimentológica. Knox (1972) afirmam que o período de maior atividade geomorfológica ocorre na sucessão de um clima seco para um clima úmido, diferentemente do que afirmam alguns autores, que seria de um clima úmido para seco. Segundo o autor, existe uma relação entre mudança climática, precipitação, vegetação, escoamento superficial e produção de sedimentos (Figura 11).

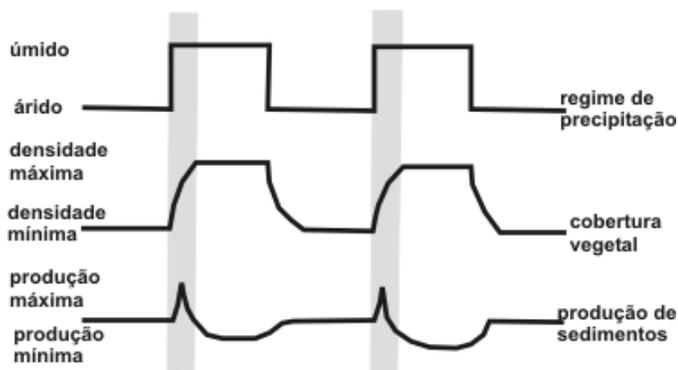


Figura 11 - Resposta geomórfica e de vegetação a mudanças climáticas abruptas (Knox, 1972).

De acordo com Knox (1972), uma sucessão de um tempo seco para úmido provocaria um aumento de precipitação e escoamento, elevando a capacidade de formação de sedimentos até que a vegetação tenha se restabelecido o suficientemente para retardar a erosão, até que as variáveis do mecanismo geomorfológico encontrem um equilíbrio.

4.2 A GÊNESE DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS E O CICLO DE MILANKOVITCH

O clima da terra ao longo da sua existência passou por várias mudanças no comportamento da temperatura e conseqüentemente do clima. O primeiro a tentar explicar este fenômeno foi o físico Joseph Fourier, através da tentativa de estudar quais seriam os fatores responsáveis pela mudança da temperatura da terra, na qual vai estar relacionado às mudanças climáticas e estas a extensão dos glaciais.

No começo do século XIX, os conhecimentos sobre os estádios glaciais e interglaciais se tornaram mais amplos a partir da descoberta da grande idade do gelo – uma imensa geleira que por sua vez cobriu toda a Europa, deixando rastros na paisagem. Através de estudos destas evidências, os comportamentos de tais geleiras se tornaram mais claros. A partir deste momento os estudos tentam elucidar o fenômeno que deu causa a tal processo.

Vale a pena frisar que, as variações paleoclimáticas resultam de fenômenos complexos e da interação de diversos processos astronômicos, geofísicos e geológicos, não existindo uma única causa, mas sim a interação de diversas causas, que atuam em diversas escalas temporais e espaciais.

Suguio (2001) levanta algumas hipóteses que podem provocar essas mudanças climáticas, a saber:

I. Atividade Solar: as mudanças climáticas acontecem na mudança do padrão de comportamento dos ciclos das manchas solares, que podem ser de curta duração (em média 11 anos) e longa duração (varia em torno de 567 a 1134 anos). Essas mudanças na atividade solar provocam a variação da intensidade da iluminação e do espectro da radiação solar, que, conseqüentemente, modifica os gradientes de temperatura, mudando as dinâmicas de circulação atmosférica, oceânica e posteriormente o clima.

As relações entre o ciclo solar e a atmosfera tornam-se mais visíveis ao fazerem-se comparações com os ciclos solares e mudanças nos parâmetros climatológicos. Estudos científicos, tendo como referência a baixa atmosfera, tentam esclarecer a interação existente entre atividade solar e os parâmetros meteorológicos, tais como o nível de chuva, as variações da temperatura na superfície, as secas entre outros elementos.

II. Teoria Astronômica de Milankovitch: Uma das primeiras teorias para explicar as glaciações foi criada pelo astrônomo e matemático Milankovitch, na qual tenta elucidar também o porquê das oscilações do nível do mar, alterações rítmicas da fácies dos estratos sedimentares e mudanças na vegetação dos continentes.

Para o autor a ocorrência de períodos glaciais e interglaciais são explicadas a partir da ciclicidade das variações de insolação ao longo da superfície terrestre, onde o mesmo apresentou uma curva de variações da insolação durante o último 1 milhão de anos. Nestas variações pode-se observar que existe uma íntima relação entre as mudanças climáticas e os depósitos continentais, principalmente quando se parte para os depósitos correlativos.

Essas mudanças climáticas, por influência da posição da terra, ao longo do universo, só podem ser perceptível no período muito longo, o que torna

imperceptível de forma direta pelo homem no seu curto período na história do planeta.

Os ciclos de Milankovitch, ou seja, as variações das radiações são devidas a processos celestiais com periodicidades de aproximadamente 20.000, 44.000, 100.000 e 400.000 anos e resultante de:

- Ciclo de Precessão dos Equinócios: Entre 23.000 e 19.000 anos ocorreu uma variação da distância Terra - Sol devida a interações gravitacionais da Terra com outros planetas e o Sol. Na ciclicidade do equinócio da terra existe uma mudança no seu eixo de rotação, na qual tarda uns 26.000 anos para completar todo o ciclo. Uma das conseqüências deste ciclo é modificar a distancia sol-terra ao longo das estações do ano.

**PRECESIÓN DE LOS EQUINOCCIOS
(23.000 años)**

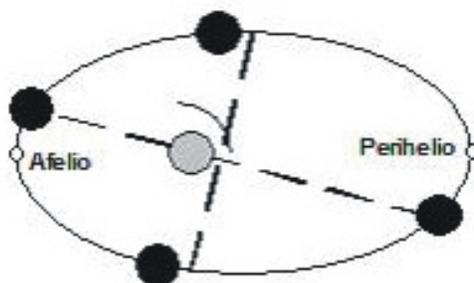


Figura 12: Ciclo de Precessão dos Equinócios. (LASCORZ, 1999).

- Ciclo de Obliquidade: Entre 41.000 e 54.000 anos, onde o aumento e decréscimo da inclinação do equador na órbita da Terra ao redor do Sol são os responsáveis pela oscilação da troca de energia que a terra exerce com outros planetas provocando uma mudança no seu eixo que oscila entre 22º a

25° no plano da elíptica. Uma das conseqüências deste fenômeno é a capacidade de absorção de energia ao longo das altas latitudes. De acordo com Lascorz (1999), essas regiões podem aumentar ou diminuir em 14% a sua capacidade de absorção de energia. Conseqüentemente tem-se uma mudança do comportamento da energia entre o período de inverno e verão, ora acentuando ou amenizando.

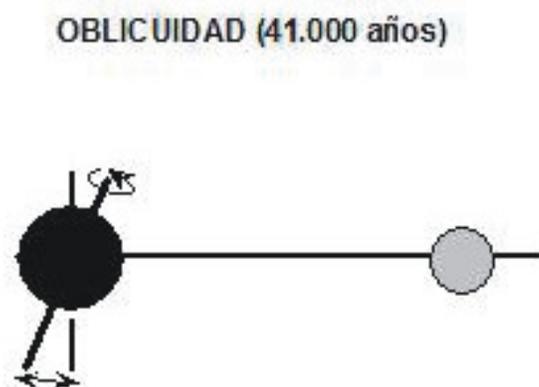


Figura 13: Ciclo de Obliquidade. (LASCORZ, 1999).

- Ciclo de Excentricidade: Entre 95.000, 123.000 e 413.000 anos, é a variação na forma da órbita da Terra ao redor do Sol. Uma de suas conseqüências é a modificação de energia interceptada pela terra, onde produz uma diferenciação de radiação da ordem de 0,2%.

EXCENTRICIDAD (100.000 años)

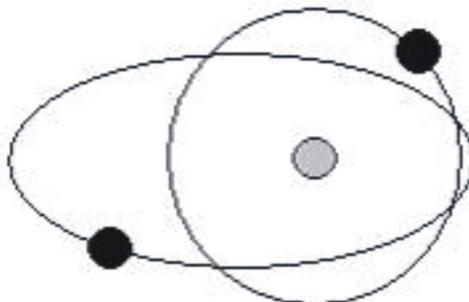


Figura 14: Ciclo da Excentricidade. (LASCORZ, 1999).

Portanto a formação dos períodos glaciais e interglaciais têm a sua origem em oscilações na distribuição sazonal da radiação solar recebida nas altitudes elevadas, relacionadas ao resfriamento gradual da terra, em virtude de mudanças astronômicas, onde de acordo com Milankovitch, as mudanças de insolação ao longo da latitude de 60° , a partir de uma menor absorção de energia torna-se um dos principais fatores responsáveis pelas mudanças climáticas, estando também estas mudanças relacionadas às posições dos continentes.

4.3 AS MUDANÇAS PALEOCLIMÁTICAS DURANTE O QUATERNÁRIO TARDIO NO BRASIL

Os estudos das variações do clima durante o Quaternário no Brasil estão relacionados aos estudos palinológicos com datação radiocarbônica sobre a rica floresta neotropical, entre outras, que durante as fases glaciais, em conjunto com as variações na atmosfera, provocaram mudanças na estrutura da paisagem, refletida na vegetação. Tais análises foram observadas nos trabalhos realizados na região da

Amazônia, do Cerrado e da Caatinga, este último ainda muito escasso na literatura brasileira.

Os estudos dos pólenes do Quaternário no Brasil, parte de duas linhas de interpretação dos diferentes espectros palinológicos. A primeira esta relacionada à mudança de concentração de CO² atmosférico, em associação com o esfriamento glacial, cuja sua grande concentração pode ser um indicador de um período mais quente, como aconteceu em grande parte do Terciário. A segunda caracteriza-se pela abundância de dados palinológicos de alguns gêneros que podem ter um grande peso na interpretação da pretérita estrutura da paisagem. Como as ervas das famílias Poaceae (Gramineae) que encontrado em excesso no meio estudado, pode funcionar como um indicador de paleoprecipitação. E as ervas do gênero Borreria e Cuphea associadas a formações vegetais abertas de savanas e caatinga.

As correspondentes redução ou avanço da floresta tropical pluvial é o grande bioindicador de paleoclimas. Essas mudanças vegetacionais e climáticas, que ocorreram no interior da bacia amazônica podem está relacionada ao ciclo astronômico de Milankovitch, na qual seu principal efeito é aumentar a intensidade das alterações dos períodos climáticos relativamente secos ou mais úmidos nos continentes, com mudanças correspondentes na distribuição da vegetação florestal e não-florestal.

O estudo da mudança da cobertura vegetal na Amazônia está relacionado a três perfis palinológicos continentais (DE OLIVEIRA, et al., 2005): Lagoa da Pata, no alto Rio Negro, (COLINVAUX *et al.*, 1996; DE OLIVEIRA, 1996 *apud* DE OLIVEIRA, *op.cit.*) localizado no setor extremo-oeste com precipitações em média de 4000 mm; o da Serra dos Carajás (ABSY et al., 1991 *apud* DE OLIVEIRA, *op.cit.*) localizada no setor sul da floresta, no ecótono floresta/savana; e do Lago de Maicuru (DE

OLIVEIRA & CURTIS, 2001 *apud* DE OLIVEIRA, *op.cit.*), presente na linha equatorial, na formação de floresta densa. Sendo esses dois últimos perfis, situados no extremo leste do Pará.

Nos registros da Lagoa da Pata e Maicuru, no período do Pleistoceno, foram encontrados táxons da espécie dos *Podocarpus*, indicativo de ambientes mais frios, onde a abundância desta espécie em conjunto com outras espécies de regiões altas encontradas em grande quantidade em áreas baixas da Amazônia, representam um esfriamento dessa região, da ordem de 5º a 6ºC na média bacia anual amazônica. Entretanto, os registros da Serra dos Carajás, indicam fases de abertura da floresta durante o Holoceno médio, na transição Holoceno/Pleistoceno e no Glacial tardio.

Essas dissensões de interpretações dos registros palinológicos, na Lagoa da Pata, Maicuru e Serras dos Carajás, trazem contradições quando a questão das condições climáticas e a prevalência ou não de um clima seco na região capaz de permitir a abertura da floresta. Em meio a essas divergências pode-se ter as seguintes conclusões: a bacia Amazônica permaneceu úmida no seu setor oeste, enquanto a sua porção leste teve um decréscimo de precipitação, como evidenciado pelos registros de Carajás e do lago de Maicuru (BUSH, 1994 *apud* DE OLIVEIRA, *op.cit.*).

A bacia amazônica durante o Holoceno apresentou dois tipos de comportamentos, ora a mesma compartimentação de floresta neotropical atual, cujas evidências foram levantadas pelos dados palinológicos da Lagoa da Pata e Maicuru; e ora períodos mais secos que o atual, como prova os dados palinológicos de Carajás, onde se observa a existência de paleofogos. Um fato que ajuda na comprovação da existência de paleofogos é o aumento da temperatura em virtude da redução de árvores de *Podocarpus* e de outros táxons subtropicais observados

nos registros palinológicos da Lagoa da Pata, Maicuru e no leque aluvial do Amazonas.

O segundo maior bioma do Brasil, o cerrado, representado por uma associação de 50% de pólen de plantas herbáceas e 50% de pólen de árvores, cujos táxons índices são *Byrsonima*, *Ilex*, *Curatella*, *Qualea*, *Caryocar* e *Mauritia*, são biomas altamente sensíveis às mudanças de umidade, que pode ser dividido em seis áreas fitogeográficas principais, na qual apresentam fases climáticas ora secas ora úmidas no Sul, Sudeste, Centro, Centro-Oeste, Norte e enclaves de cerrado na Amazônia (RATTER et al.,1996, e OLIVEIRA FILHO & RATTER, 2002 *apud* DE OLIVEIRA, 2005).

Somente foram analisados registros palinológicos da região Central, Sudeste e Norte, onde a evolução dos dois primeiros se distinguiu do último. Na região central (Goiás e Distrito Federal), há cerca de 32.000 anos AP, apresetam um período mais úmido, embora que no Máximo Glacial, entre 18.000 e 25.000 anos AP, esta área era representada por um período mais seco, cujos registros sedimentares mostram um hiato da sedimentação indicando condições erosivas. No início do Holoceno, após 7.000 anos AP ocorre uma expansão das espécies de cerrado acompanhado pela expansão de matas ciliares.

Na região Norte, a evolução do cerrado registrou na ultima glaciação elementos de vegetação estépica e a dominância de herbáceas características de regiões áridas, seguido de uma fase úmida há cerca de 15.000 anos AP. Esta mata úmida desaparece durante o Holoceno, sendo substituída por uma vegetação aberta.

Outro bioma indicador de mudança climática é a vegetação de campo, caracterizada pela predominância da vegetação herbácea. Os estudos sobre o

comportamento deste bioma ao longo do Quaternário foram realizados por Behling (2002b *apud* DE OLIVEIRA, *op.cit.*), cujos registros palinológicos, na região Sul do Brasil, aponta para uma temperatura de até -10C° no Glacial Tardio (Pleistoceno), com uma redução de 5° a 7°C , o que implica na expansão da vegetação de campos em áreas onde hoje se encontra a floresta de *auracaria*. Esta expansão também foi observada na região sudeste do país, refletindo o clima seco e frio que atingiu essas duas regiões durante o Glacial Tardio.

Na região do Nordeste, os estudo do complexo da caatinga esta baseada em dois principais registros sedimentares e palinológicos: um encontrado na Bahia no médio São Francisco (OLIVEIRA et al.,1999a *apud* DE OLIVEIRA, 2005) e o outro nos sedimentos marinhos, encontrado no litoral de Fortaleza (BEHLING et al.,2000 *apud* DE OLIVEIRA, *op.cit.*). Ambos registram um clima bem diferente do atual no pleistoceno tardio (entre aproximadamente 15.500 anos AP e 10.900 anos AP), sendo mais úmido e frio, favorecendo o estabelecimento de uma floresta tropical, na qual servia de corredor entre a floresta amazônica e a floresta tropical. A mudança no comportamento da vegetação só foi observada por volta de 6.790 anos AP, quando se dá o estabelecimento da moderna caatinga, evidenciando um período mais seco que o anterior.

Pode se observar que ao longo das evidências palinológicas encontradas nos compartimentos vegetacionais, que o Brasil sofreu alternâncias de climas secos e úmidos, que vai variar de acordo com o seu posicionamento geográfico, como por exemplo, as áreas costeiras, que pouco refletem as mudanças climáticas, fortemente condicionadas por fatores edáficos.

4.4 A TEORIA DA CICLICIDADE

Os ciclos que descrevem intervalos de tempo reconhecíveis estão relacionados de alguma maneira a movimento planetário, e, portanto, são ciclos astronômicos, e isso simplesmente significa que podem ser explicados eventualmente por leis astronômica.

A cicloestratigrafia pode ser definida de acordo com Silveriano (2001) como: ciclos sedimentares que representam os mesmos intervalos de tempo e, em particular, por intervalos de tempo que podem ser associados a períodos de tempo definidos, ou seja, que tenha relação específica com ciclos astronomicamente controlados para permitirem que tais ciclos sedimentares sejam interpretados como unidades aproximadas de tempo, materializadas em sucessões estratigráficas. Essa repetição regular astronômica é refletida na formação de sedimentos, na qual apresentará uma sucessão regular deposicional, em relação à litologia, a geometria dos sedimentos entre outras características. Entretanto, essa repetição regular não é suficiente para determinar essa ciclicidade e relaciona-la a padrões orbitais, sendo necessário conhecer os processos formadores. Uma determinada sucessão sedimentar pode ser aparentemente cíclica, mas resultante de eventos aperiódicos, ou seja, sem repetição em intervalos regulares de tempo. Silveira (2001, *apud* DELLA FÁVERA *et al*, 1994), denomina essa repetição sem uma regularidade temporal como não periódicas ou discíclicas.

O estudo dessa ciclicidade é de extrema importância no contexto atual, de ampla discussão sobre a temática ambiental e mudanças climáticas, já que é possível uma relação direta entre as fácies sedimentares e seus sistemas ambientais formadores, na qual refletem a fisiologia da paisagem da formação do

sedimento. Com apreensão desses dados é possível reter informações de longa duração sobre o comportamento da atmosfera, da hidrosfera e do clima, e como os sinais de recepção solar são transmitidos aos sistemas deposicionais. Além disso, essa associação orbital e formação de sedimentos podem facilitar na compreensão de formações sedimentares ligadas a mudanças globais chamadas de alocíclicas¹ e fácies geradas por fenomenologia local denominadas de autocíclicas, essa idéia encontra-se presente no trabalho de Della Fávera (op.cit.), na qual classifica os registros sedimentares em:

Varve – De Gerr – quando possui a porção inferior mais grossa e mais clara e superior mais fina e mais escura, sendo uma delgada camada de sedimento. Estes sedimentos são depositados em lagos periglaciais onde a cor escura são lâminas de inverno e a cor clara de verão, junto representam um ano.

Ciclotema – sucessão de estratos depositados durante um único ciclo sedimentar típico do Carbonífero. Entretanto, também pode designar ciclos sedimentares de diferentes idades e composições.

Autociclos – ciclos sedimentares de estratificação autônoma.

Alociclos – ciclos induzidos por influência externa oscilante de alcance global. Esta influencia externa é capaz de provocar mudanças globais do ambiente. Um exemplo de alociclos são os ciclos sedimentares que tem sido gerado por forças de mares e flutuações climáticas periódicas.

Esses registros sedimentares são controlados por vários fatores entre eles: a tectônica, os processos associados a periodicidades orbitais, bem como as oscilações estático-climáticas

¹ A partir de estudos da produção de sedimentos nos mais variados ambientes terrestres e sua analogia a partir de um método eficaz, através de estudos estratigráficos, como é proposto neste trabalho por intermédio da aloestratigrafia que será estudada no tópico mais adiante

4.5 ESTUDOS DOS COLÚVIOS E A SUA IMPORTÂNCIA PALEOCLIMÁTICA

Diante da reconstrução da dinâmica da paisagem durante o Quaternário, os depósitos de encostas têm um papel fundamental de análise, pois reflete as transformações da paisagem, geralmente associados a período de instabilidade no ambiente. Portanto, a gênese dos colúvios encontra-se relacionada a eventos climáticos que desestabilizaram a paisagem e por isso, torna-se necessário entender os processos responsáveis por sua formação para que se possam fazer inferências sobre os paleoambientes de forma mais precisa. Entretanto, não existe uma única cartilha que permita desvendar a complexidade de formação dos colúvios, visto que cada depósito reflete a peculiaridade do ambiente em análise.

Corrêa (2001) realizou uma análise da dinâmica nas encostas tomando por base diversos autores e, os fatores que influenciariam a formação de colúvios seriam:

I. Efeitos da hidrologia (apud Fernandes et al., 1994), o autor verifica que existe uma relação unívoca entre esse elemento e a topografia, havendo um controle do último elemento sobre o primeiro, pois numa topografia com uma menor inclinação ocorrerá maior absorção da água pelo solo e um aumento de pressão hidráulica nos poros, diminuindo a perda de coesão entre o material inconsolidado, visto que esse processo reduz a tensão original em função da ascensão do lençol freático. A contínua precipitação faz com que o solo logo atinja a sua capacidade de campo formando o escoamento superficial, que junto com outros fatores como, ausência de vegetação e força de gravidade, faz com que a encosta se desestabilize e provoque movimento de massa. Entretanto, Corrêa (2001) chama atenção ao fato de que a

influência da topografia na formação dos colúvios se limita aos movimentos de massa de pequena profundidade, no máximo 3m.

II. Clima e vegetação: a vegetação tem um papel fundamental no controle da produção de sedimentos, como também diminuir os riscos de deslizamento, já que a mesma funciona como uma capa de proteção para o solo. Portanto, ambientes sem cobertura vegetal, imposta a um alto índice pluviométrico (que no caso dos climas semi-áridos estão limitadas a um curtíssimo período de tempo), produz uma grande quantidade de sedimentos que facilita o processo de deslizamento nas encostas.

III. Declividade: A relevância da declividade da encosta está diretamente ligada à velocidade do escorregamento dos sedimentos, além de está envolvida com a capacidade de transporte de massas líquidas e sólidas. Corrêa (op.cit.) argumenta que encostas com mais de 20° de declividade são em geral recobertas de diamactitos clastos-suportados mostrando o controle do relevo sobre a sedimentação. E as encostas com menos de 20° de declividade mostram uma cobertura de litofáceis dominadas por cunhas sedimentares, sendo interpretado como um provável movimento de massa.

IV. Geologia: os condicionantes litológicos possuem uma relação unívoca com os colúvios, pois está relacionada à resistência desta ao intemperismo, ao tipo de permeabilização futura e a textura. A presença de fraturas são áreas de menor resistências litológica, servindo de percurso das drenagens e de áreas mais suscetíveis a deslizamentos de massa, e portanto, a formação de colúvio.

V. Intemperismo: o grau de intemperismo da rocha mãe seria outro fator que desempenha um papel importante na geração de deslizamento associados à formação de colúvio. Modenesi & Toledo (1996) trabalhando com os depósitos de encosta do Planalto do Itatiaia e Matsukara (1996) relacionando intemperismo e

zonas de instabilidade numa encosta no Japão, observaram que a influência do intemperismo sobre os movimentos de massa se dá em virtude de a mesma provocar alterações físico-químicas nas rochas, modificando seus minerais, levando a uma mudança no ângulo de estabilidade da encosta, já que um material duro possui um grau de estabilidade bem maior do que um material inconsolidado, que vai procurar um novo ângulo de equilíbrio dando origem aos escorregamentos de massa.

Nesse tipo de análise, o estudo da micromorfologia de solos permite inferir a taxa de intensidade do intemperismo, podendo ajudar na elucidação da formação dos colúvios, pois o mesmo altera a tensão residual dos materiais alterados ou retrabalhados, deixando na paisagem vestígios de paleoambientes.

Como exemplo desse fato pode ser citado os estudos dos colúvios em ambientes semi-áridos, cuja formação do regolito se dá numa taxa reduzida de intemperismo. Estes de pequena espessura, conseqüentemente não existindo mobilização de massa em profundidade, visto que a taxa de precipitação é irregular e concentrada em um período do ano, faz com que a taxa de sedimentação seja limitada a este período. Sendo assim, a presença de colúvios espessos e profundos nesses ambientes, possuindo uma grande variedade de materiais, desde lentes de cascalhos até silte, torna-se evidência de processos sub-recentes, podendo ser esse material resultado de um clima totalmente diferente do atual, o que torna o colúvio um geocronômetro de mudanças ambientais no semi-árido.

Para compreender tais mudanças, Thomas e Thorp (1995, apud Corrêa, 2001), relatam a necessidade de se realizar uma análise detalhada dos depósitos coluviais seguida de datação absoluta por métodos radiométricos, tendo em vista que os eventos de grande magnitude são o que permanecem na paisagem, sendo

os eventos de menor magnitude é evacuado da paisagem sem deixar nenhum vestígio.

4.6 FUNDAMENTOS DA MOFOESTRATIGRAFIA

A abordagem morfoestratigráfica está relacionada à geometria dos sedimentos e a sua associação com a superfície terrestre, como um indicador cronológico, onde se podem coligar os depósitos truncados a partir de características e propriedades dos minerais as suas respectivas áreas fontes.

Para o reconhecimento estratigráfico dos depósitos sedimentares do Quaternário é de fundamental importância reconstruir a dinâmica sub-recente dos sistemas físicos da superfície terrestre e suas formas resultantes, para tal é necessário métodos que os distingam com precisão. Sendo assim, será abordado a partir de então uma pesquisa sobre alguns destes métodos.

4.6.1 Aloestratigrafia

Embora a classificação morfoestratigráfica seja uma metodologia muito importante para os estudos estratigráficos do Quaternário, sobretudo os de cunho climático, adverte-se que se tal estudo não for devidamente acompanhada por dados fornecidos pelas camadas-chave, a serem definidas a partir da utilização da abordagem aloestratigráfica e informações geocronológicas precisas, pode-se chegar a um quadro equivocado da evolução geomorfológica da área. Daí a relevância da aloestratigrafia na identificação e classificação dos depósitos quaternários, sendo, portanto um método de classificação estratigráfica, baseado em

limites físicos dos corpos deposicionais, introduzido pelo Código Americano de Nomenclatura Estratigráfica (NACSN 1983), com o objetivo de identificar corpos estratiformes, mapeáveis, definidos com base em discontinuidades estratigráficas.

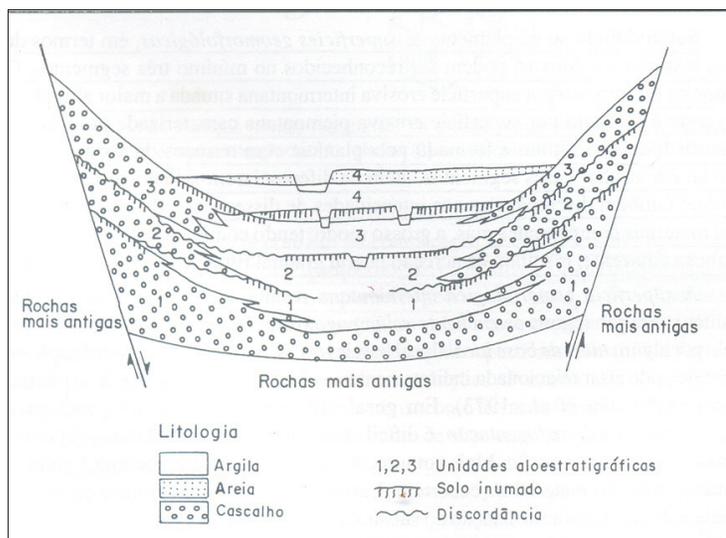


Figura 15 – Unidades aloestratigráfica superpostas (1-4), definida por discordâncias traçáveis lateralmente.

A preocupação com métodos imprecisos é verificado no trabalho de Moura (1991) quando faz referencia a Bowen (1978) dizendo que: “Os interessados nos estudos do Quaternário devem lidar com o detalhamento e precisão temporal desconhecidos para os demais períodos de tempo geológico”. Esta preocupação também é notada por Fairbridge (1968), que observa que as técnicas e métodos a serem utilizados para o desenrolar dos estudos dos depósitos do Quaternário continental têm de ser diferentes daqueles aplicados aos tempos geológicos antigos. Com isso, a análise estratigráfica de seqüências, que define os eventos de sedimentação a partir das discordâncias encontradas nos pacotes sedimentares e não apenas na mudança litológica, permitem a relação direta com a identificação de

eventos paleoambientais desencadeadores da deposição, atuantes em períodos recentes, contribuindo para o entendimento da gênese local do relevo.

Por isso a análise aloestratigráfica parte do pressuposto de que o reconhecimento estratigráfico dos depósitos do Quaternário continental necessita de uma caracterização de forma mais precisa, levando em consideração o caráter descontínuo e irregular do registro sedimentar quaternário e os curtos intervalos de tempo geológico compreendidos entre um evento deposicional e outro. Pois, os dados morfoestratigráficos muitas vezes não oferecem relações precisas e minuciosas o que pode leva a um quadro equivocado da dinâmica geomorfológica local.

As discontinuidades, que distinguiram depósitos de litologias semelhantes superpostos e contíguos ou geograficamente descontínuos, representam planos de tempo, funcionando como mais um critério cronoestratigráfico.

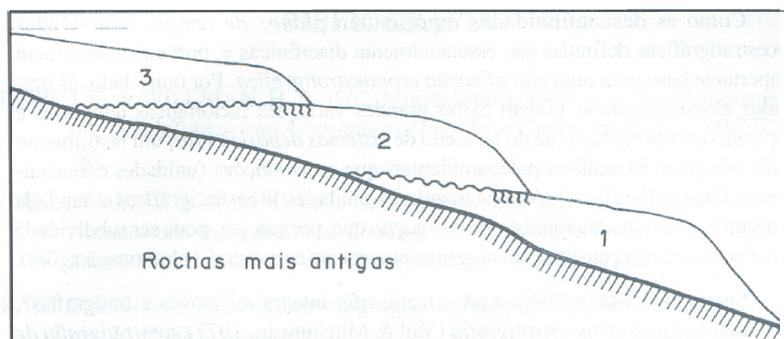


Figura 16 – Classificação aloestratigráfica de depósitos contínuos e litologicamente semelhantes.

4.6.2 Estudos das Fácies Sedimentológicas

A abordagem desse estudo esta relacionada a uma visão sistêmica, a um padrão de organização, estrutura e processo que influencia o estudo de fácies sedimentares, que se dar no momento da construção de modelos deposicionais, onde se busca apenas o padrão de organização, mantendo-se a mesma estrutura, já que a mesma corresponde a casos individuais, ou seja, a partir de um modelo de sedimentação, da geometria do sedimento, pode-se inferir o ambiente de sua formação, tomando o cuidado que uma dada fácies pode ocorrer em vários ambientes distintos, resultantes de um mesmo processo, como nos aponta Fávera (2001).

A partir dessa teoria e de acordo com o autor *op cit* acima, as fácies sedimentares podem ser definidas como: um conjunto de feições que caracteriza uma rocha sedimentar sejam elas a cor, granulação, estruturas internas, geometria deposicional, espessura, fósseis ou paleocorrente. Neste conceito de fácies é importante lembrar que devido ao caráter essencialmente episódico da sedimentação, o que realmente fica na paisagem são os eventos de alta intensidade. Outro conceito também é levantado por Selley (1982), que defini como uma massa de sedimentos ou rochas sedimentares que pode ser reconhecida e distinguida de outras pela sua geometria, pela composição, pelas estruturas sedimentares, pelo padrão de paleocorrentes, e pela eventual presença de fósseis (nesse caso, atendo-se ao significado físico destes). Estas características estariam diretamente relacionadas com os processos deposicionais atuantes na construção dos corpos sedimentares (litossomas), cujo entendimento, por sua vez, permitiria conhecer as condições ambientais da sedimentação.

Tabela 01 – Relação de causa e efeito entre os ambiente de sedimentação e as fácies sedimentares.

Causas		Efeito	
Processos			
Físicos	Ambiente de sedimentação	Erosivos	Geometria do litossoma.
Químicos		Não-deposicionais	Estruturas sedimentares.
Biológicos		Deposicionais: fácies- sedimentares.	Paleocorrentes deposicionais fósseis

Portanto a associação de fácies consiste em um agrupamento de fácies geneticamente relacionadas, cujas características e inter-relações permitem que se possa interpretar o ambiente de sedimentação. Dessa forma, todas as fácies dentro da associação representam o registro sedimentar de atuação de um determinado processo deposicional, ou seja, consiste em um conjunto faciológico, onde cada unidade individual representa o registro da atuação de um determinado processo de formação, e a soma de todos os processos, com suas características e inter-relações, permite que se delineie o ambiente de sedimentação. Por exemplo, a acumulação de areia em lâminas muito bem selecionada, onde o processo de queda de grãos produz uma fácies caracterizada por laminação plano paralela inclinada são estruturas que indicam uma origem eólica.

Entretanto é importante frisar, como nos mostra Fávera (2001), que as estruturas sedimentares não são unicamente de um único ambiente, embora alguns

modelos de sedimentação ocorram em um determinado contexto, pois o mesmo processo pode se repetir em ambientes distintos.

4.7 O ESTUDO DOS SISTEMAS AMBIENTAIS

No estudo dos ambientes de sedimentação é possível através da interação de vários elementos e dos resultados dos processos identificar a fisiografia da paisagem na qual se deu a formação de determinada unidade deposicional, a partir da analogia das estruturas sedimentares do presente. Por exemplo, a partir da textura e a composição do sedimento pode-se identificar se o ambiente é resultado de um processo de deposição ou não-deposição ou estava em equilíbrio. Portanto os sistemas ambientais referem-se aos produtos finais dos processos. Diferente dos ambientes sedimentares que faz alusão aos processos.

Essa identificação só é possível em virtude da interação de propriedades físicas, químicas e biológicas que acontecem na natureza e apresentam-se bem definidas e diferentes do seu arredor, onde vários ambientes da superfície terrestre, os lagos, rios, colúvios e etc, podem formar a partir de uma ou mais vicissitudes, os subambientes. Na formação desses ambientes é notório relatar que na identificação dos paleoambientes deve-se levar em consideração dentro de um mesmo ambiente (desértico, praias etc) as diferenças significativas sobre o clima, disponibilidade de sedimentos e energia no sistema, influência tectônica e outros fatores.

Portanto é conspícuo que o estudo dos ambientes deposicionais é de grande complexidade, visto que uma classificação ideal deveria possuir a subdivisão de todos os ambientes e paleoambientes em categorias específicas, como nos aponta Suguio (2001). O mesmo autor *apud* Selley (1976) apresenta um esquema de

classificação desses ambientes (tabela 02). Esse trabalho aborda comentários de alguns desses sistemas. O presente resumo se baseia em Suguio (2001).

Tabela 02 - Classificação de ambientes típicos de sedimentação moderna (selley, 1976)

Continental	Terrestre	Desértico Glacial Espélico (cavernas)
	subaquoso	Fluvial Paludial (pântanos) Lacustre
Transicional	Deltaico Estuarino Lagunar Litorâneo (intermarés)	
Marinho	Recifal Nerítico(maré baixa a-180 m) Batial (-180 a-1.800m) Abissal (abaixo de -1800m)	

I. Ambiente Desértico – esses ambientes são caracterizados por uma excessiva evaporação em detrimento da precipitação, formando áreas com escassa presença de vegetais e quando esses aparecem na paisagem se apresentam de forma esparsa. Nesse ambiente predomina os depósitos eólicos, embora também apresente outros tipos de deposição como, os depósitos subaquosos provenientes de rios temporários e de lagoas ou lagos temporários. Dentre os sedimentos

provenientes de processos eólicos pode-se citar os depósitos de “reg” (correspondem a uma concentração de sedimentos grossos (cascalho e areia grossa) cuja origem deve ser atribuída à remoção dos finos (silte e argila) por atividade eólica. Suguio (2001)), os depósitos de “wadi” (são materiais sedimentados por rios efêmeros que se caracterizam por baixa razão entre água/sedimento e por regime tipicamente torrencial associados a chuvas esporádicas. Suguio (2001)), depósitos de “loess” (unidade composta de sedimentos maciços e granulometricamente selecionados, constituídos principalmente de silte e quantidades menores de areia e argila. Suguio (2001). As dunas eólicas e os lençóis eólicos.

A compreensão da estrutura de tais sedimentos no presente permite interpretar os paleoambientes resultante de processo eólicos. Como por exemplo, depósitos de areia de grande escala, notavelmente desenvolvido e com fortes ângulos de mergulho, apresentando estratificações horizontais são típicos de sedimentação eólica. Outro exemplo seria a presença de sedimentos com estratificação cruzada ou horizontal de ângulo baixo, de granulação mais grossa e seleção pobre a moderada.

II. Ambiente Glacial - As paisagens das geleiras são marcadas por processos de erosão e deposição glacial. Destacam-se como principais resultados da erosão glacial a formação dos vales em “U” e rochas cheias de estrias, marcando o trabalho de abrasão glacial, resultando desse processo o que se denomina de farinha glacial. No trabalho de deposição tem se a formação das morenas, que são cargas sedimentares transportadas pelas geleiras, onde às vezes se confundem com os “till”. Os depósitos fluvioglaciais, quando são trabalhos pelas geleiras e pelas forças

dos rios, resultantes do degelo. Os depósitos de contato glacial representados por “esker”, “Kame” etc.

Essas feições se tornam mais claras a partir do recuo das geleiras, onde é possível ver todas essas formações. Entretanto a principal dificuldade da interpretação das atividades glacial é devido à evacuação dessas formas da paisagem, pois o aparecimento de novas geleiras tendem a erodir e transporta-la.

III. Ambiente Fluvial – A interpretação desses depósitos são influenciados pela interação do leito do rio, velocidade do fluxo, profundidade do canal, granulometria e volume dos sedimentos, disponibilidade de energia potencial e cinética entre outros elementos. Dentre as principais formas de sedimentação fluvial estão aquelas resultantes dos padrões de canais meandrantes e entrelaçados, pois o formato deles indicam certo padrão de unidade deposicional, como nos aponta Fávera (2001): os depósitos de rios entrelaçados apresenta como possíveis feições em geral, sedimentos em corpos tabulares, com arranjo de granodecrescência ascendente, a partir de depósitos conglomeráticos na base. Esse canal modifica sua estrutura sedimentar dependendo do material transportado. Nos canais meandrantes é possível encontra uma das seguintes feições: corpos tabulares com superfícies inclinadas, base plana abrupta e topo gradacional, meandros abandonados preenchidos por argila entre outras feições.

Suguio (2003) apresenta também feições que diz respeito ao aspecto geral da estrutura dos depósitos fluviais, onde em seqüência vertical verifica-se uma tendência de afinamento rumo ao topo das partículas, que pode se repetir por várias vezes. O autor *op citado* acima levanta também alguns aspectos direcionados ao comportamento litológico, como por exemplo nos depósitos de canais existe desde cascalhos a areia de seleção moderada a boa e com baixo conteúdo de argila.

5. MÉTODOS E TÉCNICAS

5.1 O TRABALHO DE CAMPO

A área de coleta das amostras se encontra no distrito de Tabocas, município de Brejo da Madre de Deus, cuja à acessibilidade se faz a partir da BR 232 no sentido Recife – Caruaru e, em seguida, pela rodovia PE 104, até a cidade de Fazenda Nova, onde uma rodovia não pavimentada dá acesso à área.

Antes da realização do trabalho de campo foi realizada uma investigação preliminar da área, através da elaboração do mapa geomorfológico, a fim de identificar onde se encontravam as áreas de estocagem de sedimentos. Este procedimento possibilitou, durante o trabalho de campo, a escolha da área para a coleta de amostras onde as suas características estratigráficas poderiam favorecerem a reconstrução da dinâmica ambiental da área. Após esta análise preliminar foram realizados dois trabalhos de campo com o objetivo de se escolher as áreas em que os depósitos coluviais fossem mais representativos. Nesses trabalhos de campo foi realizado o georeferenciamento do depósito e coleta de amostras para análise sedimentológica e datação pelo método da LOE.

5.2 O MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO

O mapeamento geomorfológico da área foi realizado em uma escala de detalhe, a fim de nortear a interpretação de dados para a explicação da dinâmica geomorfológica presente e sugerir pontos chaves para a área de coleta das amostras.

A área de estudo esta localizada em uma silhueta de serras que possuem as direções estruturais dominantes do embasamento cristalino (NE-SW) a uma altitude que varia de 531 m há um pouco mais de 1000 m. O ponto de amostragem trata-se de uma rampa coluvial de geometria côncava, seccionada por uma estrada.

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).

5.3 A ANÁLISE DA DENSIDADE DE DRENAGEM

A densidade de drenagem é reconhecidamente, uma das variáveis mais importantes para a análise morfométrica das bacias de drenagem, fornecendo uma gama de vantagens para elucidação da dinâmica geomorfológica, como: o grau de dissecação topográfica em paisagens elaboradas pela atuação fluvial servindo como indicador para a identificação de áreas sobre influencia do neo-tectonismo e, a partir

do seu estudo é possível fazer inferências sobre a vegetação, a litologia e o clima, através do controle que esses exercem na densidade de drenagem

O primeiro a isolar e estudar esse parâmetro foi Neuman (1900) *apud* Christofolletti (1981) que analisou 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 a precipitação. O mesmo autor (*op cit*) destaca a importância da densidade de drenagem, descrevendo-a como variável potencialmente significativa e útil aos estudos geomorfológicos. O autor ainda atento para o fato de que esses parâmetros, muitas vezes, são negligenciados, e que novas investigações são necessárias para uma compreensão mais precisa dos mecanismos denudacionais nas diversas regiões morfoclimáticas e sua relação com a drenagem.

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 foi chamado de densidade de drenagem e, se expressa, pela seguinte fórmula:

$$Dd= Lb/A$$

Dd= densidade de drenagem

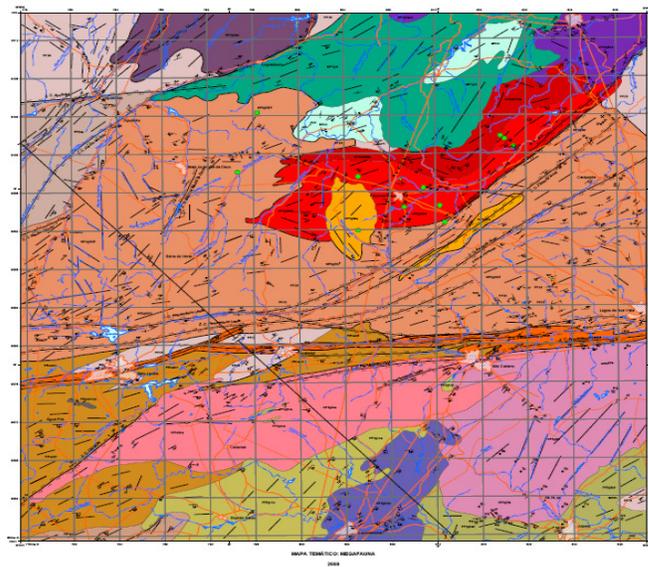
Lb= comprimento total dos rios ou canais existentes na bacia

A=área da bacia

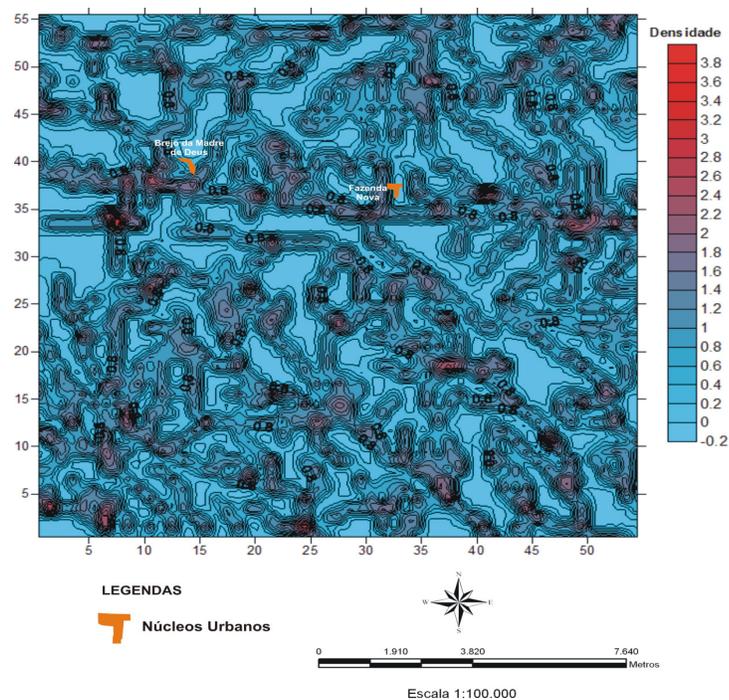
Portanto com o intuito de compreender de uma forma mais nítida a dinâmica geomorfológica da área em estudo, efetuou-se o cálculo da densidade de drenagem.

Para isso foi feita uma divisão a partir da área recoberta pela folha de Belo Jardim, onde se encontra o distrito de Tabocas, em quadriculas de 1km x 1km na escala de 1:100.000. Logo após, partiu-se para a digitalização da rede de drenagem, através do uso do *software* Surfer8. Os valores de densidade de drenagem observados variaram em uma escala de 0,2 a 3,2. Tomando como referência o método utilizado por Silva (2007), esta frequência espacial dos índices, 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.

A densidade de drenagem apresentou-se bastante variável na área, com altas e baixas taxas, o que permite supor que apresenta uma subordinação litológica, visto que a carta de Belo Jardim apresenta uma dispersão considerável quanto aos parâmetros geológicos. Enquanto ao substrato rochoso na qual esta inserida o distrito de Tabocas, o Batólito Caruaru-Arcoverde, o maior corpo da associação cálcio-alcalina de alto potássio da Província Borborema (Melo, 2002), a densidade de drenagem desse substrato rochoso apresenta em geral valores relativamente altos na densidade de drenagem, chegando em alguns pontos ser superior a o índice 3.



MAPA GEOLÓGICO DA CARTA BELO JARDIM



MAPA DE DENSIDADE DE DRENAGEM

Figura 17: Mapa geológico e Índice da Densidade de Drenagem da carta topográfica Belo Jardim (onde 0,2 a 0,9 – equivale a baixa densidade e 0,9 a 3,6 – alta densidade de drenagem) (Fonte: Silva (2007))

Outras litologias presentes no distrito de tabocas são estruturadas pelos sedimentos eluvionares/coluvionares arenosos e sedimentos aluvionares arenosos, pertencentes às formações superficiais cenozóicas do Quaternário, que ocorrem em diversas porções do Estado de Pernambuco. Estes sedimentos constituem extensas coberturas de sedimentos inconsolidados a pouco consolidados, de constituição areno-síltica a arenoargilosa, cujas porções inferiores destes depósitos ocorrerem horizontes conglomeráticos. Em virtude de sua composição, esta estrutura apresenta solos desenvolvidos que vão apresentar boa capacidade de campo, mantendo a densidade de drenagem baixa.

Entretanto, os depósitos quaternários, representados pelas rampas de colúvio e plainos aluviais, de granulometria fina a grosseira, com intercalações de siltes e argilas, apresentou valores de densidade relativamente altos em alguns setores (acima de 0,9). 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.

Por causa da forte relação existente entre as estruturas litológicas e a composição do solo e a sua interferência na densidade de drenagem, foi realizado também a relação entre solos e densidade, a partir do levantamento dos solos existentes na área de estudo. Nesse levantamento foi encontrando os seguintes solos: Argissolos, Neossolos Regolíticos, Neossolos Flúvicos, Gleissolos, planossolos e os neossolos litólicos. Onde os Argissolos e os Neossolos Litólicos, correspondem pela maior expressão areal. Os valores mais elevados da densidade de drenagem se estabelecem sobre os neossolos regolíticos e neossolos litólicos, em virtude de suas propriedades físicas, que favorecem o

escoamento superficial, possuindo baixa profundidade e horizonte A assentando, em alguns pontos, diretamente sobre a rocha sã, dificultando a infiltração e produzindo um maior escoamento superficial.

Os argissolos, na qual esta associado às rampas de colúvio, possui na área uma considerável extensão areal, e 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, esta propriedade foi nitidamente observado no trabalho de Silva (2007).

5.4 MÉTODOS E TÉCNICAS DA ANÁLISE DOS SEDIMENTOS

O estudo da distribuição granulométrica são resultados de processos geradores de sedimentos relacionados a diversos tipos de transporte, onde a presença ou ausência de partículas diversas podem ser explicadas por vários fatores na qual contribui para a formação da unidade deposicional. Portanto, o estudo das distribuições granulométricas com o tipo de transporte vem permitindo inferir conclusões sobre a história erosiva e deposicional da área.

Esta conclusão é possível em virtude da geometria que o sedimento demonstra em relação ao seu ambiente formador a partir de algumas propriedades como: a porosidade, que indica capacidade de armazenamento de água; a permeabilidade, a assimetria, que indica a natureza do fluxo; o grau de

seleção, que indica as condições presente no transporte, como o tipo de fluido; dentre outras variáveis.

O primeiro passo para a análise sedimentológica, foi o trabalho de campo, cujo objetivo principal foi a identificação de possíveis áreas que teriam a sua morfologia explicada através de mudanças climáticas no semi-árido, como por exemplo, as encostas, e uma localização geográfica favorável a coleta dos sedimentos.

Na área de coleta foram realizadas as seguintes ações: perfil estratigráfico, análise da macrofábrica sedimentar, coleta de amostras para a caracterização das propriedades sedimentológicas. Para tais análises, as amostras foram coletadas em sacos plásticos, com cerca de 1000g de sedimentos. A análise morfoscóptica foi realizada no Laboratório de Paleontologia do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco.

Em virtude de estudos que objetive a elucidação de ambientes quaternários, torna-se necessário dados cada vez mais precisos para interpretação da paisagem. Desta forma, realizou-se a datação dos sedimentos pelo método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), sendo o afloramento georreferenciado com o uso de GPS de mapeamento Garmim 76S. A datação foi realizada no Laboratório de Vidros e Datações, na faculdade de Tecnologia de São Paulo. As amostras destinadas a datação foram coletadas em tubos de PVC de cor preta, com 40 cm de comprimento e 5cm de diâmetro, sendo os tubos introduzidos no sedimento evitando-se ao máximo a exposição da luz solar e sendo os tubos fechados com tampas pretas 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 para datação por LOE foram coletadas nos mesmos níveis daquelas destinadas a análise sedimentológica, a fim de permitir uma correlação cronoestratigráfica adequada com os sedimentos estudados.

Para cada amostra coletada foi analisado os tipos de argilominerais presentes em cada nível estratigráfico, através da técnica de Difração de Raio X, que permite identificar quais minerais encontram-se presentes na fração argila por meio da distância interplanar do grupo estrutural ao qual pertence o argilomineral. Neste caso, foram focados neste trabalho os espaçamentos de 7, 10 e 14Å^o (Angstroms) referentes à caulinita, illita e esmectita, respectivamente. Tais análises foram realizadas no Laboratório de Raio X do Departamento de Física da Universidade Federal de Pernambuco.

5.4.1 A Análise Sedimentológica

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)². 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 temperatura³.

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 média, areia grossa, cascalho.

² 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.

³ 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.

Os valores obtidos em gramas para cada fração granulométrica foram submetidos a tratamento seguindo os parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957), tendo sido calculados o diâmetro médio, o grau de seleção, o grau de assimetria e curtose (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 03 - 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 04 - 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 05 - 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

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).

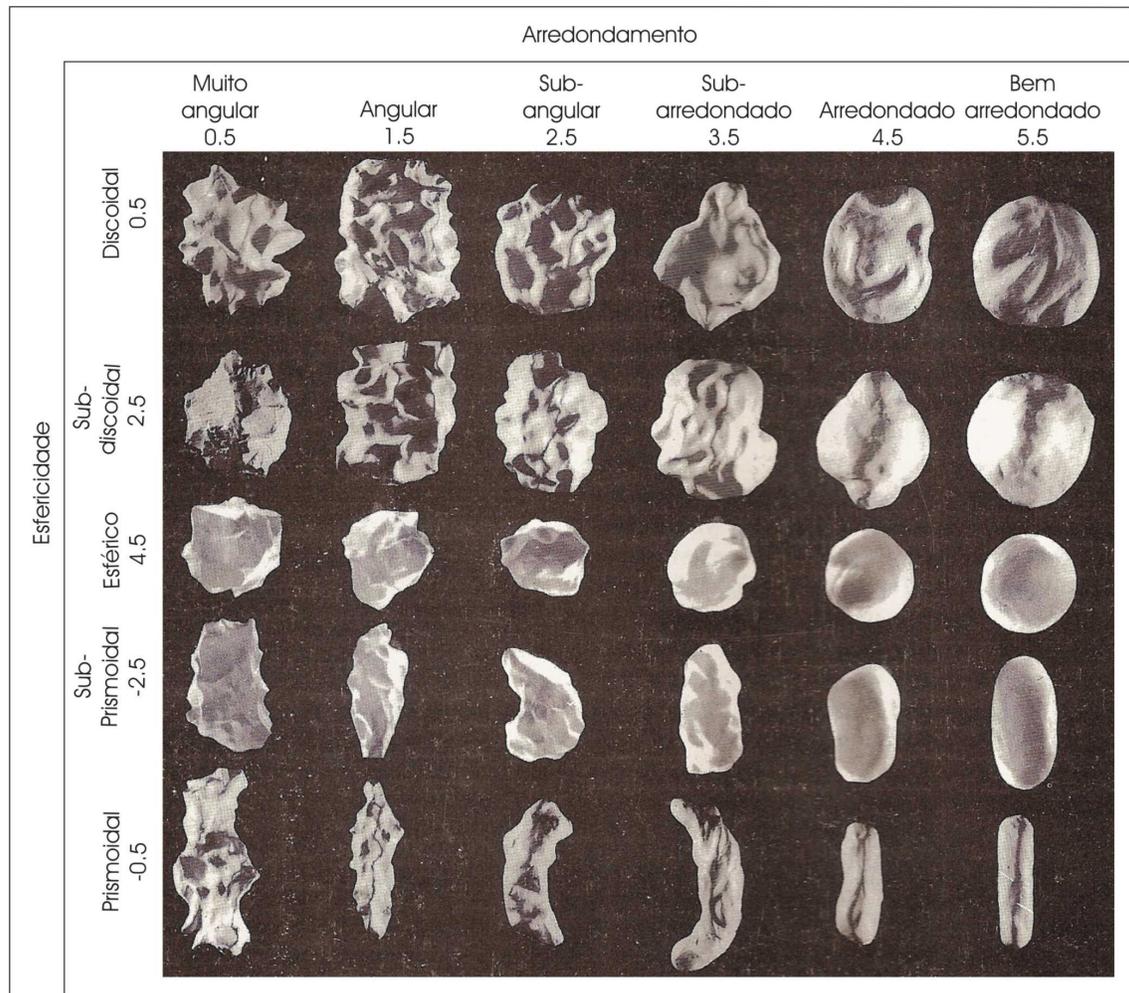


Figura 18 – Diagrama representando os diferentes graus de arredondamento e esfericidade (Powers, 1982 apud Tucker, 1995).

5.5 O MÉTODO DA LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE)

Usada para estimar o tempo percorrido desde que os sedimentos foram expostos pela última vez a luz do sol, este método é capaz de evidenciar eventos ocorridos principalmente durante o período do Quaternário. O método da LOE enquadra-se dentro da necessidade de uma datação com certo nível de precisão que este período geológico exige, pois eventos de pequena magnitude tendem a

serem evacuados pelos processos erosivos de maior proporção, nas quais são os responsáveis pela paisagem, sendo a sua existência difícil de ser percebida, se não for utilizado um método eficaz de datação.

Esse método de datação baseia-se em perdas de alguns elétrons dentro da unidade estrutural do mineral, principalmente o feldspato e o quartzo, onde a população de elétrons é atraída para um campo defeituoso, provocada por uma vaga de um íon negativo, onde a ausência do seu lugar apropriado implica em um déficit de carga negativa, e, portanto esta parte da estrutura passa a aprisionar um elétron livre, já que o defeito é inerente a própria estrutura cristalográfica dos minerais Aitken (1988; apud Corrêa, 2001). A energia empregada para a liberação dos elétrons é proveniente da luz solar, antes de esses minerais serem recobertos por um novo evento deposicional, podendo a partir desse fato estabelecer o período de tempo que perdurou desde que a população aprisionada de elétrons foi liberada pela última vez. Esta liberação que produz um decaimento radioativo pode ser medida através de sinais luminosos, definindo, portanto em que consiste o método da Luminescência Opticamente Estimada, a LOE, como define Huntley et al. (1985; 1988 apud Corrêa, 2001). Após soterrados, esses elétrons retornam ao seu estado de base a partir de atrações de carga negativa dentro da unidade do cristal, ou seja, a população de elétrons é novamente aprisionada. Através da incidência de um sinal luminoso é possível saber o quanto de elétrons já foi aprisionada e estimar o período da última estabilização. De acordo com o comprimento da onda luminescente, existem dois tipos deste método a: LEIF – Luminescência do Infravermelho, para o feldspato potássico e LLV – Luminescência de Luz Verde para o quartzo.

A liberação desses 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), ou seja, o tempo de soterramento pode ser determinado pela medição da dose armazenada nos grãos, dividida pelo fluxo da radiação ionizante ambiental (dose ambiental). Sendo a fórmula para a sua medição expressada da seguinte maneira:

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

Onde 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. E 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 há um ano, refere-se a esta taxa como “Dose Anual”, sendo calculada a partir do equilíbrio radioativo do composto urânio e tório, através da conversão de

fatores que fornecem a dose de radiação para uma matriz quase infinita por unidade de concentração, onde a contribuição dos raios cósmicos é estimada de acordo com a profundidade do material, altitude e latitude da área amostrada. O cálculo dessa dose anual é mais complexo, em virtude de fatores externo ao depósito, por exemplo, os níveis de umidade ambiental e outros fatores como o intemperismo químico, de maneira que a sua fórmula final pode ser expressa da seguinte forma:

$$D_a = 0,92 (D_\beta) / 1 + 1,25 H_2O + D_\gamma / 1 + 1,14 H_2O + D_c + (D_{\beta i})$$

Onde, D_a (dose anual), D_β (dose de radiação beta), D_γ (dose de radiação gama), D_c (dose de radiação cósmica), $D_{\beta i}$ (dose de radiação beta interna oriunda do K^{40} para as amostras de K-feldspato) e H_2O (teor de água da amostra, expresso de 0 a 1).

Em algumas situações a LOE apresenta algumas limitações, quando em circunstâncias nas quais os sedimentos não foram suficientemente expostos à luz solar antes da deposição, superestima o tempo decorrido desde o último soterramento; portanto, deve-se estabelecer, a partir de diversos pré-testes, a viabilidade da datação.

A viabilidade da datação pode ser analisada dentre várias maneiras, dentre elas a que se encontra em Clarke et al. (1999), onde 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.

Mesmo com essas observações, dentre os métodos de datações baseadas na luminescência, cujo mecanismo de operação assenta sobre o decaimento radioativo, o método da LOE é o mais eficaz dentre esses métodos. Rendell *et al.* (1994), 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. Confirmando desta forma a melhor adequação do método da LOE para a datação de sedimentos de encosta e fluviais, depositados em condições sub-aquosas.

6. RESULTADOS E CORRELAÇÃO DOS DADOS

6.1. ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA DAS SEÇÕES VERTICAIS DO COLÚVIO DE TABOCAS

Os resultados da distribuição granulométrica podem ser empregados na interpretação dos ambientes deposicionais antigos, visto a possibilidade de se fazer uma comparação dos resultados obtidos para os sedimentos de origem desconhecida com os de sedimentos modernos na interpretação de paleoambientes. Portanto, será realizada a partir de então uma discussão sedimentológica da área de estudo.

A área de amostragem está situada do distrito de Tabocas, a 650 metros de altitude. Trata-se de uma cabeceira de drenagem côncava do tipo hollow, com recobrimento coluvial constituindo uma rampa de inclinação suave estendendo-se até o pedimento, formando um angulo de inflexão bem definido com os setores superiores da encosta desprovida de sedimentos. O material coluvionar encontra-se seccionado pela abertura de uma rodovia secundária, deixando a mostra uma seqüência relativamente espessa de um material areno-argiloso vermelho e de estrutura maciça (Figura 19).



Figura 19 – Área de coleta no distrito de Tabocas.

A seqüência coluvial apresenta uma espessura de 4,10 metros, seccionado por uma rodovia secundária, exibindo duas unidades estratigráficas distintas separadas por uma linha de seixos: a unidade inferior, um colúvio grosso matriz suportada, descrito como uma areia grossa argilo-arenosa avermelhada, apresenta freqüentes fenoclastos do tamanho seixo, e desprovido de estrutura (Figura 21). Não foi observado o contato entre o embasamento rochoso e o colúvio no perfil, contudo, ele ocorre em outros segmentos da estrada. Próximo a unidade superior, abaixo da linha de seixo, o colúvio toma uma proporção de areia muito grossa, evidenciando que a mesma sofreu evacuação de fácies argilo-silticas pelo processo de erosão laminar, à medida que um pavimento detrítico era formado na superfície do colúvio antes da nova deposição (Figura 22 e 23). A unidade superior é constituída de areia fina a média silto-argilosa, mosqueada,

com freqüentes grânulos de quartzo, e apresentando uma estrutura maciça (Figura 23).



Figura 20 – Unidade basal amostrado



Figura 21 – Segundo nível amostrado



Figura 22 – “stone-line” separando o segundo e o terceiro nível amostrado



Figura 23 – Unidade superior do colúvio amostrado

As amostras para as diversas análises foram coletadas a 190, 340 e 360 cm da base ao longo do perfil. O espaçamento entre os pontos de coleta foi definido, em campo, de acordo com o aspecto estratigráfico. O primeiro nível amostrado foi o meio do colúvio do patamar inferior, areia grossa argilo-arenosa; o

segundo e terceiro níveis amostrados correspondem a base e o topo da linha de seixo - “stone-line” (Figura 22). A partir da coleta dessas amostras foram analisadas as propriedades dos sedimentos voltados à definição de granulometria, morfoscopia e dos parâmetros estatísticos. Os valores de curtose, seleção e assimetria foram calculados de acordo com Folk & Ward (1957).

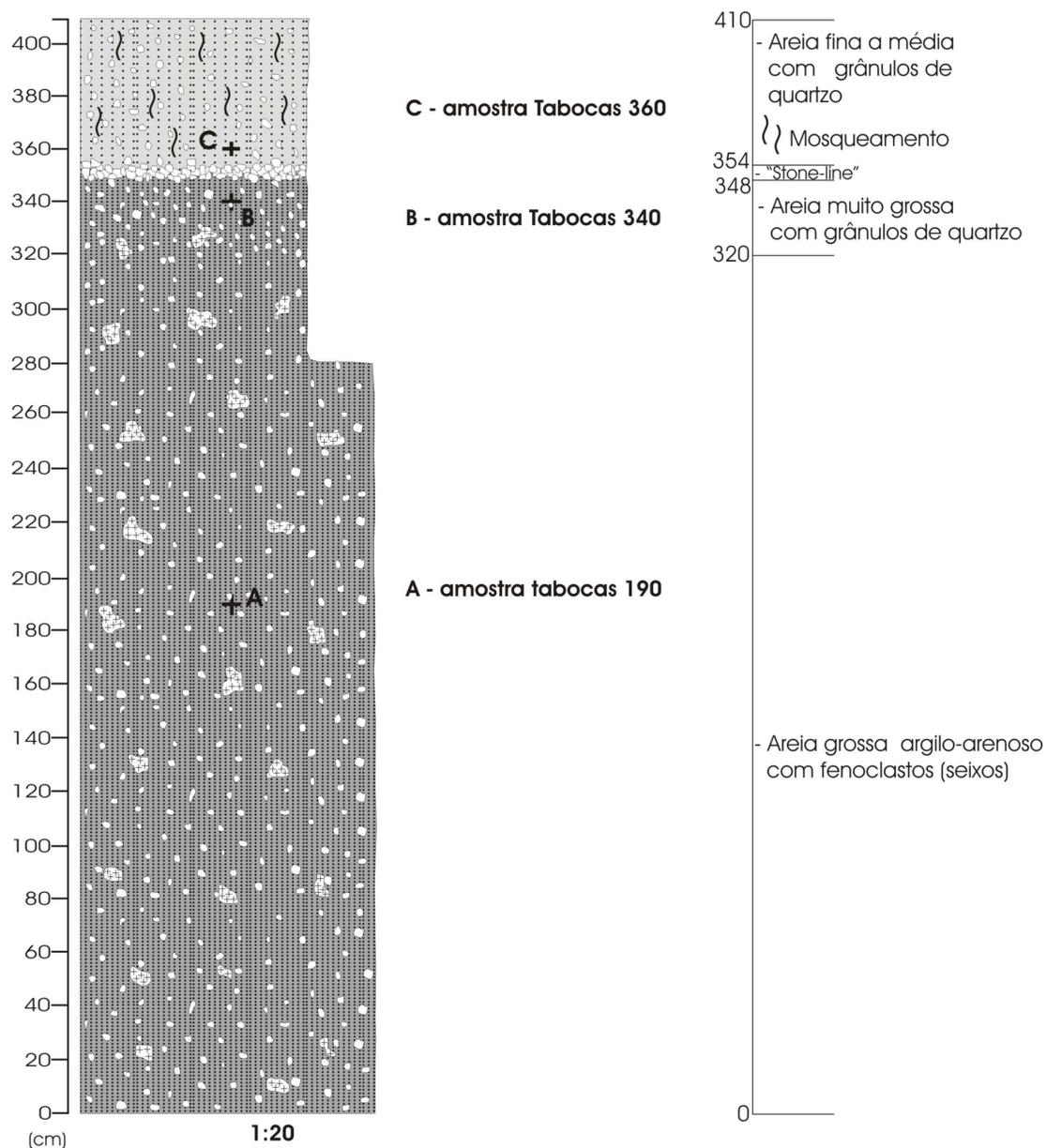


Figura 24 – Seção vertical do colúvio estudado

A análise da seleção dos sedimentos demonstrou para as amostras Tabocas 190/1B e 340/1B uma distribuição bastante homogênea quanto à forma dos grãos, com exceção da amostra Tabocas 360/1B, que se mostrou heterogênea. Entretanto, todas as amostras apresentaram baixa esfericidade e um predomínio de grãos variando de sub-angular a muito angular em seu grau de arredondamento (Tabela 06). 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.

Tabela 06 – Análise morfooscópica da fração 0,25 mm do colúvio de Tabocas.

Propriedades	Tabocas 190/1B	Tabocas 340/1B	Tabocas 360/1B
Distribuição por tamanho	Homogênea	Homogênea	Heterogêneo – grãos maiores em uma população de finos
Agregação	80% Desagregados	Na maior parte agregados	Desagregados
Esfericidade	21% Prismoidal 62% Sub-prismoidal 15% Esférico	85% Sub-prismoidal 15% Esférico	26% Prismoidal 56% Sub-prismoidal 18% Esférico
Arredondamento	33% Muito angular 29% Angular 22% Sub-angular 16% Sub-arredondado	30% Muito angular 46% Angular 24% Sub-angular	60% Muito angular 24% Angular 16% Sub-angular
Textura Superficial	90% Fosco	Fosco a sacaroidal	Fosco a sacaroidal
Opacidade	60% Transparentes 40% Opacos	Opacos com poucos grãos transparentes	80% Transparentes 20% Opacos
Minerais	80% Quartzo 20% Feldspato	70% Quartzo 30% Feldspato	Quartzo, feldspato, turmalina

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 variando de homogênea a heterogênea tendem a ser pobremente selecionados.

O resultado da análise da amostra ao longo do perfil apresentou pouca variação na distribuição granulométrica, indicando pouca variação dos processos de transporte dos sedimentos ao longo do tempo, com predominância da fração areia, lama e argila, (Tabela 07 e Figura 25) onde esses valores mais ou menos constantes de silte e argila indicam um controle climático, evidenciando altas taxas de intemperismo químico, indicando a presença de um clima úmido.

Tabela 07 – Resultado da distribuição granulométrica.

Propriedades	Cascalho(%)	Areia (%)	Lama (%)	Silte (%)	Argila (%)
Tabocas 190	4	44	52	10	42
Tabocas 340	4	36	60	10	50
Tabocas 360	2	40	58	16	42

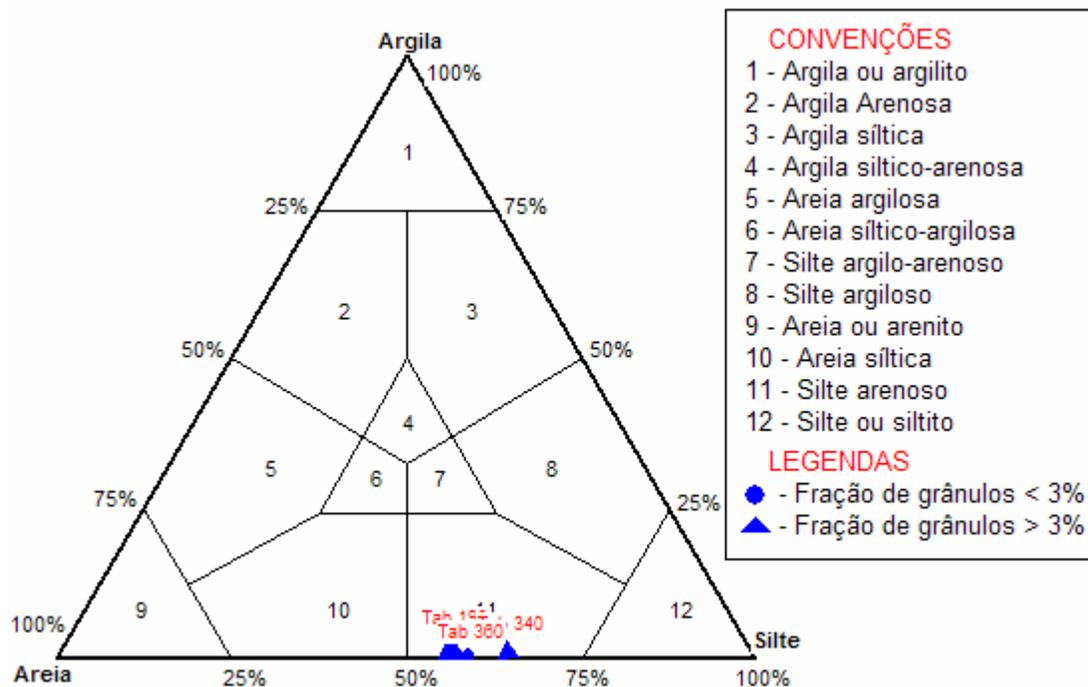


Figura 25 – Diagrama triangular de classificação de sedimentos clásticos de acordo com a granulometria.

Da mesma maneira que a esfericidade e o arredondamento, a textura superficial também revela um pouco da história deposicional, sempre levando em consideração as propriedades intrínsecas de cada sedimento analisado, visto que a desconsideração dessa propriedade pode levar a interpretações erradas da evolução da paisagem. Para tal análise foi utilizado o método empregado por Bigarella (1953), onde se leva em consideração a quantidade de trabalho sofrido pelos grãos, estabelecendo-se três tipos básicos de texturas: sacaróide, mamelonado e liso, implicando em valores determinados de trabalho. Cada um desses critérios apresenta-se fosco ou polido, se referindo a uma indicação grosseira da qual foi o meio de transporte.

Os sedimentos analisados quanto a essas propriedades, apresentaram-se todos com superfícies foscas, provindas da dissolução e a reprecipitação da sílica, sob condições subaquosas na superfície dos grãos de areia.

O sinal da assimetria fornece indicações sobre a natureza do fluxo transportador dos sedimentos, podendo ser negativa ou positiva: se assimetria for negativa (bidirecional), a distribuição se achará desviada para os valores menores, ou para as partículas grosseiras. Se assimetria for positiva (unidirecional) a assimetria se achará desviada para as partículas mais finas. Os valores de assimetria muito positiva estão relacionados às fácies areno-argilosas e as muito negativas àquelas argilo-arenosas e argilo-sílticas. Na área de estudo a assimetria apresentou-se com valor muito negativo. Esta situação, dentro do ambiente semi-árido, indica uma dinâmica resultante da erosão laminar, com evacuação dos finos e fluxos de detritos de baixas viscosidades.

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, Isto é, distribuição bimodal com as modas amplamente separadas.

Tabela 08 -Parâmetros estatísticos das amostras de tabocas.

Amostras	Seleção	Assimetria	Curtose
Tabocas 190	Muito pobremente selecionado	-0,6389 – assimetria muito negativa	0,562 – muito platicúrtica
Tabocas 340	Muito pobremente selecionado	-0,8083 – assimetria muito negativa	0,5803 – muito platicúrtica
Tabocas 360	Muito pobremente selecionado	-0,6752 – assimetria muito negativa	0,5296 muito platicúrtica

Em todas as amostras foi observada a abundância de material de diversos estágios de alteração e presença notável de quartzo e feldspatos frescos. Esta característica também sugere o tipo de transporte “relativamente” rápido, com isolamento pós-deposicional do material, embora a grande presença de quartzo em relação ao feldspato indique a eficácia do clima em gerar um material de alteração mais amadurecido mineralogicamente (Tabela 06).

Dessa forma, as análises estatísticas ora consideradas corroboram a hipótese de que há um controle direto dos mantos de alteração, elaborados sob condições de umidade que forneceram o material para a formação do colúvio de Tabocas, mediante um regime de transporte de alta energia.

6.2 SIGNIFICADOS DAS DATAÇÕES DO COLÚVIO E ESTUDO DA DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA DE TABOCAS

Ao longo do Quaternário, grandes mudanças aconteceram nos padrões de circulação da atmosfera, portanto, ao fazer considerações sobre a dinâmica geomorfológica da área, precisa-se levar em consideração a complexa interação

entre clima, cobertura vegetal, relevo entre outros elementos, a fim de que não possa existir dúvidas na interpretação paleoambiental da área estudada. Daí a preocupação deste trabalho em levantar dados consistentes, a partir de evidências sedimentológicas e datações por LOE na elucidação e construção da dinâmica geomorfológica de Tabocas (Tabela 09).

Tabela 09 – Idade dos Colúvio de Tabocas.

Amostra	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	P (Gy) LOE	Idade BP (ano)
Tabocas 360	4.575 \pm 217	91,80	20.100 \pm 2.000
Tabocas 340	4.273 \pm 235	315,79	73.900 \pm 7.800
Tabocas 190	4.261 \pm 276	257,69	60.500 \pm 6.900

No distrito de Tabocas a rampa de colúvio em forma de um pedimento exhibe uma sucessão de unidades coluviais com sobreposição vertical separados por uma linha de seixos. As amostras foram coletadas na base da unidade inferior do colúvio, abaixo e acima da linha de seixos. Os resultados das datações produziram datas muito próximas para a base e abaixo da linha de seixos, o que indica tratar-se, possivelmente, de um único evento deposicional ocorrido a 67,2 Ka, sob regime gravitacional de alta energia, correspondendo à deposição destas unidades a um fluxo de detritos de baixa viscosidade. Esta data pode ser relacionada a uma reumidificação do clima no Pleistoceno superior, antes que a cobertura vegetal se recuperasse da semi-aridez que antecederá este evento. O processo de coluvionamento deste nível também pode está associado a eventos

pluviais máximos de baixa recorrência dentro de um padrão climático correspondente ao contemporâneo.

Neste período a paisagem foi marcada por uma remobilização maciça dos fragmentos mais grossos das coberturas superficiais, estando esse evento associado a uma cobertura vegetal aberta após período de secura prolongada deixando disponível sobre a superfície os materiais mais grossos, sendo removidos por movimentos de massa do tipo fluxo de detritos, sob condições torrenciais, concernentes com um colúvio grosso matriz suportada, com freqüentes fenoclastos do tamanho seixo e desprovido de estrutura.

Esse evento está relacionado à transição de um período mais seco para uma provável reumidificação do clima, correspondente à mudança de um período stadial para a entrada de um interestadial dentro do Penúltimo Máximo Glacial, com chuvas concentradas, onde a vegetação ainda não se adequou ao processo de reumidificação. Esta análise se encaixa na tipologia de interpretação de atividade geomorfológica apresentada por Knox (1972), onde o período de maior atividade geomorfológica ocorre na sucessão de um clima seco para um clima úmido.

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) e para os depósitos de Tanques em Fazenda Nova estudado por Silva (2007), confirmando assim a ocorrência de um episódio de reumidificação no ambiente com fortes tempestades convectivas.

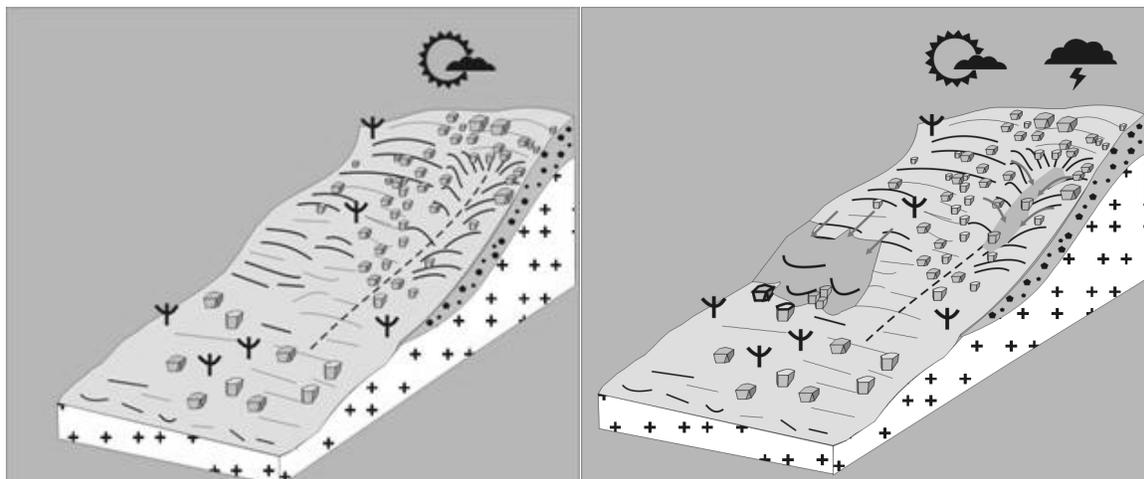


Figura 26 – Transição de um período estadal para interestadial, onde a vegetação ainda não respondeu ao processo de reumidificação (CORRÊA, 2001).

A unidade superior, referente a amostra Tabocas 360/1B, forneceu uma idade de 20,1 Ka. A deposição desta unidade coincide com o início do UMG, onde a maior parte do planeta parece ter sido seca durante a última idade do gelo e os padrões de precipitação variaram por cinturão de latitude. Na região do semi-árido o clima parece mais seco que a do presente e as precipitações escassas e concentradas. Sendo os eventos isolados de alta precipitação os responsáveis pela remoção dos materiais em um padrão climático semi-árido severo, sob a vegetação de caatinga, na qual favorece a erosão laminar com remoção das fácies argilosílicas e concentração de grossos.

Estas evidências corroboram a hipótese da ocorrência de chuvas torrenciais isolados durante o UMG para o Nordeste do Brasil bem marcado por Corrêa (2001) para a Serra da Baixa Verde, Mutzenberg (2007) para o vale do Rio Carnaúba e Silva (2007) para os depósitos de Tanque em Fazenda Nova.

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 demonstra 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 (Figura 27).

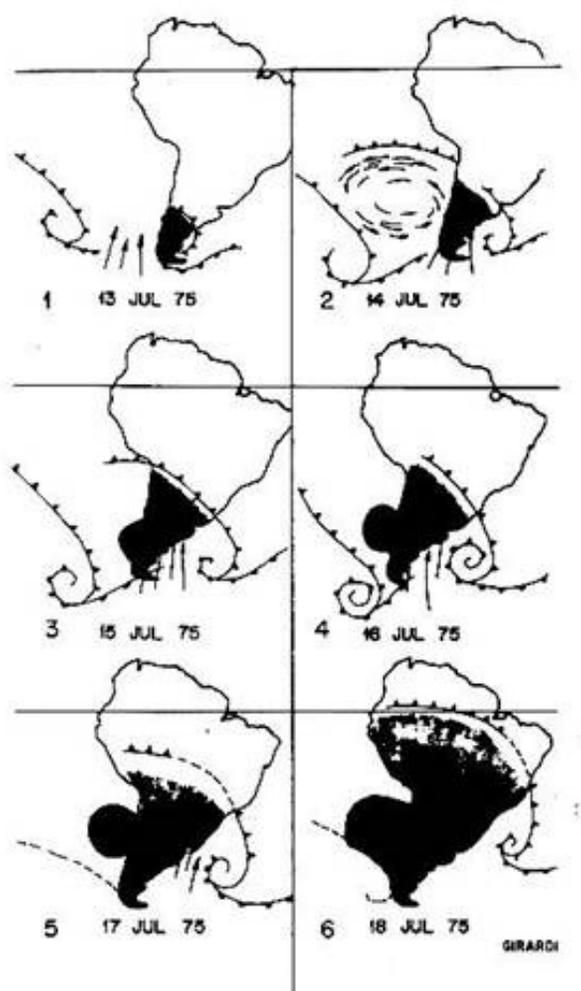


Figura 27 – Esquematização do evento “Poço dos Andes” baseados na seqüência fotográfica de Satélite Geoestacionário SMS-2, entre 13 e 18 de julho de 1975. (Fonte: <http://www.master.iag.usp.br/ensino/sinotica/aula09/AULA09.htm>)

Este comportamento do clima no UMG pode ser melhor entendido dentro de uma escala maior, onde em todo o território brasileiro, o clima foi dominado por uma expansão, em direção ao equador, das massas de ar da Antártica, onde a circulação do ar atual, sofreu grande atuação do anticiclone semifixo do Atlântico Sul, que durante os períodos glaciais, migra para o Norte. Sob essas circunstâncias, ventos secos atingiam a região intertropical, provindas da compressão da célula de alta pressão subtropical quanto do anticiclone polar ao sul.

Em conjunto com esses fenômenos acontece a redução da radiação solar e o rebaixamento da temperatura da superfície do mar reduzindo substancialmente a evaporação dentro dos cinturões dos alísios, aumentando o ressecamento climático e as mudanças na cobertura vegetal de floresta para as savanas abertas. Dessa maneira o trabalho geomórfico da precipitação torna-se mais efetivo, carreando os mantos de intemperismo exposto.

Essa redução da radiação solar que influencia as mudanças do clima ao longo do Quaternário é também influenciada por controle externo ao clima, ou seja, por fatores astronômicos. Dentro dessa perspectiva a teoria de Milankovitch, a de Precessão dos Equinócios, afetaria a radiação, favorecendo a implantação de um período mais frio. Uma das conseqüências deste ciclo é modificar a distancia sol-terra ao longo das estações de ano. Sendo, portanto este evento uns dos grandes alimentadores do UMG.

No que diz respeito a ocorrência da linha de seixo (“stone-line”) separando as duas unidades coluviais, com datações realizadas no topo e na base desta “descontinuidade”, com idades que registram eventos ocorridos em um longo

espaço de tempo, 73,9 e 20,1 Ka respectivamente, indica que a mesma evoluiu como páleo-pavimento detrítico, pela remoção dos finos e concentração dos grossos, já que nas amostras Tabocas 190/1B e Tabocas 340/1B da base do perfil, prevalece à fração areias grossas, indicando o retrabalhamento desses depósitos por processos de lavagem dos finos e concentração de grossos, através do processo de erosão laminar, típica de um clima tropical semi-árido. Portanto, esta unidade deposicional é compreendida a partir de um viés de mudança climática que irá condicionar e modificar os processos formadores de tais depósitos.

A relação dos argilominerais por difração de raio X 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 (Figuras 28, 29 e 30).

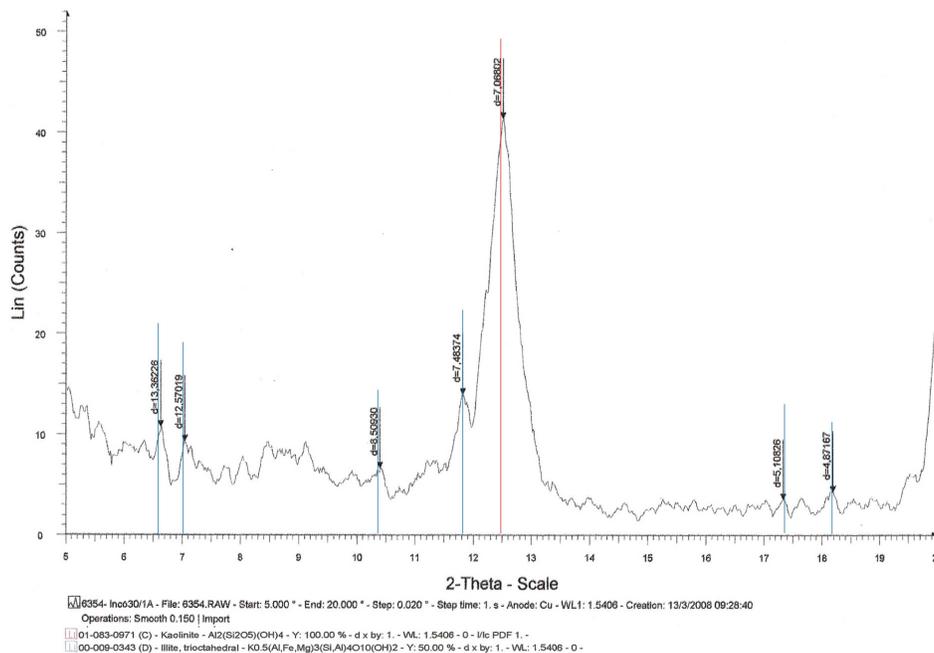


Figura 28 – Mineralogia de argila da amostra Tabocas 190/1B

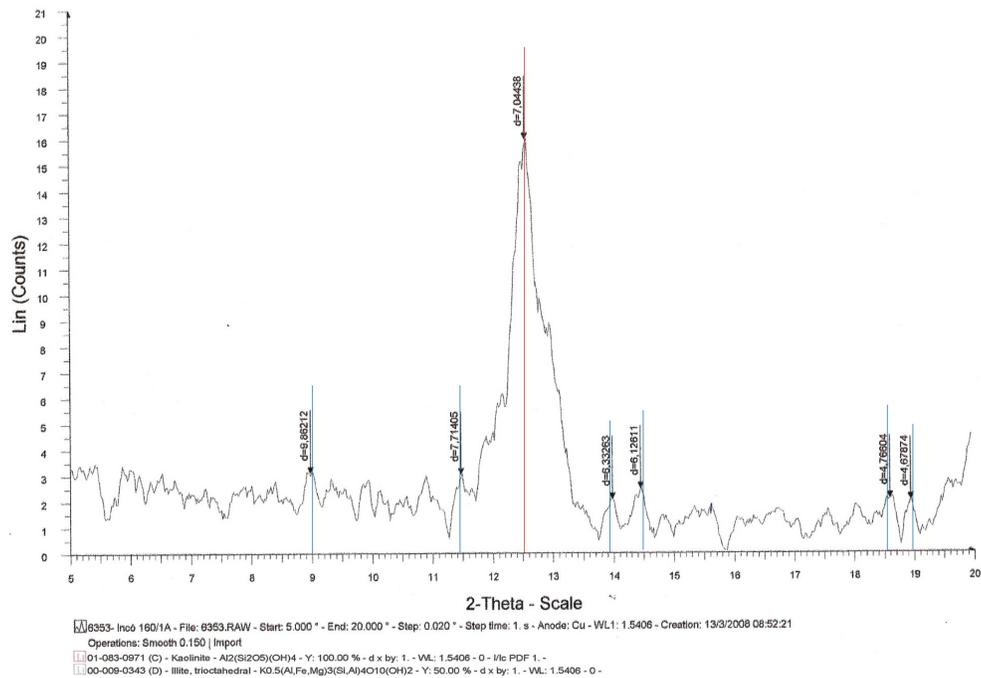


Figura 29 – Mineralogia de argila da amostra 340/1B

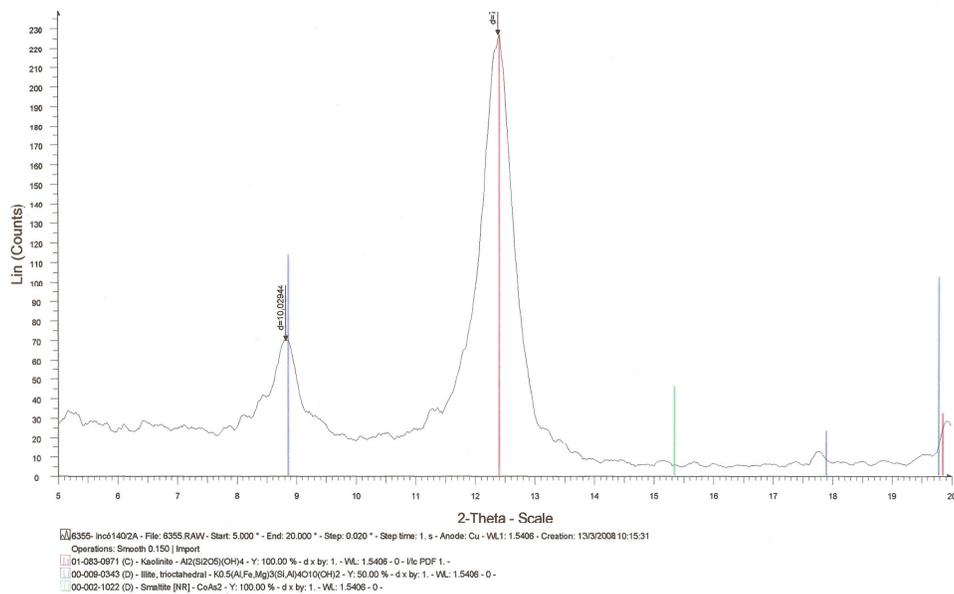


Figura 30 – Mineralogia de argila da amostra Tabocas 360/1B

É possível observar que a 67,2 Ka houve uma remobilização do manto de alteração caulínico, possivelmente elaborado no antepenúltimo máximo glacial (PMG). Provavelmente as fases quentes e secas que antecederam o UMG, o manto de alteração, que ocupava uma posição superficial da paisagem, evoluiu no sentido da bissialitização com formação de illita devido a total transformação das esmectitas. No UMG (20,1 Ka), há novamente a remobilização do manto de alteração caulínico proveniente das encostas relacionado a chuvas torrenciais isoladas. O retomada da bissialitização relacionada a um ambiente seco, com formação de illita, sugere que o clima desde então não favoreceu a evolução do manto de intemperismo no sentido da monossialitização com formação de caulinita.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS.

As conclusões a respeito da dinâmica geomorfológica para as encostas do município de Brejo da Madre de Deus foram baseados na observação dos depósitos superficiais e sua posição na paisagem. Nas áreas climaticamente diferenciadas dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema em questão, os depósitos sedimentares derivaram da remobilização dos mantos eluviais de alteração do embasamento cristalino que se reestruturaram em depósitos coluviais de diversas espessuras, associados a ciclos climáticos de signos opostos e mediados por padrões de vegetação distintos.

Uma cronologia detalhada dos eventos geomórficos de Brejo da Madre de Deus não poderiam ter sido realizada sem o uso da LOE, o que demonstra claramente que esta técnica de datação, combinada aos estudos geomorfológicos de detalhe, oferece uma oportunidade de melhor entendimento a cerca da temporalidade das mudanças sofridas pela paisagem.

Entretanto, a principal dificuldade dessa proposta é que os depósitos coluviais, da forma que se encontram na paisagem, representam apenas uma pequena parcela dos materiais originais que se moveram das porções superiores das encostas. Os eventos de acumulação de sedimentos são pontuais, ao menos os sedimentos que conseguem permanecer sobre as encostas não indicam um processo de acumulação lento e contínuo, mas a ocorrência de eventos deposicionais discretos de curta duração.

8. BIBLIOGRAFIA

ARRUDA, E.M. Caracterização dos ambientes deposicionais na bacia do ribeirão entupido, complexo alcalino do Passa Quatro, São Paulo. Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual de Paulista. 2004, 189p.

BLOOM, L. Arthur – Superfície da Terra, Edit. Edgard Blucher LTDA, São Paulo, 1988.

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.

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.

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

CLARKE, M.L et al. Quality assurance in Luminescence dating. *Geomorphology*, V 29, p 173-185.

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. 386 p. Tese de Doutorado – IGCE, UNESP.

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

CUNHA & GUERRA. *Geomorfologia do Brasil*: 4ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006, pp. 107-136.

DE OLIVEIRA, P.E. et al. *Geologia do Quaternário*: 3. Paleovegetação e Paleoclimas do Quaternário do Brasil: São Paulo: Holos Editora, 2005, pp. 52-74.

EMBRAPA. *Manual de métodos de análises do solo*. Ed. EMBRAPA/CNPS, Rio de Janeiro, 2ª ed., 1997. 212p.

FAIRBRIDGE, R.W. Quaternary Period. ed. *Encyclopedia of Geomorphology*.. New York, Reinhold Book Co. 1968.

FÁVEA, J.C.D. Fundamentos de Estratigrafia Moderna. Rio de Janeiro: EdUERJ, 2001.

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.

GUERRA, A. J.T & CUNHA, S.B. Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos. 4^a ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin* 56. Boulder, 1945.

KNOX, J. C. Valley alluviation in south-western Wisconsin. *Annals of the American Association of Geographers*, v.62, p.401-410, 1972.

LASCORZ, I.C. Mecanismos conductores del cambio climático. Registros paleoclimáticos e interferencia de la actividad antrópica. Barcelona, Casa de la Caritat, 1999.

MACMANUS, J. Grain Size determination and interpretation. In: TUCKER, M. Techniques in sedimentology. Cambridge: Blackwell, 1988. p. 63-85.

MELO, A. B. C. et al. 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.

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.

MOURA, Josilda R.S & MELLO, Cláudio L. – Classificação Aloestratrigráfica do Quaternário Superior Na Região do Bananal, Revista Brasileira de Geociências 21(3):236-254, setembro de 1991.

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.

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

RENDELL, H.M. et al. Underwater bleaching of signals from sediment grains: new experimental data. Quaternary Science Reviews, v 13, p 433-435.

RIBEIRO, H.J.P.S. Estratigrafia de Seqüências: Fundamentos e Aplicações. 1ª ed. São Leopoldo, RS: Unisinos, 2001.

RICCOMINI, Claudio et al. Decifrando a Terra: 10. Rios e Processos aluviais. 1ª ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2000, pp. 191- 202.

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

SALGADO-LABOURIAU, M. L. Critérios e Técnicas para o Quaternário. São Paulo: Edgard Blucher, 2007.

SELLEY, R.C. An Introduction to sedimentology. Londres, Academic Press, 1986.

SILVA, D.G. Evolução Paleoambiental Dos Depósitos De Tanques Em Fazenda Nova, Município De Brejo Da Madre De Deus – Pernambuco. Recife. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal de Pernambuco. 2007. 155p.

SUGUIO, K. Geologia do Quaternário, 1ª Ed. São Paulo: Edgard Blucher, 2003.

SUGUIO, K. Introdução a Sedimentologia, 1ª Ed. São Paulo: Edgard Blucher, 2001.

SUGUIO, K. et al. Quaternário do Brasil, 1ª Ed. São Paulo: Holos Editora, 2005.

VIERA, L. Manual de Ciências do Solo, São Paulo: Ed. Agronomio Ceres.1975.