

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO – UFPE  
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS – CFCH  
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS GEOGRÁFICAS – DCG  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA - PPGeo



# A PARTICIPAÇÃO DA MORFOESTRUTURA NA GÊNESE DA COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO GRÁBEN DO CARIATÁ, PARAÍBA

BRUNO DE AZEVEDO CAVALCANTI TAVARES



Recife, 2010

**BRUNO DE AZEVEDO CAVALCANTI TAVARES**

**A PARTICIPAÇÃO DA MORFOESTRUTURA NA GÊNESE DA  
COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO GRÁBEN DO CARIATÁ,  
PARAÍBA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa

Recife

2010

**Tavares, Bruno de Azevedo Cavalcanti**

**A participação da morfoestrutura na gênese da compartimentação geomorfológica do gráben do Cariatá, Paraíba / Bruno de Azevedo Cavalcanti Tavares. -- Recife: O Autor, 2010.**

**137 folhas.**

**Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CFCH. Geografia, 2010.**

**Inclui bibliografia.**

**1. Geografia. 2. Gráben do Cariatá. 3. Rio Paraíba. 4. Rio Mumbaba. 5. Drenagem . I. Título.**

**91  
910**

**CDU (2. ed.)  
CDD (22. ed.)**

**UFPE  
BCFCH2010/128**

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

**BRUNO DE AZEVEDO CAVALCANTI TAVARES**

**Título:** “A PARTICIPAÇÃO DA MORFOESTRUTURA NA GÊNESE DA  
COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO GRÁBEN DO  
CARIATÁ, PARAÍBA”

**BANCA EXAMINADORA**

**TITULARES:**

Orientador:



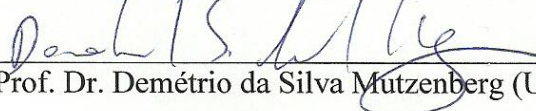
Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa (UFPE)

1º. Examinador:



Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra (UFRN)

2º. Examinador:



Prof. Dr. Demétrio da Silva Mutzenberg (UFPE)

APROVADA em 31 de agosto de 2010.

## **AGRADECIMENTOS**

À Deus por mais uma conquista.

Aos meus Pais, Marcos Caetano e Maria do Rosário, por toda a ajuda e o apoio em todas as etapas em minha vida. Aos meus avós, Wilson Cordeiro Tavares e Maria Zélia, que sempre me deram força pra que eu continuasse meus estudos. Meus irmãos, Amanda e Marcelo, por apoio incondicional..

Ao meu orientador Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa, pela paciência e competência em guiar os meus passos na pesquisa e por toda a ajuda que tem me dado desde os tempos de graduação, muito obrigado!

Ao Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra pelos conselhos científicos que ajudaram muito no desenvolvimento da pesquisa.

Ao Professor Henry Lavalley e ao Sérgio Santana por terem trabalhado nas amostras de datação no Cariatá.

Aos coordenadores do Programa de Pós-graduação em geografia Prof. Dr. Jan Bitoun e Prof Dr. Alcindo José de Sá.

A Larissa Rafael, por todo o amor, carinho, apoio incondicional que me foi dado nessa importante etapa da minha vida. Eu te amo.

A Ricardo Ferreira pela imensa ajuda com as análises sedimentológicas.

Aos amigos e irmãos de todas as horas, Leandro Navarrete, Dimas Mutzenberg, Demétrio Mutzenberg, Bruno Campos, Erik Cavalcanti, Wagner Valença, Douglas, Rafael, Diego, Camarada Riodenis, Gerson, Adriano Mago, Adriano Gordo.

Agradecimento ao Demétrio pela oportunidade que me foi dada de trabalhar na FUMDHAM e também por que através desse trabalho tive a oportunidade de conhecer pessoas a quem tenho muito apreço: Tainã, Luciano, Bernardo e Carol.

Aos amigos da faculdade, Daniel Lira, Hewerton Alves, Lucas Cavalcanti, Kleython Monteiro.

Aos meus amigos da graduação em geografia, Cybele Miranda, Felipe Maciel, Priscila Batista, Elvira, Débora, Talitha Lucena, Eduardo Câmara, André Moura, Anderson.

Ao pessoal do GEQUA (Grupo de estudos do Quaternário do Nordeste do Brasil) por toda a ajuda e companheirismo em todos esses anos de trabalho.

A CAPES e ao CNPq pela concessão de bolsas de mestrado.

*“Não há assunto tão velho que não possa ser dito algo de novo sobre ele”*  
(Fiodor Dostoiévski)

## RESUMO

TAVARES, B. de A. C. **A participação da morfoestrutura na gênese da compartimentação geomorfológica do gráben do Cariatá, Paraíba.** 2010. 136 f. Dissertação (mestrado) – Pós Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2010.

O Gráben do Cariatá está situado a 85 km do Recife, tem a sua maior expressão espacial no município de Itabaiana, Paraíba. Este trabalho tem como objetivo, esclarecer os vínculos entre tectônica e relevo na área do gráben do Cariatá, Paraíba, tomando como elementos para a construção empírica da abordagem, evidências morfológicas, sedimentológicas e morfoestruturais sobre a esculturação da paisagem geomorfológica. Para a obtenção dos dados da pesquisa foram utilizadas imagens de satélite de alta resolução, mapeamentos geomorfológicos de detalhe feitos em campo e corrigidos na etapa de gabinete. Os dados sedimentológicos foram obtidos através da coleta de amostras de sedimentos das áreas do gráben que apresentam elementos marcadores dos eventos de elaboração da paisagem, os sedimentos coletados foram utilizados para análise sedimentológica e datação por LOE (Luminescência opticamente estimulada). Dessa forma, a combinação dos mapeamentos de detalhe e análise sedimentológica e as idades dos sedimentos propiciaram uma modelagem mais precisa da área de estudo. Desse modo, feições como escarpas, facetas triangulares, anfiteatros de erosão e vales lineares foram identificados a partir de técnicas de sensoriamento remoto e estão estritamente ligadas às linhas de reativação de falhas no gráben. A rede de drenagem principal da área de estudo, o rio Paraíba, também está influenciada pela dinâmica morfotectônica, o que se faz explicitar a partir de uma incisão de maior ordem em determinados setores, resultando mesmo no abandono da antiga planície sob a forma de terraços erosivos. Nos terraços, as análises sedimentológicas indicaram que os sedimentos são muito pobremente selecionados e com uma hidrodinâmica muito alta indicando um ambiente deposicional de baixa viscosidade e fluidez, condizente com os ambientes de transporte fluvial de fluxo de detritos. Nos terraços foram encontrados níveis de crosta laterítica. Esta situação corrobora a hipótese de flexura da borda leste do gráben poderia até mesmo representar um fragmento de uma superfície pré-rifteamento. Neste setor ocorreu a captura do rio Paraíba, a qual acarretou no abandono de sua antiga planície aluvial para leste, seguindo o rio o seu novo curso para Norte. A idade encontrada de 97ka para o nível de terraço mais próximo do rio Mumbaba, este no antigo vale do rio Paraíba, indica que este terraço foi originado após o barramento do rio Paraíba, e que o rio Mumbaba teve tempo suficiente para estruturar o terraço de nível mais baixo no antigo vale do rio Paraíba. A outra idade encontrada de 25ka se encontra também a leste do gráben, em um depósito característico de fluxo de detritos, esta idade se difere de outros depósitos de fluxo de detritos datados previamente no gráben e que estrutura a base dos tabuleiros pleistocênicos, no entanto, esta idade guarda uma estreita relação cronológica com a fase de última deposição do lamito superior da seqüência dos tabuleiros pleistocênicos. Nesse sentido, podemos afirmar que as coberturas sedimentares e as feições morfotectônicas não foram originadas de um único evento de soerguimento e conseqüente rebaixamento de superfície. Assim, se faz necessário fazer um estudo detalhado das formas e dos processos para melhor entender a evolução da paisagem geomorfológica.

Palavras-chave: Gráben do Cariatá. Morfotectônica. Captura de drenagem. Rio Paraíba. Rio Mumbaba.

## ABSTRACT

TAVARES, B. de A. C. **Morphostructure influence on the development of the geomorphological compartments of Cariatá graben, State of Paraíba.** 2010. 136 f. Dissertação (mestrado) – Pós Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2010.

The Study area is the Cariatá graben, located at 85km from Recife, and it has greatest spatial expression in the Itabaiana municipality, State of Paraíba. This research aims to clarify some links between tectonics and relief in the Cariatá graben, taking as elements for the empirical construction approach, evidences from morphology, sedimentology and morphostructure over the sculpture of the geomorphological landscape. To obtain the research data, it was used high resolution satellite imagery, detail geomorphological mapping. The sedimentological data were obtained through the samples collects in some areas from Cariatá graben which presents markers elements from the events which has elaborated the landscape. The sediments samples were used for sedimentological analysis and for optically stimulated luminescence dating (OSL). There by, the combination of detail mapping, sedimentological analysis and sediments ages provides a more precisely model and better interpretation of the study area. In this regard, features such as escarpments, triangular facets, erosion catchments and linear valleys were identified based on an array of GIS techniques and directly linked to the reactivation of fault-lines within the Graben. It was also observed that the drainage network of the study area, commanded by the Paraíba River, is also influenced by neotectonics, which becomes explicit by the level of channel incision in some sectors, which results in the abandonment of the former fluvial plain and its erosive terraces. On the terraces, the sedimentological analysis indicates that the sediments are poorly selected with a high hydrodynamics indicating a depositional environment with a low viscosity and showing a high fluidity, consistent with fluvial transports environments of debris flows. On the terraces was also found lateritics crust. This situation corroborates with the hypothesis that the east border of the graben has been influenced by flexure and this could represents a fragment of a pre-rift surface. On that sector occurred the capture of the Paraíba River, which caused the abandonment of its old alluvial plains at the east, and its main course currently flows in a different direction, N-S. The established age with 97ka for the lower terrace level near by the Mumbaba river, the age throws light that this lower terrace was formed after the Paraíba River had been captured, and the Mumbaba river had enough time to arrange that lower terrace level on the old Paraíba Valley. The other age found in Cariatá área has 25ka and its located also on the east, in a debris flow deposit, this age differs to the other debris flows deposits previously dated at the graben and which arrange the basis of the dissected Pleistocene tablelands, however, that age keeps a close chronological relationship with the last deposition stadium of the mudflows which arrange the tablelands summits of the upper sequence of the Pleistocene tablelands. Accordingly, sedimentary deposits and morphotectonics features were not originated from a single event of uplift and consequent surface lowering. Therefore, It is necessary make a detail study of the landforms and its formative processes to understand the developments of the geomorphological landscape.

Keywords: Cariatá gráben. Morphotectonics. Drainage capture. Paraíba river. Mumbaba river.



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

|                                                                                                                                                                                                                                                                             |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 1 - Localização da área de estudo e em destaque imagem SRTM do gráben do Cariatá. -----                                                                                                                                                                              | 16 |
| Figura 2 - Shoulder dos tabuleiros com capeamento sedimentar recente. Ao fundo Borda Norte do Cariatá, Horst do Boqueirão. -----                                                                                                                                            | 18 |
| Figura 3 - Rio Paraíba apresentando extensos terraços fluviais e barras arenosas indicando grande sedimentação no seu baixo curso. -----                                                                                                                                    | 19 |
| Figura 4 - Mapa Morfoestrutural do Gráben do Cariatá. Fonte: modificado de Bezerra <i>et al.</i> , 2008. -----                                                                                                                                                              | 20 |
| Figura 5 - Lamito, unidade sedimentar de recobrimento dos topos tabulares (sul da Cidade de Itabaiana). -----                                                                                                                                                               | 21 |
| Figura 6 - Fluxo de detritos, unidade sedimentar neógena basal das superfícies tabuliformes. (São Miguel de Itaipu, leste do gráben).-----                                                                                                                                  | 22 |
| Figura 7 - Mapa geológico do gráben do Cariatá. Modificado de CPRM (2000). -----                                                                                                                                                                                            | 24 |
| Figura 8 - Climograma do Município de Itabaiana – PB. -----                                                                                                                                                                                                                 | 26 |
| Figura 9 - Mapa da Rede Hidrográfica do gráben do Cariatá. Destaque para o rio Paraíba que atua como o nível de base local, e o rio Mumbaba que tem o seu curso atual no antigo vale do rio Paraíba. -----                                                                  | 27 |
| Figura 10 - Modelos de evolução do relevo. Evolução das superfícies de aplainamento segundo DAVIS, PENCK e HACK. Extraído de BURBANK E ANDERSON, 2001.-----                                                                                                                 | 38 |
| Figura 11 - Modelo de Superfícies deposicionais segundo Meis & Moura (1984). Face A representa a área com degradação do nível de base enquanto que a face B mostra o desgaste parcial da encosta. Adaptado de Meis & Moura, 1984.-----                                      | 52 |
| Figura 12 - Classificação aloestratigráfica de depósitos aluviais e lacustres em um gráben. Este exemplo mostra uma relação entre as classificações alo e litoestratigráficas: quatro unidades distintas são limitadas por descontinuidades. Adaptado de NACSN, 1983.-----  | 54 |
| Figura 13 - Classificação aloestratigráfica de depósitos contínuos e litologicamente semelhantes. Adaptado de SUGUIO, 2001.-----                                                                                                                                            | 54 |
| Figura 14 - Anomalias geomorfológicas indicadoras de atividades neotectônicas. Modelo adaptado de Burbank & Anderson (2001) e extraído de Missura (2006). -----                                                                                                             | 59 |
| Figura 15 - <i>Median Shear Corridor</i> ou Zona Transversal. Região entre o Lineamento Patos e Pernambuco, representando estes grandes cisalhamentos destrais. Extraído de Brito Neves <i>et al.</i> (2001).-----                                                          | 63 |
| Figura 16 - Estrutura da Bacia da Paraíba: segundo Barbosa & Lima Filho (2005) a figura mostra uma rampa inclinada para o Atlântico. Extraído de Silva (2006). -----                                                                                                        | 65 |
| Figura 17 - Evolução tectônica das bacias PE/PB. 1 – Rift do Cupe; 2 – ZCPT; 3 – Lineamento Pernambuco; 4 – Alto de Tamandaré; 5 – Gráben de Olinda; 6 – Gráben de Piedade; 7 – Granito de Cabo de Santo Agostinho; 8 – Gráben do Cupe; 9 – Sub-bacia de Canguaretama.----- | 66 |
| Figura 18 - Diagrama representa os diferentes graus de arredondamento e esfericidade (POWER, 1982 <i>apud</i> TUCKER, 1995). -----                                                                                                                                          | 79 |
| Figura 19 - Mapa Geomorfológico do gráben do Cariatá, Modificado de Miranda, 2006.-----                                                                                                                                                                                     | 84 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 20 - Maciços residuais (a) e pedimentos (b) no Horst do Boqueirão, próximo à cidade de São José dos Ramos..-----                                                                                                                                                        | 85  |
| Figura 21 - Perfil geomorfológico da Transição Pedimento rochoso; detrítico/Tabuleiros Pleistocênicos. -----                                                                                                                                                                   | 86  |
| Figura 22 - A: Tabuleiros estruturados em sedimentos Pleistocênicos.Lamito (A), fluxo de detrito (B). B: Contato entre lamito (A) e fluxo de detrito (B).-----                                                                                                                 | 87  |
| Figura 23 - Tabuleiros estruturados sobre Fm. Beberibe.-----                                                                                                                                                                                                                   | 88  |
| Figura 24 - Tabuleiros estruturados em níveis de crosta laterítica.-----                                                                                                                                                                                                       | 89  |
| Figura 25 - A: Rio Paraíba apresentando plainos com muita sedimentação (a) e terraços marginais (b). Fonte: Bruno Tavares, 2005. B: Rio Mumbaba (tracejado). Margens (a e b). A dimensão do vale é incompatível com sua dinâmica atual. -----                                  | 89  |
| Figura 26 - Modelo 3D de paleosuperfície confeccionado no SURFER 8, com indicações das 4 superfícies encontradas na área.-----                                                                                                                                                 | 90  |
| Figura 27 - Modelo de Paleosuperfícies construído no ArcGIS com a sobreposição da drenagem: knick-points que separam superfícies em níveis topográficos distintos, quantificam as superfícies existentes na área. --                                                           | 91  |
| Figura 28 - Densidade de fotolineamentos da Folha Sapé: lineamentos de relevo se limitam as bordas N e S do gráben; tabuleiros (parte central) não apresentaram lineamentos. Tectônica não haveria operado na área pelo menos desde o término da sedimentação no gráben. ----- | 94  |
| Figura 29 - Modelo digital do terreno da Folha Sapé elaborado a partir das imagens SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) com lineamentos de relevo e drenagem na área do gráben do Cariatá. -----                                                                           | 95  |
| Figura 30 - Diagrama de rosetas apresentando o direcionamento das cabeceiras de drenagem, os tributários do rio Paraíba.-----                                                                                                                                                  | 96  |
| Figura 31 - Direcionamento do relevo. Estes lineamentos correspondem as áreas norte e sul (Horst). Os lineamentos apresentam uma concordância com a posição geral do gráben (NE-SW). -----                                                                                     | 97  |
| Figura 32 - Direcionamento dos principais cursos fluviais do rio Paraíba, nota-se a presença de um direcionamento NE-SW, ou seja, a drenagem está em acordo com o posicionamento geral do gráben, a partir dos principais falhamentos controladores do relevo.-----            | 97  |
| Figura 33 - Hierarquia fluvial do gráben do Cariatá. -----                                                                                                                                                                                                                     | 99  |
| Figura 34 - Imagem da área de estudo, com destaque para a linha vermelha, identificando o Trecho analisado do Rio Paraíba.-----                                                                                                                                                | 100 |
| Figura 35 - Perfil Longitudinal do Rio Paraíba: as rupturas e quebras indicam possíveis deformações crustais.                                                                                                                                                                  | 101 |
| Figura 36 - Mapa de Densidade de drenagem da Folha Sapé: as áreas de maior densidade estão subordinadas às encostas, os topos planos dos tabuleiros representam uma densidade de drenagem próxima à zero. -----                                                                | 103 |
| Figura 37 - Esta imagem mostra os três compartimentos morfotectônicos estabelecidos para a interpretação das feições derivadas de provável tectonismo cenozóico. -----                                                                                                         | 104 |
| Figura 38 - Localização dos perfis no contexto do gráben do Cariatá. Perfil A-B mostra a superfície geral do gráben. Perfil C-D demonstra a assimetria do antigo vale do rio Paraíba. Perfil E-F corresponde a área de captura do rio Paraíba. -----                           | 104 |
| Figura 39 - Horst do Boqueirão, na borda norte do Gráben: nota-se a concentração de vales retilíneos. O recuo da linha de falha é evidenciado pelas facetas triangulares e trapezoidais.-----                                                                                  | 105 |

|                                                                                                                                                                                                                                                |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 40 - Horst Manuel Mattos, na borda sul do Gráben, não há um forte recuo da escarpa nesse setor por conta de um controle das rochas que sustentam o Horst sul.-----                                                                      | 107 |
| Figura 41 - O perfil A-B demonstra a superfície geral do gráben, com os tabuleiros pleistocênicos, o rio Paraíba atuando como o nível de base local e os Horst Norte e Sul.-----                                                               | 107 |
| Figura 42 - Zona de captura da drenagem do rio Paraíba. Presença de vários barramentos da drenagem. Destaque para a captura do coletor principal, o rio Paraíba, e sua antiga planície atuando como um boqueirão de vento. -----               | 108 |
| Figura 43 - Perfil C-D mostrando a assimetria do antigo vale do Paraíba. A margem direita encontra-se bem mais ressaltada na paisagem. -----                                                                                                   | 109 |
| Figura 44 - Perfil E-F indica a área de captura do rio Paraíba, nesse trecho há ocorrência de uma grande sedimentação nas barras laterais dos rios, com presença de níveis de terraços fluviais. -----                                         | 109 |
| Figura 45 - Mapa de localização dos pontos de coleta.-----                                                                                                                                                                                     | 111 |
| Figura 46 - Pontos de localização das coletas de datação. Figura A: o ponto Mumbaba 3 teve a idade de 97ka. Figura B: o ponto Fluxo de detritos/Pilar teve a idade de 25ka. -----                                                              | 111 |
| Figura 47 - Perfil do terraço do rio Mumbaba (antiga planície do rio Paraíba). Este terraço apresenta materiais arenosos finos com presença de mosqueamento. Este terraço está no nível mais elevado dos terraços do antigo rio Paraíba. ----- | 115 |
| Figura 48 - Crosta laterítica recobrindo os níveis de terraço do antigo Vale do rio Paraíba. -----                                                                                                                                             | 116 |
| Figura 49 - Nível Mais baixo dos terraços erosivos do antigo rio Paraíba. Este perfil encontra-se mosqueado com migração do ferro, com presença de pequenos clastos flutuantes em uma massa arenosa fina.-----                                 | 117 |
| Figura 50 - Perfil do divisor do rio Mumbaba/rio Paraíba onde ocorre presença de Lamito seixoso e blocos de crosta laterítica. -----                                                                                                           | 119 |
| Figura 51 - Fluxo de detritos próxima a cidade de Pilar, leste da área de estudo. Esta litofácie se apresenta como a unidade de base para os tabuleiros confinados no interior do gráben do Cariatá. -----                                     | 122 |

## LISTA DE TABELAS

|                                                                                                                   |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Tabela 1 - Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de seleção. ....                      | 77  |
| Tabela 2 - Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de assimetria. ....                   | 77  |
| Tabela 3 - Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para classificação dos valores curtose.<br>.....             | 78  |
| Tabela 4 - Descrição das características morfoscópias das amostras do gráben do Cariatá. ....                     | 112 |
| Tabela 5 - Parâmetros estatísticos Segundo Folk & Ward (1957) das amostras coletadas no<br>Gráben do Cariatá..... | 114 |

## SUMÁRIO

|                                                                                         |           |
|-----------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>1 INTRODUÇÃO</b>                                                                     | <b>15</b> |
| 1.1 CARACTERIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA                                                   | 17        |
| 1.1.1 Contexto Geológico e Morfoestrutural do Gráben do Cariatá                         | 19        |
| 1.1.2 Sistema Climático                                                                 | 25        |
| 1.1.3 Rede de Drenagem                                                                  | 26        |
| 1.1.4 Aspectos Pedológicos                                                              | 27        |
| 1.1.5 Aspectos Vegetacionais                                                            | 28        |
| <b>2 DAS SUPERFÍCIES DE EROSÃO À EVOLUÇÃO TECTÔNICA DE MARGEM PASSIVA DE CONTINENTE</b> | <b>29</b> |
| 2.1 SUPERFÍCIES DE EROSÃO: UMA REVISÃO DA ABORDAGEM GEOMORFOLÓGICA CLÁSSICA             | 29        |
| 2.1.1 O ciclo geográfico de Willian Morris Davis                                        | 30        |
| 2.1.2 Etchplanação (Etchplain)                                                          | 31        |
| 2.1.3 Primarrumpf e os patamares de Piemonte de Walter Penck (Piedmonttreppen)          | 32        |
| 2.1.4 Pedimentação e pediplanação                                                       | 33        |
| 2.1.5 Equilíbrio dinâmico de Hack                                                       | 35        |
| 2.1.6 Superfícies de aplainamento do Brasil                                             | 38        |
| 2.1.7 Compartimentação geomorfológica do Nordeste a partir da interpretação clássica    | 41        |
| 2.2 O PERÍODO QUATERNÁRIO E A SUA IMPORTÂNCIA NOS ESTUDOS DA GÊNESE DO RELEVO           | 44        |
| 2.2.1 O Quaternário no Nordeste brasileiro                                              | 46        |
| 2.2.2 Processos Depositionais no Quaternário                                            | 47        |
| 2.3 FUNDAMENTOS DE MORFOESTRATIGRAFIA E ALOESTRATIGRAFIA                                | 50        |
| 2.4 NEOTECTÔNICA E MORFOTECTÔNICA: O ESTUDO DOS COMPARTIMENTOS DO RELEVO                | 55        |
| 2.4.1 Evidências geomorfológicas aplicadas ao estudo da neotectônica                    | 57        |

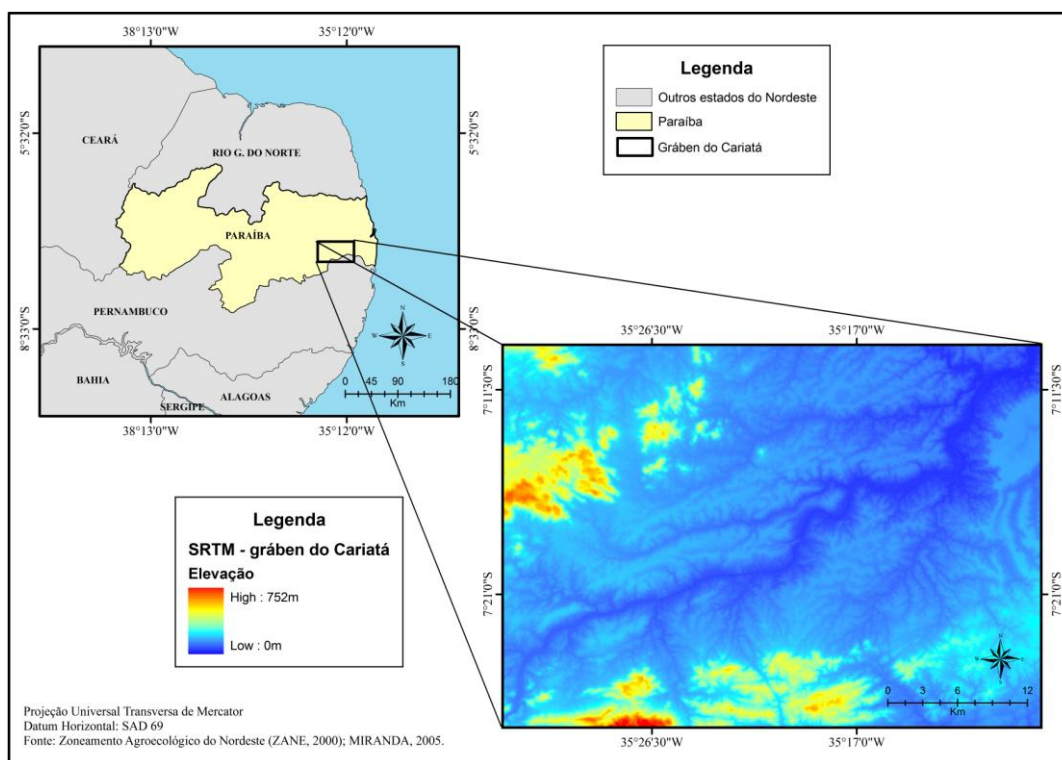
|                                                                                                     |            |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| 2.4.2 Estudos de Neotectônica realizados no Brasil -----                                            | 60         |
| 2.4.3 Evolução tectônica do saliente oriental nordestino-----                                       | 62         |
| <b>3 ASPECTOS METODOLÓGICOS DA ANÁLISE DOS COMPONENTES<br/>ESTRUTURAIS E SEDIMENTOLÓGICOS -----</b> | <b>68</b>  |
| 3.1 MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO, MORFOESTRUTURAL E<br>COMPARTIMENTAÇÃO MORFOTECTÔNICA -----           | 68         |
| 3.2 DENSIDADE DE DRENAGEM E DENSIDADE DE FOTOLINEAMENTOS-----                                       | 71         |
| 3.3 ABORDAGEM MORFOESTRATIGRÁFICA-----                                                              | 74         |
| 3.4 TRABALHO DE CAMPO-----                                                                          | 75         |
| 3.4.1 Coleta de Amostras -----                                                                      | 75         |
| 3.5 TRABALHO DE LABORATÓRIO-----                                                                    | 76         |
| 3.5.1 Análises Sedimentológicas -----                                                               | 76         |
| 3.5.2 Datação pelo método de Luminescência opticamente estimulada (LOE)-----                        | 80         |
| <b>4 ANÁLISE DOS COMPONENTES ESTRUTURAIS E SEDIMENTOLÓGICOS ----</b>                                | <b>83</b>  |
| 4.1 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO GRÁBEN DO CARIATÁ---                                         | 83         |
| 4.2 MODELO DE PALEOSUPERFÍCIES -----                                                                | 90         |
| 4.3 LINEAMENTOS DE RELEVO E DRENAGEM-----                                                           | 93         |
| 4.4 ESTRUTURAÇÃO DA DRENAGEM -----                                                                  | 98         |
| 4.4.1 Hierarquia Fluvial -----                                                                      | 98         |
| 4.4.2 Análise do perfil longitudinal do rio Paraíba-----                                            | 99         |
| 4.4.3 Análise da densidade de drenagem -----                                                        | 102        |
| 4.5 COMPARTIMENTAÇÃO MORFOTECTÔNICA -----                                                           | 103        |
| 4.6 IDADES ESTABELECIDAS PARA O GRÁBEN DO CARIATÁ -----                                             | 110        |
| 4.7 ANÁLISE DOS DADOS SEDIMENTOLÓGICOS -----                                                        | 112        |
| <b>5 CONSIDERAÇÕES FINAIS -----</b>                                                                 | <b>123</b> |
| <b>REFERÊNCIAS -----</b>                                                                            | <b>125</b> |

## 1 INTRODUÇÃO

A geomorfologia é a ciência que estuda as formas do relevo, sendo estas explicadas a partir das interações entre os materiais estruturadores do relevo e os processos no espaço e no tempo. Nessa perspectiva a morfologia e a sedimentação em áreas de margem passiva de continente são resultados de fatores controladores cujo mais importante está relacionado à abordagem tectono-climática da evolução do relevo. Dessa forma este trabalho se orientou no mapeamento das formações superficiais, processos e cronologia relativos à morfogênese na área do Gráben do Cariatá, sudeste do Estado da Paraíba. Nesse sentido a cartografia detalhada das formas do relevo conduziu à elucidação da gênese do gráben, visto que as formas derivam sempre de processos formativos pretéritos e atuais.

A perspectiva sistêmica, adotada neste trabalho, se baseia na compreensão do encadeamento dos processos que atuam na elaboração e gênese do relevo. Seu uso na pesquisa geomorfológica vem representando uma ruptura na compreensão do papel temporal na modelagem dos eventos que formam a paisagem, devido à necessidade de estabelecer interações entre as escalas espaço-temporais, adequadas aos fenômenos estudados. Desse modo, os sistemas geomorfológicos são compreendidos como sistemas históricos, caracterizados por um grande número de variáveis independentes e que se retroalimentam em si mesmos, gerando um alto grau de complexidade e eventos formativos um tanto imprevisíveis.

Dentro do contexto acima definido, este trabalho vincula-se a uma linha de investigação ainda pouco explorada pela ciência geomorfológica da região, que procura desvendar a evolução da paisagem a partir de uma integração de dados geológicos e geomorfológicos, para desse modo estabelecer quais os fatores controladores da gênese do relevo. Para esse fim, o gráben do Cariatá foi escolhido como objeto de estudo. Ele está situado há 85km da cidade do Recife, entre as coordenadas 35°20'30''W e 7°20'00''S e tem sua maior expressão territorial no município de Itabaiana, do estado da Paraíba (Figura 1). Desde a sua identificação (BRITO NEVES *et al.*, 2001 a, b), a unidade denominada Gráben do Cariatá deixou clara sua importância para a interpretação do cenário geomórfico e morfotectônico regional, desafiando algumas hipóteses pretéritas relacionadas à evolução geomorfológica do piemonte do Planalto da Borborema. Neste sentido, os estudos sobre a sedimentação neogênica no referido gráben tem trazido novas respostas para a compreensão da história recente do relevo da área (BEZERRA *et al.* 2008).



**Figura 1 - Localização da área de estudo e em destaque imagem SRTM do gráben do Cariatá.**

As relações entre a idade das superfícies geomorfológicas e seus materiais estruturadores sempre foi um capítulo fundamental para os estudos geomorfológicos, sobretudo no contexto das margens passivas, vide a vasta literatura produzida sobre o tema enfocando a região Nordeste (KING, 1956; ANDRADE, 1958; MABESOONE e CASTRO, 1975; CORREA e MENDES, 2004.). No entanto estudos recentes como os de Moraes Neto e Alkmin (2001) e Mutzemberg *et al.* (2005) apontam para que as deformações crustais neogênicas, evidenciadas a partir de determinadas morfoestruturas e seus correspondentes depósitos superficiais, desempenham um papel fundamental sobre a compreensão da compartimentação geomorfológica. Neste sentido este estudo visa se beneficiar de proposições teóricas recentes a fim de esclarecer os vínculos entre tectônica e relevo na área do Gráben do Cariatá, tomando como elementos para a construção empírica da abordagem, evidências morfológicas, sedimentológicas, pedológicas e geoestruturais sobre a esculturação da paisagem geomorfológica.

A importância dessa pesquisa se dá em virtude da falta de mapeamentos geomorfológicos empiricamente monitorados, e orientados para a elucidação de eventos formativos recentes bem como de sua relação com a estruturação superficial da paisagem. Este tipo de abordagem tem a virtude de permitir reconstruir com uma maior precisão a dinâmica de operação dos processos geomórficos e aventar, ainda que tentativamente, uma sequência cronológica para sua ocorrência. Desse modo o presente trabalho justifica-se a



partir da necessidade de agregar às crescentes informações oriundas da pesquisa em neotectônica aos eventos formadores do relevo, num contexto plataformar de margem passiva de continente. Observações preliminares apontam para as definições regionais, embasadas nas correntes cíclicas de evolução do relevo, que não propiciam uma compreensão das relações de campo entre as formações superficiais e as formas do relevo. Portanto, procurou-se estabelecer uma relação clara, empiricamente construída, entre os materiais estruturadores da superfície da paisagem e seus vínculos com as formas de relevo resultante. Estes liames podem ser plenamente elucidados através de técnicas de mapeamento de detalhe que associem procedimentos de mapeamento morfológico tradicional (DEMEK, 1972) com análises de feições morfoestruturais e morfotectônicas e suas relações com a morfoestratigrafia das feições encontradas.

No caso da área em questão, a busca pelos condicionantes neotectônicos sobre a morfogênese agrega uma perspectiva, até certa medida, inédita a um tema tradicionalmente tratado a partir dos mecanismos desencadeadores de origem climática e denudacionais. Este estudo também se alicerça sobre a carência de estudos geomorfológicos em bases empíricas, voltadas para a elucidação de eventos formativos do Quaternário superior, ao longo da costa oriental do Saliente Nordeste, sobre as superfícies de eversão confinadas entre os tabuleiros costeiros (Formação Barreiras) e as escarpas orientais da Borborema.

## 1.1 CARACTERIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA

A unidade morfoestrutural de maior destaque na área de estudo e que recebeu maior atenção durante a realização do trabalho de pesquisa geomorfológica, corresponde à depressão pré-litorânea que ocorre conspicuamente entre o sudeste da Paraíba e o nordeste de Pernambuco à retaguarda dos tabuleiros costeiros. Esta unidade se esboça como grandes alvéolos de circundenudação que acompanham, a grosso modo, a calha dos principais rios, como por exemplo o rio Paraíba, e que de fato atua como nível de base local para o controle da exumação dos sedimentos neoceno-zóicos que capeiam a unidade. Esta unidade é demarcada ao norte, sul e ao oeste por limites morfoestruturais muito nítidos decorrentes da exaltação do “macro-domo” da Borborema, que na área se expressam sob a forma de patamares em diversos níveis altimétricos, sob diferentes estádios de dissecação (Figura 2). Este cenário antecede as superfícies regionais da Borborema *stricto sensu*, sob a forma de

relevos residuais do tipo inselberg ou inselgebirge que se erguem como degraus de piemonte antecedendo as encostas do planalto.



**Figura 2 - Shoulder dos tabuleiros com capeamento sedimentar recente. Ao fundo Borda Norte do Cariatá, Horst do Boqueirão.**

Para oeste, o gráben torna-se gradativamente menos definido, com menor espessura de Sedimentos preservados, encontrando no sul da cidade de Itatuba (PB) o limite de seu território a partir do encontro com uma linha de falha transversal de direção NNE-SSW. Em direção ao litoral, no sentido das cidades de Cruz do Espírito Santo e João Pessoa, as coberturas arenosas – atribuídas à Formação Barreiras e outros depósitos aluviais, se espessam. Ao norte, nos arredores de São José dos Ramos, o gráben está limitado por uma série escalonada de falhas normais de direção ENE-WSW. Estas, aparentemente, não apresentam heranças de falhas do embasamento e, no seu prolongamento para WSW, delimitam o contraforte do horst de Boqueirão sob a forma de um maciço residual já nas faldas dos contrafortes orientais da Borborema. Para o sul, a sedimentação esmaece gradativamente e termina junto à falha de Camutanga que, segundo Brito Neves *et al.* (2004), funcionou no Proterozóico como falha inversa e cuja atividade, sob regime deformacional distensivo a partir do paleógeno, teria elevado o que hoje vem a ser a zona lindeira Paraíba-Pernambuco.

Todo o baixo curso do Rio Paraíba mostra-se profundamente influenciado pelo Gráben do Cariatá (Figura 3), sendo necessário enfatizar que o curso deste rio à montante do gráben era de orientação aproximadamente N-S, mas foi bruscamente capturado no sentido de inverter a direção do curso de E-W - em continuação para o Rio Mumbaba, para S-N, infletindo mais adiante novamente para E-W.



**Figura 3 - Rio Paraíba apresentando extensos terraços fluviais e barras arenosas indicando grande sedimentação no seu baixo curso.**

### **1.1.1 Contexto Geológico e Morfoestrutural do Gráben do Cariatá**

O Gráben do Cariatá é delimitado ao norte pela falha normal de São José dos Ramos e ao sul pela falha normal de Camutanga, ambas com orientação NE-SW (BRITO NEVES *et al.*, 2004) (Figura 4). Dois eventos de reativação neotectônica foram identificados na área, sendo que apenas um deles, o segundo, indicado como sendo do Pleistoceno superior, refletiu-se na deformação dos sedimentos que preenchem a referida fossa tectônica (BEZERRA, *et al.*, 2008). O primeiro evento, pré-quadernário, afetou apenas o embasamento cristalino, e a resposta desse evento foi diferente em cada falha que estrutura o gráben. A falha de Camutanga reativou a fábrica Pré-Cambriana, enquanto que a reativação da falha de São José dos Ramos, ao contrário, atravessou a fábrica Pré-Cambriana por meio de rupturas de rejeito direcional de sentido NW-SE, dispostas perpendicularmente à mesma (BEZERRA, *et al.*, 2008).

O Gráben do Cariatá se insere no contexto das faixas de milonitização que ocorrem entre os lineamentos Patos e Pernambuco que estão identificadas e definidas em Santos *et al.* (2002). Esta região é marcada por extensos falhamentos orientados a NE (BARBOSA & LIMA FILHO, 2005). De acordo com a variação litológica, em cada faixa de milonitização ocorre maior ou menor grau de abatimento, a partir do estiramento crustal quando da

formação das bacias sedimentares costeiras (BARBOSA, 2004). O embasamento cristalino apresenta traços de foliação metamórfica de direção NE-SW, que acompanham o sentido geral das estruturas pré-cambrianas (lineamentos Patos e Pernambuco) e definem a própria orientação do Gráben.

Na porção leste do gráben, ocorre uma unidade edafoestratigráfica laterítica (Coberturas lateríticas), sobreposta ao embasamento cristalino (ortognaisses granodioríticos), correspondendo aos níveis mais elevados de dissecação no gráben, estruturando os modelados em cimeiras planas desta porção da área de estudo (TAVARES, 2007). Ainda Nesta porção do gráben, os arenitos da formação Beberibe (Cretáceo) estruturam tabuleiros entrecortados por vales cuja orientação principal é subperpendicular à linha de costa (Figura 4).

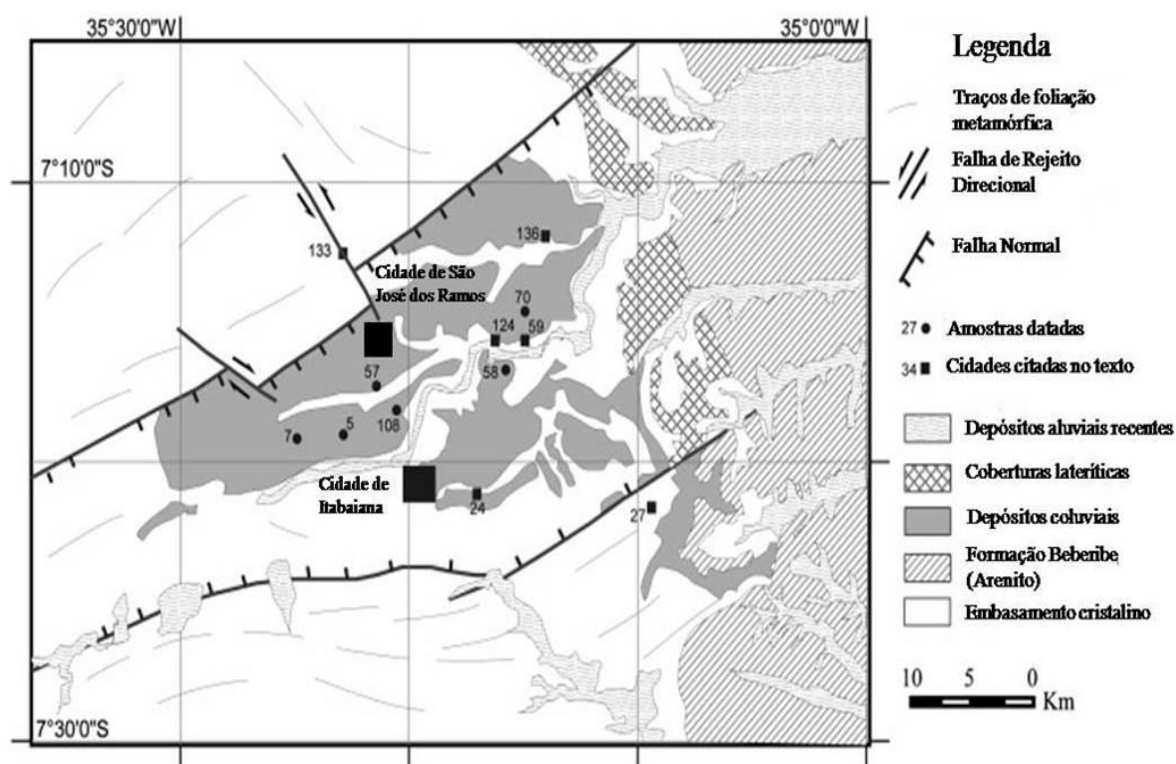


Figura 4 - Mapa Morfoestrutural do Gráben do Cariatá. Fonte: modificado de Bezerra *et al.*, 2008.

Depósitos aluviais recentes estruturam terraços às margens dos principais rios que cortam os tabuleiros da região. O relevo suave indica que os sedimentos são mais arenosos e depositados pelo próprio rio. Este compartimento transita lateralmente para as superfícies de eversão de aspecto pediplanizado que balizam os sopés dos tabuleiros pleistocênicos confinados pelo gráben.

Na parte central do gráben, depósitos coluviais estruturam pequenos divisores tabulares com front voltado para a calha do rio Paraíba, este divisores possuem uma dissecação de média a baixa (TAVARES, 2007). A geometria dos depósitos sugere uma adaptação ao *locus* de deposição a partir da morfologia do embasamento cristalino, o que

resulta em uma alteração nos eixos de deposição dos sedimentos. Os depósitos ocorrem próximos de quebras topográficas acentuadas formando depósitos em forma de leques. Nestas unidades se fazem presentes duas litofácies distintas: o lamito (mud-flows) e o fluxo de detritos (*debris flows*). O lamito, que possui idades entre 160Ka e 28Ka Ap. (BEZERRA *et al.*, 2008), apresenta grãos pobremente selecionados devido a grande variação das partículas constituintes, ocorrendo ora partículas mais grossas, ora partículas mais finas. A esfericidade média e alta dos grãos sugere que estes sedimentos sofreram transporte por distância moderada e alta, e que esta unidade estrutura os topos tabulares (Figura 5)



**Figura 5 - Lamito, unidade sedimentar de recobrimento dos topos tabulares (sul da Cidade de Itabaiana).**

O fluxo de detritos, que possui idades entre 224Ka a 128Ka Ap. (BEZERRA *et al.*, 2008), apresenta um lamito conglomerático com predominância de seixos de quartzo e quartzito. Estes se distribuem em uma matriz psamítico-pelítica, com poucos contatos dos seixos entre si. Estes seixos em geral são arredondados e subangulosos. A matriz apresenta ser uma areia muito pobremente selecionada e o fluxo de detritos estrutura a base dos tabuleiros (Figura 6). Essa situação reflete o clima tropical semi-árido, onde os depósitos são resultados de processos como erosão laminar, com evacuação dos finos e fluxo de detritos de baixa viscosidade (BEZERRA *et al.*, 2008), os clastos desta fácies apontam para uma erosão oriunda dos Horsts que limitam o gráben.





**Figura 6 - Fluxo de detritos, unidade sedimentar neógena basal das superfícies tabuliformes. (São Miguel de Itaipu, leste do gráben).**

As idades encontradas para os materiais que estruturam os tabuleiros vão do Pleistoceno médio ao superior, com datas que variam entre 225Ka. e 20Ka. Ap (BEZERRA, *et al.*, 2008) e a sedimentação A sedimentação confinada no gráben está em sua maioria composta por leques aluviais. Bezerra *et al.* (2008, p. 572) pontuam como as características principais desses sedimentos:

os depósitos estão relativamente perto de suas áreas fontes, fato indicado por clastos pobremente arredondados e textura pobremente selecionada; Os sedimentos foram depositados em fluxos de alta energia; O material sedimentar está oxidado e contém pouca concentração de matéria orgânica; Os sedimentos contêm poucas estruturas sedimentares e são pobremente estratificados. Há uma falta de evidência de fluxos canalizados; Há uma relação morfoestratigráfica congruente entre os depósitos no gráben e os Horst soerguidos, que contribuíram para o desenvolvimento dos colúvios.

Pelas evidências acima se deduz que o fator preponderante para a sedimentação coluvial no gráben foi de ordem climática. Eventos que envolvem grandes deposições coluviais são comuns em regiões tropicais. Nesse sentido muitos estudos têm indicado eventos de alta magnitude como o motor principal para a geração de coluvionamento. Thomas (1994) ressalta que depósitos coluviais em climas tropicais são geralmente associados com maior frequência à mudanças rápidas no clima (maior torrencialidade e tempestividade) do que à manutenção de uma estabilidade climática ou à condições biogeográficas. Estudos nessa perspectiva revelaram que os colúvios estão mais comumente associados a eventos de alta magnitude e baixa recorrência temporal (JOSHI & KALE, 1997; DIETRICH & DORN, 1984).

No caso do Gráben do Cariatá, Bezerra *et al.* (2008) afirmam que os depósitos coluviais foram também derivados de um controle climático. Os autores sugerem que o lamito foi depositado nos períodos estadias com temperaturas de até 6 °C abaixo em relação à temperatura atual. Já os fluxos de detritos mostraram ser derivados de episódios climáticos ocorridos nos interglaciais ou interestadiais, estes com temperaturas semelhantes do presente ou um pouco menores.

Os depósitos coluvionares do gráben se mostraram com certa discrepância em relação a outros colúvios ou depósitos clásticos no Brasil. Esta discrepância pode refletir a peculiaridade do semi-árido nordestino, já que hoje esta região fica a apenas algumas dezenas de quilômetros à oeste da área de estudo. Outro elemento desta diferenciação decorre do fato de que a sedimentação, segundo Bezerra *et al.* (2008), não atingiu o fundo da depressão topográfica, atualmente tomada pela sedimentação aluvial do rio Paraíba. Esta depressão é margeada lateralmente por um pedimento rochoso estreito coberto por uma tênue camada de um regolito caolinítico (Figura 7).

Por seu turno, no sudeste do Brasil, a atuação das condições úmidas do clima fazem com que as áreas fontes possuam um profundo intemperismo. Isto acaba resultando em um completo preenchimento sedimentar das depressões elaboradas por controles tectônicos. Nestas regiões as planícies fluviais estão associadas a plainos aluviais impregnados de sedimentação neogênica. Em síntese, o padrão de eventos climáticos controladores dos depósitos coluviais é inconsistente com a idéia de tempos longos de estabilidade climática. Este padrão é consistente com eventos de alta magnitude e não com evento duradouro no clima do Pleistoceno Superior (BEZERRA *et al.*, 2008).

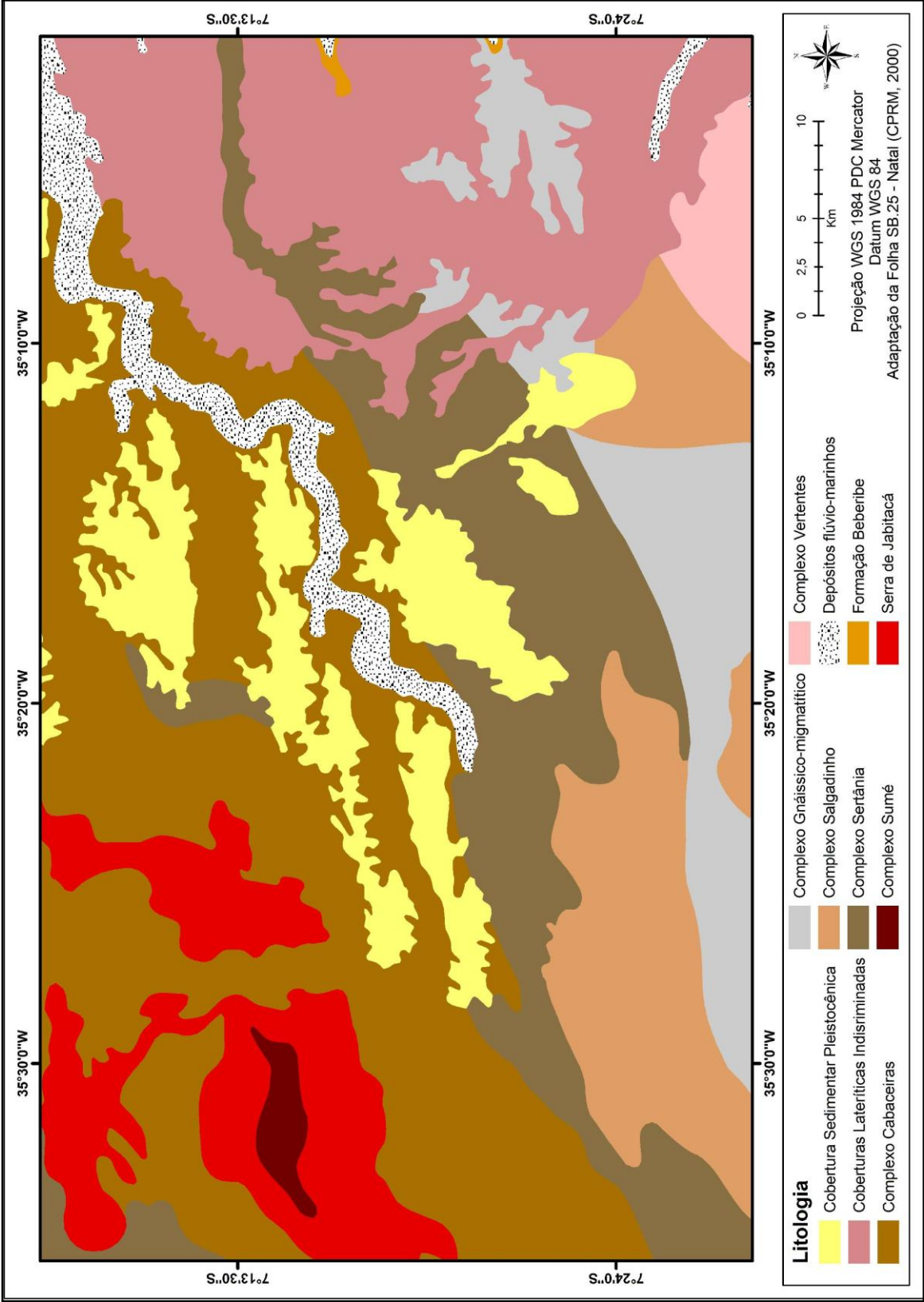


Figura 7 - Mapa geológico do gráben do Cariatá (Modificado de CPRM, 2000).



### 1.1.2 Sistema Climático

O Nordeste brasileiro é uma região com características climáticas peculiares, por conta de sua posição central em relação à zona de convergência dos alísios. Esta posição favorece a formação de uma dinâmica climática, estabelecendo regiões de alta pluviosidade em contraste com regiões com *alto* déficit hídrico.

O Nordeste apresenta, em sua maior parte, precipitação escassas com flutuações interanuais muito elevadas e altas temperaturas relativamente homogêneas o ano todo. De acordo com Nimer (1989), a compreensão climática do nordeste deve-se aos seus mecanismos climáticos estáticos (posição latitudinal, topografia e altitude) e dinâmicos (mecanismos de circulação atmosférica). Estes mecanismos atuam na configuração do clima na região. Durante todo o ano o Nordeste encontra-se sobre a influência das altas pressões subtropicais que provêm do anticiclone semi-fixo do atlântico sul. A variabilidade da distribuição das chuvas nesta região, entretanto, está relacionada com as mudanças nas configurações de circulação atmosférica, neste caso os sistemas frontais e a Zona de convergência intertropical (ZCIT).

O posicionamento da ZCIT é muito importante para a ocorrência de chuvas. Estudos como os de Melo (1997), mostram a existência da ligação entre a ZCIT e as anomalias de chuva sobre o Nordeste, estando esta com a sua posição mais ao sul (setor norte do Nordeste) durante os meses de março e abril, coincidindo com o máximo de precipitação sobre a região.

Outras correntes de circulação perturbadas são responsáveis pela instabilidade climática e pelas chuvas no leste da região Nordeste (Nimer, 1989), compreendendo os seguintes sistemas: Correntes perturbadas de sul, representadas por invasão de frentes polares que atingem o agreste pernambucano no outono-inverno e As ondas de leste, decorrentes da propagação de linhas de instabilidade tropicais originadas sobre o oceano, que atingem o setor leste do Nordeste com chuvas fortes, sobretudo nos período de outono e inverno.

A área de estudo está sob o domínio do clima quente e úmido com chuvas de outono-inverno. Esse clima ocorre desde o litoral até o planalto da Borborema. O regime pluviométrico está intrinsecamente ligado à presença do anticiclone subtropical do Atlântico, que atua na região com maior vigor a partir do outono, quando começa a influência dos alísios de SE. No inverno, ocorre uma influência das remotas massas polares através da presença da frente polar atlântica em dissipação e de instabilidades de leste associadas a ela. Por conta dessa junção com os alísios de sudeste, ocorrem chuvas abundantes na região litorânea, mas

que vão perdendo energia à medida que avançam para o interior (JACOMINE *et al.*, 1972). A estação chuvosa tem seu início no mês de fevereiro, prolongando-se até julho ou Agosto. O período seco começa em setembro e prolonga-se até fevereiro. As precipitações pluviométricas giram em torno dos 900 mm anuais. A área possui uma baixa amplitude térmica em função da baixa latitude. As temperaturas variam muito pouco durante o ano, Com temperaturas médias variando entre 22 e 26 (Figura 8).

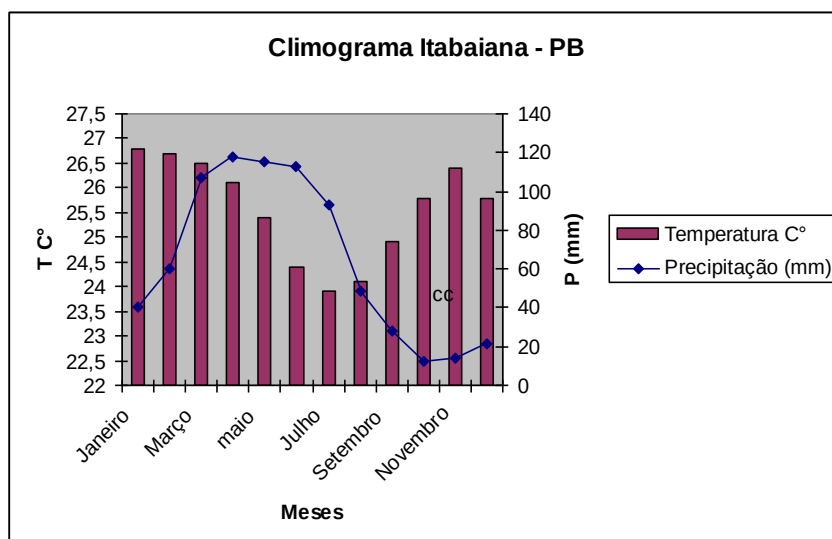


Figura 8 - Climograma do Município de Itabaiana – PB.

### 1.1.3 Rede de Drenagem

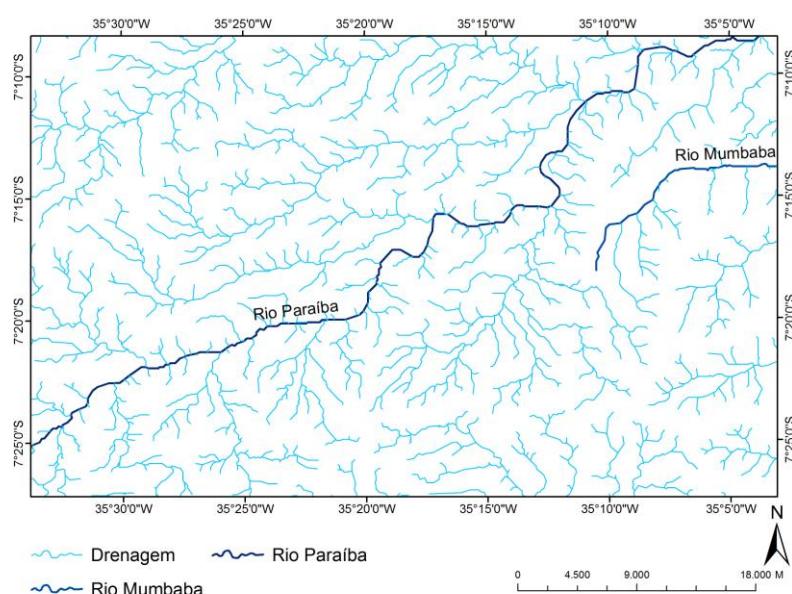
Os cursos d'água constituem um dos processos morfogênicos mais ativos na escultura da paisagem geomorfológica. O movimento das águas atua como um poderoso agente de erosão e deposição e, com isso, o estudo da geomorfologia fluvial se apresenta como de grande importância para a elucidação de várias questões geomorfológicas (CHRISTOFOLLETTI, 1980).

Nesse sentido, Corrêa (1997) afirma que o estudo dos cursos d'água são importantes para a quantificação e localização dos fluxos de água nas encostas, de onde são moldados o gradiente topográfico e, portanto, o próprio relevo.

Para Coelho Neto (2001), as bacias de drenagem são unidades bastante úteis para o entendimento da ação dos processos hidrológicos e geomorfológicos. A partir da definição dos mecanismos erosivos e deposicionais preponderantes, da interação de fatores bióticos, abióticos e antrópicos que impõem o respectivo ambiente de drenagem, levando-se em

consideração que alterações na composição desses fatores podem induzir modificações significantes na dinâmica espaço-temporal do trabalho geomorfológico.

Em relação à hidrografia a área está sob o domínio da Bacia hidrográfica do Rio Paraíba. A drenagem apresenta um padrão dendrítico, enquanto que o padrão de forma dos canais é retilíneo, fortemente controlado pela estrutura geológica por intermédio de linhas de falhas, diáclases e alinhamentos de fraturas. A bacia do rio Paraíba apresenta numerosos canais de primeira ordem incipientes, que demandam diretamente o coletor principal (Figura 9). Este rio recebe toda a drenagem que vem do setor sul do Planalto da Borborema no Estado da Paraíba.



**Figura 9 - Mapa da Rede Hidrográfica do gráben do Cariatá. Destaque para o rio Paraíba que atua como o nível de base local, e o rio Mumbaba que tem o seu curso atual no antigo vale do rio Paraíba.**

#### 1.1.4 Aspectos Pedológicos

Nas áreas que correspondem aos tabuleiros do Gráben do Cariatá com front voltado para a calha do Rio Paraíba ocorrem os Luvisolos Crômicos associados aos neossolos litólicos eutróficos. Os primeiros apresentam um horizonte B textural com argilas de alta atividade e representam solos de profundidade média. Já os neossolos litólicos são moderados acentuadamente drenados, representam solos bastante susceptíveis à erosão devido a sua pouca espessura e a sua pedregosidade na superfície. Esses solos também ocorrem nas bordas norte e sul do gráben. Às margens do Rio Paraíba, nas proximidades de Pilar e São Miguel de

Taipu, ocorrem neossolos flúvicos eutróficos, formados a partir de sedimentação fluvial não consolidada, de granulometria variada e de idade holocênica<sup>1</sup>.

### 1.1.5 Aspectos Vegetacionais

Na região estudada ocorre a floresta sub-caducifolia (nas porções à leste e à nordeste) com vegetação densa, de cor clara e porte arbóreo em torno de 20m com alto esgalhamento e ocorrência de árvores com folhas miúdas. É no período seco que a vegetação costuma perder suas folhas e as espécies vegetais mais encontradas são *Tabebuia chrysotricha* (pau-d'arco-amarelo) e *Syagrus oleracea* (catolé) (JACOMINE *et al.*, 1972).

Também há a presença de floresta caducifolia (arredores de Itabaiana e grande parte das superfícies tabuliformes), essa formação se apresenta com um porte arbóreo variando entre 8 e 10 metros, pouco densa, sendo suas árvores muito ramificadas. Na estação seca perde totalmente as suas folhas, com exceção de algumas poucas espécies como o juazeiro (*Ziziphus juazeiro*). Na região as espécies vegetais com maior grau de ocorrência são representadas pelo juazeiro (*Ziziphus juazeiro*) e pela aroeira (*Astronium urundeuira*).

Por último há ocorrência de formações localizadas nos terraços fluviais e várzeas dos rios, são formações arbóreas-arbustivas e as espécies com maior grau de ocorrência são o Camaçari (*Caraíba sp*) e o ingá (*Ingá ssp*).

---

<sup>1</sup> Esses dados pedológicos foram obtidos a partir de observações diretas no campo e de cotejamento da bibliografia sobre o tema em Jacomine *et al.*, 1972.

## **2 DAS SUPERFÍCIES DE EROSÃO À EVOLUÇÃO TECTÔNICA DE MARGEM PASSIVA DE CONTINENTE**

Um dos objetivos dessa pesquisa foi fazer um levantamento da literatura dos temas abordados neste trabalho. Buscou-se fazer uma revisão dos temas sob dois aspectos distintos: um geral e o outro aplicado. O primeiro mostra como o tema estudado surgiu dentro de Ciência Geográfica e o segundo, faz uma abordagem focada no estado-da-arte do conhecimento geomorfológico sobre os temas e contextos geográficos tratados pela dissertação.

### **2.1 SUPERFÍCIES DE EROSÃO: UMA REVISÃO DA ABORDAGEM GEOMORFOLÓGICA CLÁSSICA**

Na ciência geomorfológica há a idéia de que as formas do relevo encontram-se em constante evolução, por conta da atuação dos processos morfogenéticos. Nesse sentido a paisagem geomorfológica é uma etapa contida em uma imensa seqüência de eventos ocorridas no pretérito e etapas a ocorrer no futuro.

Como o intuito desse trabalho é procurar entender a gênese do gráben do Cariatá a partir da análise dos seus compartimentos geomorfológicos e seus depósitos correlativos datados do quaternário, faz-se necessário o entendimento dos processos que atuam e contribuem para a formação e evolução do relevo. Nessa perspectiva é importante fazer um apanhado sobre a questão das superfícies de erosão, cujos modelos para o entendimento da gênese das superfícies são relacionados aos registros estratigráficos e sedimentológicos. Portanto a retomada desta abordagem é fundamental para a realização da pesquisa em tela, visto que a área estudada apresenta depósitos sedimentares como elementos marcadores dos eventos de elaboração da paisagem.

O tema das superfícies de erosão é comumente tratado para o estudo de evolução da paisagem geomorfológica, sobretudo em contextos plataformais. Para Gerrard (1995) as superfícies de erosão se apresentam como superfícies planas, aplainamentos, que são derivados da erosão ou desgaste da massa rochosa. As superfícies se apresentam como formas planas suavemente onduladas, truncando litologias e estruturas (MISSURA, 2006). As

superfícies, originadas a partir de diversos processos geomorfológicos, são produtos finais de um ciclo de erosão. Esses processos correspondem à erosão subaérea, ao intemperismo químico, à erosão marinha etc. Por conta dessa gama de processos a discussão é extensa e volta-se sobre os principais mecanismos responsáveis para o desenvolvimento das superfícies erosivas.

### **2.1.1 O ciclo geográfico de Willian Morris Davis**

Os primeiros estudos geomorfológicos de evolução do modelado se iniciaram com as propostas de Willian Morris Davis. A teoria do ciclo geográfico (DAVIS, 1899) serviu de base para os trabalhos em geomorfologia que se realizaram no Brasil na década de 1940 e 1950. Davis (1899) considera a evolução do relevo em três fatores definidos: estrutura, processos e tempo. Esse ciclo geográfico estaria dividido em três fases diferentes: a juventude, a maturidade e por fim a senilidade.

A etapa da juventude tem seu início marcado quando uma região aplainada sofre um soerguimento rápido, tectônico ou eustático; essa região é uniformemente soerguida em relação ao nível de base geral (o oceano), no qual desembocam os principais cursos fluviais. Com o alçamento da superfície, aumenta-se a declividade e também a diferença altimétrica se amplia. Com isso os rios se encaixam nos vales e o leito fluvial se torna um local de intensa erosão, com os rios procurando seus perfis de equilíbrio. Assim, ocorre o entalhamento das vertentes ocasionando ravinas e voçorocamento. Como a erosão ocorre de uma forma intensa, os detritos se acumulam no sopé das vertentes, formando grandes taludes com material proveniente das encostas e dos leitos dos rios. As formas se definirão de acordo com o grau de amplitude entre o nível de base e as porções mais elevadas da superfície. Assim, poderão ser formados relevos de aspecto montanhoso com vales abruptos.

A maturidade é caracterizada pelos processos de erosão por parte da drenagem, esta se encontra bem mais organizada e equilibrada. Assim, as rupturas de declive começam a desaparecer e o entalhamento dos vales ocorre de maneira mais lenta. Com o entalhamento mais lento, as vertentes começam a se alargar e a declividade que antes era mais abrupta agora começa a diminuir. O relevo continua elevado, com cristas nos interflúvios; os vales principais estão alargados e os perfis dos rios estão se suavizando.

A senilidade se caracteriza pelo rebaixamento contínuo das vertentes, mas esse rebaixamento se dá de forma lenta. Desse modo, a área apresenta várias colinas rebaixadas, coberta por um manto de intemperismo. Essa área rebaixada é o que Davis chama de peneplanície, que se caracterizaria como uma superfície ondulada de relevo suave, com elevações residuais, denominadas de *monadnocks*. A formação dessa superfície suavemente ondulada se dá por conta da coalescência das planícies de inundação ou pelo rebaixamento dos interflúvios com redução da declividade das vertentes (PASSOS e BIGARELLA, 2006).

Para a evolução do modelado terrestre, Davis (1902) acredita que um rápido soerguimento e um longo período de atividade erosiva são os responsáveis pela evolução da superfície geomorfológica. Assim, uma região poderia sofrer vários ciclos erosivos e os vestígios seriam encontrados nas rupturas de declive. Seriam períodos alternados de soerguimento e estabilidade de nível de base, resultando em ciclos interrompidos e incompletos, durante os quais os peneplanos (peneplanícies) soerguidos são dissecados e outros novos se formam ao longo dos rios (HACK, 1972). Davis atribuiu este modelo às áreas colinosas, nas quais os topos atingem a mesma altitude acima dos cursos d'água, nas regiões de piemonte, nos estados atlânticos centrais dos Estados Unidos. Estas áreas foram interpretadas por Davis (1909) como peneplanos soerguidos que foram dissecados por erosão fluvial até que o estágio de maturidade tivesse sido alcançado.

O caráter cíclico utilizado por Davis como modelo evolutivo, constitui, no conceito científico geral, estágio embrionário de qualquer natureza do conhecimento. A teoria do ciclo geográfico de Davis foi alvo de críticas, sendo a principal o fato do modelo se basear na questão de longos períodos de estabilidade tectônica ou eustática, separados por movimentos de alçamentos tão rápidos que chegariam a ser instantâneos (CHRISTOFOLETTI, 1980). O caráter teórico da teoria davisiana também é bastante lembrado nas críticas, pelo fato do seu intenso idealismo e por não possuir uma visão processual mais ampla, que seria o estudo das características e mecanismos dos processos e das formas. Este conhecimento fatual permite o estudo das formas em todas as suas etapas de evolução.

### 2.1.2 Etchplanação (Etchplain)

Segundo Wayland (1933), a evolução da paisagem está ligada ao plano de erosão ou plano de corrosão (Etchplain). Esta perspectiva mostra a evolução do modelado terrestre a

partir de uma superfície de gradiente suave, em qualquer relevo, que se destacasse de forma marcante numa paisagem de clima sazonal. A superfície evoluiria no plano, mas verticalmente, através do crescimento do manto de intemperismo por decomposição química e posterior remoção desse manto pelos agentes da denudação durante a elevação da plataforma, podendo esta ocorrer de forma lenta ou descontínua (WAYLAND, 1933). Os aplainamentos seriam evidências de instabilidade tectônica. No decorrer do tempo, o manto de intemperismo (manto de corrosão) seria removido por erosão laminar ou correntes episódicas. Nesse sentido, as diferenças altimétricas entre os vários aplainamentos da região são atribuídos aos alçamentos rápidos em contraposição àqueles atribuídos a movimentos lentos que apenas reafeiçoavam a superfície de erosão (PASSOS e BIGARELLA, 2006).

Budel (1957), afirmava que a formação do plano de corrosão estaria mais comumente associada à zonas com climas tropicais sazonais e com tectônica estável e inativa. Para ele, os aplainamentos encontrados nas regiões úmidas são frutos de condições paleoclimáticas, ou seja, da sazonalidade climática. A erosão na parte superior do solo atua somente durante a estação úmida, enquanto que a alteração química intensa das rochas na superfície basal do intemperismo age durante o ano todo e esta superfície permanece úmida durante a estação seca. Nesse sentido, para Budel (1957), o agente principal para a evolução do etchplano é o intemperismo químico e posterior remoção superficial, ao qual ele introduziu o termo de superfície-dupla de aplainamento (*doppelten einebnungsflächen*). Esta superfície é desenvolvida como uma frente de intemperismo do acamamento rochoso e conseqüente remoção do material superficial (MISSURA, 2006).

### **2.1.3 Primarrumpf e os patamares de Piemonte de Walter Penck (Piedmonttreppen)**

Walter Penck em 1924 acreditava que o alçamento da superfície se dava de forma lenta e não com rapidez como preconizava Davis (1899). Penck afirmava que o levantamento crustal seria tão devagar que fazendo uma relação com a intensidade de denudação não haveria, portanto, nenhuma elevação significativa da superfície, estabelecendo assim uma superfície baixa, a qual ele denominou de *Primarrumpf*, ou superfície primária. O soerguimento lento, sem levar em conta a estrutura geológica, faria com que a degradação se efetuasse de modo paralelo ao alçamento, resultando na formação de uma superfície primária (CHRISTOFOLETTI, 1980). A *Primarrumpf* seria a unidade geomórfica básica para todas as



seqüências topográficas que deviam seguir essa superfície (PENCK, 1924). Penck realizou o seu trabalho na Alemanha, no maciço da Floresta Negra. Nessa região, Penck reconheceu vários níveis topográficos ao redor do maciço. A idéia de evolução das superfícies foi recebida com pouco entusiasmo pela comunidade científica. Segundo Davis, os patamares estudados por Penck seriam explicados como superfícies de erosão que seriam derivados de ciclos erosivos parciais, interrompidos por soerguimentos intermitentes (CHRISTOFOLETTI, 1980). Penck por sua vez, atribuía à evolução das superfícies, a existência de um domo em contínua expansão, onde a cimeira seria os restos da *Primarrumpf* e a sucessão dos planos erosivos em direção aos limites do domo, como vários patamares, estes níveis estariam ligados a ciclos de erosão, estes cada vez mais recentes e originados pelo movimento ascensional rápido que ocorre na região. Não haveria condições de estabilidade para a evolução completa do ciclo, mas sim uma série de ciclos interrompidos, constantemente abortados.

Os patamares de piemonte (*Piedmonttreppen*) de acordo com Penck (1953) seriam o resultado de processos operantes nas vertentes, sendo esses processos resultantes de levantamento crustal e posterior denudação. De acordo com a velocidade dos eventos, uma determinada morfologia se desenvolveria no relevo. Os estudos de Penck estavam baseados em três suposições:

as inclinações são estabelecidas pelo entalhe dos córregos, e são mais íngremes quanto maior a taxa de entalhe; as inclinações uma vez estabelecidas, o recuo remotante será paralelo à declividade original; as inclinações íngremes são denudadas mais rapidamente que as suaves (PENCK, 1953, p.429).

A concavidade dos perfis era resultado de uma denudação mais rápida do que o levantamento crustal. Perfis mais convexos seriam uma resposta do soerguimento mais rápido que a denudação. Caso houvesse um equilíbrio entre as forças (soerguimento X denudação) ocorreria à presença de um perfil retilíneo (PASSOS e BIGARELLA, 2006).

#### **2.1.4 Pedimentação e pediplanação**

Com base nos modelos de Davis (1899) e Penck (1953), King (1962) propôs novos modelos interpretativos, no qual as superfícies aplainadas são resultantes da atuação de processos de recuo paralelo das encostas, estando estas idéias em maior sintonia com os estudos de Walter Penck (1953). A distinção maior entre o modelo de King e o Modelo

davisiano, por exemplo, reside na questão de como se dá a evolução das vertentes e nas pressuposições com o nível de base (CHRISTOFOLETTI 1980).

Em relação ao nível de base, o modelo proposto por King (1962), pressupõe a permanência e generalização dos mesmos. Sendo assim, qualquer ponto de um rio é um nível de base para todos os pontos que estejam localizados a montante; assim como qualquer ponto na vertente ou encosta representa um nível de base para parcelas da encosta situada a montante. Nessa perspectiva do nível de base, não se utiliza o nível dos oceanos como o nível geral (como preconiza a teoria davisiana), podendo o ciclo se desenvolver em qualquer domínio das massas continentais. Outra diferença do modelo de King em relação ao ciclo geográfico de Davis (1899) está no modo como as encostas regredem. Ao invés do rebaixamento contínuo e generalizado das encostas, a evolução se dá com o recuo ou regressão paralela das vertentes. Com o tempo e desgaste das encostas estas, preservando a sua declividade, formariam um pedimento(s) entre o sopé da encosta e o leito fluvial. Para se entender a evolução das encostas, King subdividiu a mesma em quatro segmentos a partir do topo: 1 - Convexo (*waxing slope*); 2 - Face Nua (*free face*), segmento sem cobertura detrítica; 3 - Detrítico (*debris slope*); 4 - Pedimento (*pediment*).

De acordo com King (1956) o relevo se desenvolvia sem a influência do clima, os seja, os condicionantes físicos de formação dos segmentos da encosta seriam os mesmos, independente das condições climáticas. O clima teria pouca influência no desenvolvimento das encostas, mas poderiam ocorrer casos excepcionais, tido como anomalias, que seriam as regiões desérticas ou periglaciais, que estão sob influência das ações eólicas e glaciais, respectivamente. Para King, são normais os processos que ocorrem em condições de paisagem semi-árida, por conta da grande importância atestada pela enorme quantidade de depósitos continentais, estes derivados de condições de sedimentação semi-árida em um passado geológico remoto (PASSOS e BIGARELLA, 2006).

O ciclo evolutivo, de acordo com King (1953; 1962), se dá da seguinte forma: soerguimento em uma porção do território, em escala regional, estabelecendo novos níveis de base nos quais a erosão começará a trabalhar em cima dos mesmos. A erosão se processa de acordo com diversos fatores, como tamanho e espaços entre os elementos da paisagem, como a drenagem, soerguimento e, com menor influência, o tipo de rochas e as atividades físicas. Para ele o ciclo erosivo ocorre em etapas, sendo elas: 1 - Incisão fluvial; 2 - Regressão das escarpas e pedimentação; 3 - Rastejamento do regolito nos relevos rebaixados. O predomínio desses processos na evolução do relevo é primordial para o estabelecimento dos estágios propostos inicialmente por Davis (1899) de juventude, maturidade e senilidade.

Os modelos davisianos e de pedimentação de Lester King, pelo fato de partilharem da mesma concepção teórica, com as fases evolutivas que no final levam ao aplainamento geral, sofreram críticas e objeções por parte da comunidade científica de forma que as mesmas ressalvas que foram levantadas contra as idéias de Willian Morris Davis também podem ser aplicadas ao modelo de Lester King. Em relação às implicações climáticas, os debates foram intensos em torno das superfícies de aplainamento. Os termos finais acabaram se tornando genéticos. O peneplano de Davis representa superfícies sob condições de clima úmido, enquanto que o pediplano de King caracteriza-se pela elaboração sob clima seco, através da regressão paralela e contínua das encostas.

### **2.1.5 Equilíbrio dinâmico de Hack**

Existe outra abordagem alternativa para a interpretação da paisagem, esta análise é feita a partir da teoria do equilíbrio dinâmico e as relações espaciais dentro de um sistema. Esta abordagem considera o modelado terrestre como um sistema aberto, sistema este que mantém constante permuta de matéria e energia com os demais sistemas do seu universo. Supõe-se que num único sistema os elementos da topografia estejam todos ajustados de tal modo que se modificam na mesma proporção. Assim as formas e os processos estariam em um balanço estabilizado e podendo ser considerados como independentes do tempo. As diferenças e características das formas são explicadas em termos espaciais, nos quais os padrões geológicos são primeiramente considerados (HACK, 1972).

A teoria de equilíbrio dinâmico foi preconizada por Grove Karl Gilbert (1880) que expôs esse princípio para o desenvolvimento do modelado terrestre, tendo sido aplicada também por Strahler (1964). John T. Hack (1960; 1965) fez uso dessa abordagem para a interpretação da rede de drenagem e suas vertentes. Este conceito precisa de um estado de forças opostas, um balanço de forças. Dessa forma, as forças atuam em proporções iguais e os seus efeitos anulam-se ou cancelam-se mutuamente para assim produzir um estado estável, no qual a energia está continuamente entrando e saindo do sistema (HACK, 1972). Na teoria davisiana, o equilíbrio é atingido em alguma parcela do sistema de drenagem quando há o balanço entre o material detrítico proveniente das cabeceiras e a capacidade do rio para movimentá-lo, ou seja, quando a declividade do canal se reduz a ponto do rio ter apenas a capacidade para carregar o que a corrente pode transportar. Em um canal fluvial esse

equilíbrio ocorre quase que de imediato e não faz parte de uma etapa de um processo de evolução. O conceito de Davis implica que algumas parcelas do sistema de drenagem estariam em equilíbrio, enquanto que outras não, e que o equilíbrio se estende em estágios gradativos, através do tempo, da jusante para todo o sistema. Em lugar do balanço entre a carga de um rio e a competência de transporte de um canal fluvial, seria muito mais válido fazer a análise da paisagem particular a partir do balanço entre os processos de erosão e a resistência das rochas, e também relacionar este balanço a possíveis soerguimentos ou rebaixamentos derivados de diastrofismo (HACK, 1972).

Esse conceito se assemelha bastante com o conceito de forças exógenas e endógenas de Penck (1953), no qual uma área sujeita a soerguimento de intensidade constante, caso o soerguimento seja rápido, o relevo deveria apresentar patamares altimétricos elevados. Nesta forma seria necessária uma força para prover energia erosiva suficiente para fazer o balanço do equilíbrio. A topografia está num estado imutável e permanecerá dessa forma até quando a intensidade de soerguimento e de erosão não seja mudada e desde que as rochas que estruturam a superfície sejam as mesmas. Caso haja mudança na intensidade do alçamento ou da erosão, o estado de balanço irá mudar bem como o equilíbrio constante (HACK, 1972). Assim a topografia evoluiria de uma forma para outra. Esta evolução poderá ocorrer caso as forças de diastrofismo deixem de exercer sua influência, podendo ocorrer o rebaixamento do relevo e podendo também ocorrer uma mudança no balanço caso rochas de diferentes resistências sejam expostas na superfície.

Para o equilíbrio dinâmico são tratadas as propriedades inerentes aos sistemas abertos, estas propriedades facilitam a interpretação dessa abordagem (CHRISTOFOLETTI, 1980). O sistema aberto pode atingir o equilíbrio quando a importação e exportação de energia estiverem equacionadas, ou seja, equilibradas. Este equilíbrio é proveniente de um ajustamento das formas e geometrias do próprio sistema. O ajustamento dos componentes do sistema ocorre por conta do sistema de auto-regulação e também pelo fato dos elementos serem interdependentes entre si. Assim se houver uma alteração que se processa em alguma parte do sistema (tomando, por exemplo, um sistema de drenagem), esta alteração será comunicada rapidamente a todos os outros componentes do sistema (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Assim, a abordagem do equilíbrio dinâmico demonstra que as formas não são estáticas e imutáveis e que são mantidas a partir do fluxo de matéria e energia que passa pelo sistema. Com o passar do tempo, as formas da paisagem vão sendo removidas e retrabalhadas implicando em alterações de algumas propriedades geométricas, como o rebaixamento do

relevo. Isso quando não há condicionantes tectônicos (CHRISTOFOLETTI, 1980). No momento que o sistema atinge o equilíbrio dinâmico, desaparece a influência das condições iniciais e muitos traços da paisagem anterior são destruídos. Quando se faz a análise dos fenômenos com acentuada tendência para o equilíbrio dinâmico, a abordagem histórica se torna dispensável. Essa perspectiva independe da escala temporal e as formas residuais se manterão na paisagem caso o equilíbrio dinâmico ainda não tenha sido atingido. No entanto, isso não significa que as formas residuais sejam raras na paisagem, mas esta análise se baseia na relação de equilíbrio entre os processos atuais e as formações rochosas. É importante salientar que nem todos os elementos da paisagem geomorfológica reagem com a mesma rapidez e intensidade às modificações realizadas nas variáveis externas. Exemplo disso seria a hidráulica dos canais fluviais que respondem de forma mais rápida às mudanças no sistema, em contrapartida da forma das vertentes e da rede de drenagem como um todo que levam um tempo bem maior para se ajustarem.

A última propriedade afirma que os sistemas de caráter aberto podem atingir a chamada equifinalização, ou seja, condições iniciais diferentes podem levar a resultados finais semelhantes. Este conceito demonstra a multivariabilidade de processos morfogenéticos atuantes na paisagem, sendo contrário à análise cíclica da paisagem (CHRISTOFOLETTI, 1980). Hack afirma que deve ser levada em conta a relação das formas do relevo e depósitos superficiais com a estrutura geológica. A amplitude topográfica, do topo da vertente até o fundo do vale, varia bastante caso ocorra o afloramento de diversos tipos de rocha, enquanto que a amplitude pode permanecer aproximadamente a mesma caso aflore apenas um único tipo de rocha. Nesse sentido, as vertentes variam também conforme o tipo litológico (op. cit.). É importante a análise da topografia em termos de relações espaciais, independente do tempo. Esta análise nos fornece um embasamento bastante útil para a interpretação da paisagem (HACK, 1972). Há uma preocupação em explicar paisagens em termos de processos e intensidades que atualmente existem e, por essa razão é necessário fazer a interpretação da evidência desses ditos processos nos modelados de relevo. Esta abordagem se preocupa em fazer a interpretação a partir dos processos e suas intensidades, que mudam no espaço e no tempo, deixando de forma clara as relações de formas e processos, fazendo com que as mudanças na paisagem possam ser elucidadas (Figura 10).

O estudo das paisagens com a abordagem do equilíbrio dinâmico permite uma revisão de modo geral da ciência geomorfológica, fazendo uma melhor definição e delimitação do objeto de trabalho e auxiliando na elucidação das preocupações concernentes com as aplicações de técnicas quantitativas (CHRISTOFOLETTI, 1980).

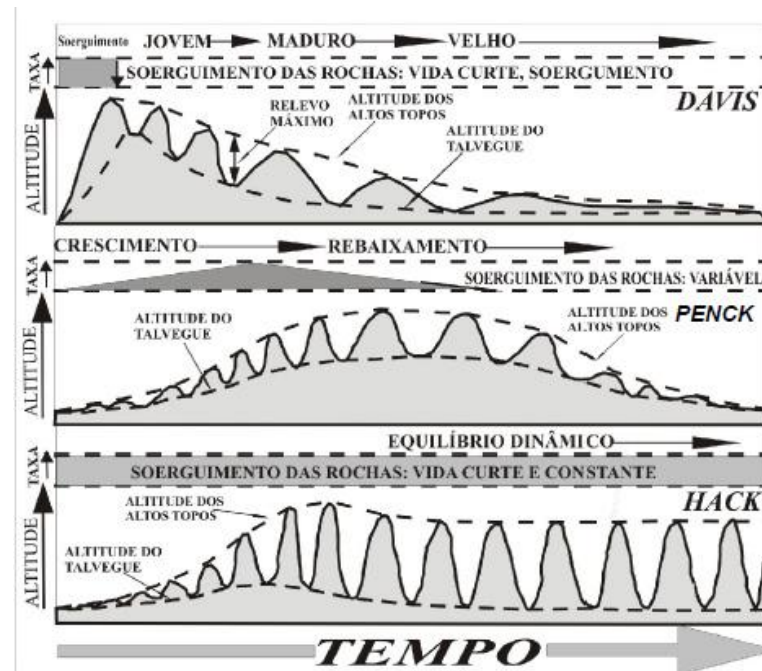


Figura 10 - Modelos de evolução do relevo. Evolução das superfícies de aplainamento segundo DAVIS, PENCK e HACK. Extraído de BURBANK E ANDERSON, 2001.

### 2.1.6 Superfícies de aplainamento do Brasil

As superfícies aplainadas no Brasil eram tratadas como resultados de uma peneplanização, formada a partir de processos atuantes de um passado bastante remoto. As superfícies apresentam um caráter policíclico com instabilidade crustal, este derivado do soerguimento regional, seguido de épocas em que os agentes de denudação conduziam a um rebaixamento contínuo do relevo por conta da estabilidade endógena (PASSOS e BIGARELLA, 2006). De Martonne (1943) explicava a evolução dessas superfícies aplainadas no Brasil como formas resultantes de processos de peneplanização atuantes desde o passado. Segundo o autor, o caráter policíclico do modelado era explicado por sucessivos momentos de instabilidade crustal. Estes eventos provocaram o soerguimento em escala regional, seguidos por momentos em que os processos erosivos atuavam na evolução das formas, rebaixando progressivamente o relevo.

De acordo com King (1956) as superfícies em diversos níveis de erosão, encontradas no Brasil Oriental, são em sua essência resultados de alçamento da crosta e têm a sua evolução de acordo com os postulados de Penck, ou seja, os patamares de piemonte (*Piedmonttrepn*). King substituiu os processos de peneplanização pelos processos de

pedimento e pediplanação de acordo com a teoria de regressão paralela das encostas. No trabalho sobre o Brasil Oriental, King (1956) identificou diversos níveis de aplainamento e fez relação com as superfícies estudadas por ele previamente na África. King fez a identificação das seguintes superfícies: Fóssil (idade Carbonífera); Superfície Desértica (Triássico-Superior); Superfície Gondwana (Cretáceo Inferior); Superfície Pós-Gondwana (Cretáceo-Superior); Superfície Sul-Americana (Terciário Inferior), a qual teria sido dissecada a partir do Paleoceno, pelas superfícies subseqüentes, ficando somente os topos derivados, estando estes sub-nivelados; Superfícies Velhas (Terciário Superior); e Superfície Paraguaçu (Neógeno).

Segundo Valadão (1998), o relevo do Brasil oriental deve ser tratado como uma evolução a partir de episódios de soerguimento e denudação durante o cenozóico e mesozóico. Dessa forma o mesmo autor descreve três grandes superfícies de aplainamento: Superfície Sul-Americana, desenvolvida no Cretáceo Superior-Mioceno; Superfície Sul-Americana I, desenvolvida no Mioceno Médio ao Plioceno Superior; e por último a superfície Sul-Americana II, esta como uma resposta a um soerguimento crustal no final do Plioceno até os dias atuais. Essas três grandes superfícies não possuem tanta validade quando a sua aplicação vai para o Sudeste brasileiro, devido ao tectonismo que interrompeu a sua evolução e deu origem ao arrasamento das superfícies.

Bigarella e Ab`Saber (1964 *apud* PASSOS E BIGARELLA, 2006) em concordância com a geomorfologia climática de que os processos de pedimentação e pediplanação são os responsáveis pela gênese de grande parte das superfícies aplainadas do Brasil, foram os primeiros a generalizarem as influências climáticas profundas na explicação da morfogênese de grande parte da paisagem brasileira. As condições de clima semi-árido contribuíram para que os processos de pediplanação fossem os responsáveis pela gênese das grandes superfícies aplainadas (pediplanos) e pelos processos de pedimentação aos níveis embutidos nos vales (PASSOS e BIGARELLA, 2006). No nordeste brasileiro Bigarella e Ab`Saber (op. cit.) atribuíram as condições paleoclimáticas (variação de semi-árido para úmido) como responsáveis pelas formas erosivas e seus depósitos correlativos. As condições climáticas do passado observadas pelos autores estariam ligadas a uma ciclicidade de episódios que estão expressos na paisagem.

A relação da teoria de Bigarella e Ab`Saber e os postulados de King (1956) é que os autores trabalham com a questão da ciclicidade do relevo. A diferença reside no fato de que King concebe uma origem tectônica para as interrupções dos ciclos, enquanto Bigarella e Ab`Saber atribuíam às alternâncias climática a responsabilidade pela ciclicidade. Para estes

autores, as superfícies podem ser formadas em alvéolos com altitudes bastante variadas, evoluindo dependendo diretamente das soleiras (*knick-point*) mantidas pela rede de drenagem. Com esse pensamento, os níveis recentes não teriam o caráter regressivo como afirmava King (PASSOS e BIGARELLA, 2006). Dessa forma, o critério de análise baseado em questões altimétricas torna-se insuficiente para explicar e diferenciar os diversos níveis de aplainamento.

Os inúmeros estudos das superfícies de erosão e seus depósitos correlativos no quaternário, assim como os fenômenos erosivos e agradacionais ocorridos no Cenozóico, evidenciam que ocorreu uma alternância climática na terra com dois períodos distintos (semi-árido e úmido) e estes eventos climáticos são responsáveis pelos processos de degradação lateral ativa do terreno com períodos de dissecação vertical do terreno (BIGARELLA, MOUSINHO e SILVA, 1965; ERHART, 1956). Nas porções tropicais e subtropicais do Brasil Meridional e Sudeste a evolução dos terrenos é resultante dos processos de degradação lateral das superfícies com períodos de dissecação vertical, seguidos de intemperismo químico e formação de solos (PASSOS e BIGARELLA, 2006).

Vários autores buscam a explicação da formação das superfícies de aplainamento, fazendo uso de abordagem da geomorfologia climática, como De Martonne (1943), Bigarella e Mousinho (1965). Estas interpretações, como foi visto nos parágrafos acima, se baseiam na transição climática ocorridas durante os períodos geológicos, mais especificamente, o quaternário. Essas alternâncias climáticas se fundamentam na teoria da Bioresistasia de Ehrart (1956). A teoria postula que, em fases de clima úmido, ocorre maior desenvolvimento da vegetação, aprofundamento do manto de intemperismo, predominância de formas convexas e a drenagem se encontraria encaixada com sedimentação ao longo do canal fluvial. Nas fases secas haveria diminuição da vegetação e predomínio do intemperismo físico. Em relação às formas, o recuo das encostas dá origem a relevos residuais e formação de depósitos detríticos que estruturam as superfícies aplainadas com morfologia pedimentar. Nessa fase seca a drenagem, ao contrário da fase úmida, se encontra entulhada de sedimentos com escoamento difuso e rios intermitentes.

Baseando-se na teoria de Bioresistasia de Ehrart, os autores Bigarella & Andrade (1965) e Bigarella, Mousinho e Silva (1965) trabalharam com a questão das superfícies de erosão como testemunhos de ciclos de pediplanação. Estes pediplanos, segundo os autores, são remanescentes dispersos e preservados em rochas com maior resistência a erosão. Em climas mais úmidos, estas superfícies se apresentam bastante dissecadas. Autores como Bigarella e Ab`Saber (1964) e Bigarella e Andrade (1965), atribuem à semi-aridez a



responsabilidade pela formação dessas superfícies de erosão. Esses autores reconhecem três eventos de pediplanação da paisagem brasileira e suas respectivas superfícies. Eles denominaram estas superfícies de Pd<sub>1</sub>, Pd<sub>2</sub>, Pd<sub>3</sub>; sendo a Pd<sub>3</sub> a superfície mais elevada, a Pd<sub>2</sub> a intermediária e Pd<sub>1</sub> a mais rebaixada. O Pd<sub>3</sub> teria sido elaborado no Cretáceo-Eoceno, sendo agora a superfície de cimeira. Este nível seria o equivalente à Superfície Sul-Americana ou Japi. O pediplano Pd<sub>2</sub> teria se desenvolvido no Paleógeno e o Pd<sub>1</sub>, seria o aplainamento mais jovem tendo sido elaborado durante o Plioceno/Pleistoceno. No Pd<sub>1</sub> são identificados dois níveis pedimentares embutidos: o P1 e o P2, estes de escala local, enquanto os pediplanos estão em escala regional. Os níveis P1 e P2 são, segundo os autores, respostas às mudanças climáticas no último período glacial, que no Brasil, principalmente no Sudeste, teriam propiciado o alastramento de climas mais secos, sendo que estes teriam como respostas os depósitos correlativos, os sedimentos detríticos, colúvios e *Stone-Lines*.

A partir da análise dessas interpretações das superfícies de erosão, este trabalho procura elucidar como se deu a evolução dos compartimentos que estão contidos no gráben do Cariatá.

### **2.1.7 Compartimentação geomorfológica do Nordeste a partir da interpretação clássica**

Nos tópicos anteriores, foram discutidas as principais teorias de evolução das superfícies de aplainamento. Foi visto que as teorias foram bastante discutidas no Brasil na década de 1950 e 1960. Entretanto, os processos associados à elaboração das superfícies de erosão nunca foram bem conhecidos em bases empíricas. O modelo de evolução de superfícies de erosão mais aceito no Brasil foi o proposto por King (1956). Este autor com seu trabalho sobre o relevo do Brasil Oriental fez a relação das formas encontrada no leste do Brasil com o relevo do oeste africano. O modelo, como foi dito anteriormente, se baseia na ciclicidade do relevo e as formas teriam evoluído a partir da elaboração de pediplanos.

Com a interpretação da história geomorfológica dos compartimentos elevados da Borborema, a evolução se dá na sucessão de aplainamentos escalonados ao longo do Cenozóico. As superfícies foram geradas a partir de fases de reativação da plataforma brasileira, decorrentes da própria dinâmica cíclica do tectonismo vertical das margens passivas de continente.

Os níveis mais elevados do Nordeste brasileiro correspondem às superfícies mais antigas, estes níveis ocorrem acima dos 1.000 metros de altitude e estariam associados à superfície Pós-Gondwana de King, Pd3 de Bigarella ou superfície Borborema de Mabesoone & Castro (1975). Esses níveis representam as cotas mais elevadas e de dissecção mais forte e foram desenvolvidos entre o Albiano e o Oligoceno. Estas superfícies estão localizadas na paisagem nos tipos do Planalto da Borborema. Os aplainamentos intermediários estão em altitudes entre 650 e 900 metros. Este nível equivale à superfície Sul-Americana de King, o pediplano Pd2 de Bigarella ou superfície Sulamericana de Mabesoone & Castro. Esta superfície equivale a um nível inferior localizado restritamente no interior do planalto, denominado pelos autores como superfícies Cariris Velhos ou Soledade, do Mioceno. A superfície de aplainamento geral do Planalto da Borborema ocorre entre 350 e 600 metros de altitude. Este nível corresponde à superfície Sertaneja de Mabesoone & Castro, Superfícies Velhas de Lester King ou Pd1 de Bigarella. Esta superfície geral teve a sua idade referida a partir dos sedimentos da Formação Barreiras do Plio-Pleistoceno, constituindo o aplainamento mais recente consumado da região. O aplainamento geral foi entalhado durante do Neógeno a partir dos vales fluviais, dando origem a dois níveis de terraços e pedimentos, estes níveis correspondem ao ciclo polifásico Paraguaçu, cuja evolução no nordeste brasileiro está vinculada às glaciações quaternárias nas altas e médias latitudes.

Apesar das interpretações clássicas de evolução do relevo se apresentarem bastante lógicas, vários autores refutam o caráter generalista dessas teorias como o motor principal da evolução das superfícies erosivas (TWIDALE, 1982; THOMAS, 1994).

Verticalizando o foco da interpretação para a área do piemonte da Borborema, região onde o Gráben do Cariatá está localizado, podemos afirmar que um dos problemas de aplicação do método das superfícies de erosão é a inadequação de suas escalas espaço-temporais para o estudo das formações superficiais sobre as quais se estrutura a superfície contemporânea da paisagem, o que sugere uma impraticabilidade da abordagem para os estudos de maior detalhe. No caso dos níveis de erosão do Gráben do Cariatá, antigos fundos de cabeceiras de drenagem e rampas de colúvio, a cronologia dos eventos denudacionais tradicionalmente atribuída ao Cenozóico pela literatura geomórfica regional, ocorre em uma escala de grandeza espaço-temporal totalmente inadequada a um estudo de dinâmica geomorfológica fundamentada em dados empíricos oriundos da amostragem das coberturas superficiais (sedimentos e mantos de alteração) deste compartimento do relevo.

Summerfield (2000) expressou a necessidade de estabelecer uma cronologia absoluta de eventos de denudação/deposição formadores do relevo e, portanto, responsáveis pela

elaboração das superfícies aplainadas ou de topos aparentemente concordantes. Essa tentativa deriva do fato de que nem sempre é possível fazer relações crono-estratigráficas nos interiores continentais com base apenas nos depósitos sedimentares confinados a determinados níveis topográficos e modelados geomorfológicos. Estudos mais recentes apontam que é necessário fazer uma análise muito mais precisa e complexa para tentar elucidar a relação entre áreas fontes, armazenadoras de sedimentos e de transporte de material na paisagem. Trabalhos mais recentes como o de Moraes Neto (1999) e Moraes Neto e Alckmin (2001), apontam problemas nestes esquemas interpretativos a partir da análise de evidências concretas de deformação e alçamento tectônico das coberturas sedimentares do Terciário Superior do leste da Borborema. O próprio escalonamento do piemonte que antecede a escarpa do Planalto, em níveis de 100, 200 e 250 metros sugere a ocorrência de tectônica disjuntiva e reativação recente de antigas falhas paralelas à linha de costa.

Corrêa & Mendes (2003) em um estudo sobre os problemas de conceituação das superfícies de erosão, apontam vários problemas que precisariam ser elucidados na teoria de superfícies de aplainamento. Para os autores, problemas metodológicos surgem na análise da teoria, como por exemplo, a relação entre erosão/deposição. Esta relação é bastante complexa, visto que o relevo é resultado de fenômenos de destruição, e os modelados não se detêm após a produção de um nível deposicional correlato, mas sim, continuam a evoluir de acordo com as leis do equilíbrio dinâmico de ajuste entre as formas, stocks litológicos e processos superficiais. Estes autores apontam elementos de impossibilidade de aferimento empírico de alguns parâmetros generalizados pelas teorias de superfícies de aplainamento:

- Os Continentes estão sujeitos ao alçamento episódico generalizado;
- Todas as encostas sofrem recuo paralelo por longas distâncias;
- Os *Knick-points* dos rios recuam continente adentro por longas distâncias;
- Superfícies de baixo relevo, extensas, só se formam em relação a um nível de base comum: o nível do mar.

Propostas para elucidação dos problemas relacionados às superfícies de erosão foram feitas por estes autores. Técnicas com a dos Traços de Fissão em Apatita (TFA) mostrariam que em determinadas áreas a isostasia compensaria a denudação, assim as formas se manteriam em equilíbrio dinâmico se os stocks geológicos assim o permitissem, até que se ultrapassasse um patamar geomórfico. Desse modo as superfícies não se formariam unicamente como resposta à denudação regional, mas se manteriam como feições dinâmicas na paisagem, sofrendo erosão e perda de material. As evidências de evolução das superfícies

estariam ligadas ao recuo das encostas em margem passiva e à diminuição das idades do TFA das encostas em direção ao interior, porém, não é o que se observa; os dados mostram uma manutenção das formas em equilíbrio dinâmico (MISSURA, 2006).

A identificação de um sistema ruptural (Gráben do Cariatá), reativando velhas linhas de controle estrutural e ao mesmo tempo criando novas direções, possivelmente neogênicas, seguidas por uma deposição de clastos terrígenos e sua posterior dissecação em um cenário de nível de base em rebaixamento contínuo, propõem uma revisão dos esquemas clássicos de interpretação do relevo da região.

Diante desse quadro, contudo, para se efetuar a análise do quadro morfoestrutural em um setor do piemonte oriental da Borborema, permanecem válidas alguns antecedentes a premissas morfoestruturais já reconhecidas classicamente para a porção centro-oriental do saliente Nordeste, como definidos por Czajka (1959), Beurlen (1967), Andrade (1958; 1968), Mabesoone & Castro (1975) e Saadi & Torquato (1992), a saber: Influência de estruturas herdadas, influência da litologia sobre os modelados de erosão diferencial e ocorrência de um bombeamento regional a partir do Cretáceo.

## 2.2 O PERÍODO QUATERNÁRIO E A SUA IMPORTÂNCIA NOS ESTUDOS DA GÊNESE DO RELEVO

O Quaternário se apresenta como um período muito importante na escala geológica, sendo importante e primordial o estudo desse período para a pesquisa geomorfológica e mais estritamente os seus depósitos correlativos. Devido à importância do relevo ao homem e a sua restrição temporal, é no Quaternário que se busca o entendimento, gênese e origem das feições geomorfológicas. Nesse sentido, Moura (2003) pontua que no Quaternário ocorreram intensas variações climáticas que influenciaram bastante nas taxas de denudação, na pedogênese, nos regimes fluviais e nos depósitos sedimentares inconsolidados.

Caracterizar o Quaternário é procurar entender os processos geomorfológicos que atuaram no passado e como estes processos deixam evidências nos modelados do relevo. Estas respostas, dos eventos do Quaternário na paisagem, podem ser expressas de forma total ou parcial, resistindo à erosão. Diferentes de outras evidências que foram exumadas na superfície terrestre, estes processos atuam para a formação da paisagem atual. O estudo dos processos atuais nos permite fazer relações destes com os processos pretéritos com o intuito

de procurar prever a resposta do sistema, fazendo desse modo a reconstrução da paisagem pretérita (MELLO, 1989).

Na evolução do relevo de um determinado ambiente ocorrem interseções de vários fatores físicos. Essas relações intervêm de forma rápida no sistema, como por exemplo, a ação climática sobre os modelados deposicionais. Esta ação vai gerar processos físicos e químicos que deixarão evidências claras desses processos no cenário geomorfológico. Nessa perspectiva, as análises das ações climáticas e suas respostas no relevo permitem a elaboração de previsões sobre as instabilidades climáticas pretéritas. Nesse sentido, Sheidegger (1986) afirma que os processos formadores do relevo, devido as suas taxas de evolução e de erosão, não permitem a existência de relevos muito mais antigos que poucos milhões de anos (MISSURA, 2006). O Quaternário caracteriza-se como um período de 2 milhões de anos que se divide em duas épocas, o Pleistoceno e o Holoceno, devidamente desiguais. O Pleistoceno tem cerca de 1,6 Ma e o Holoceno tem apenas os últimos 15 mil anos (DUARTE, 2007).

Segundo Salgado-Laboriau (1994), o Quaternário é um período de extrema relevância, pois além de incluir todo o Holoceno e final do Pleistoceno, este período constitui um intervalo de tempo com inúmeras informações paleoecológicas, estando inserida a história da nossa civilização e as grandes intervenções humanas sobre os ecossistemas.

Para Meadows (2001), as mudanças climáticas no quaternário definem e caracterizam essencialmente este período e, a partir da análise das flutuações climáticas, se revela que as mudanças e o dinamismo dos sistemas da terra são bastante ubíquos. Já Salgado-Laboriau (1994) comenta que nas glaciações com cerca de 100 mil anos de duração, durante o Quaternário, ocorreram fases de temperaturas mais quentes e de menor duração, estas fases teriam duração de mais ou menos 20 mil anos e foram denominados de interglaciais.

Eventos no Quaternário que são de extrema importância, eventos vinculados a processos tectônicos e neotectônicos e o respaldo desses eventos na elaboração do relevo são primordiais para a pesquisa geomorfológica. Esses processos são bastante importantes nessa pesquisa já que a área de estudo apresenta diversas evidências de tectonismo recente, sendo importante o estudo desses processos para buscar-se entender a evolução da compartimentação geomorfológica. Nessa perspectiva Riccomini (1989) destaca que eventos de caráter tectônico podem vir a desencadear mudanças substanciais na paisagem, como também na complexidade dos depósitos. As mudanças derivadas destes processos deixaram marcas no desenvolvimento do relevo e são de grande importância para a compreensão dos processos de evolução que o relevo sofreu.

Assim, os elementos descritos acima compõem o interesse desta pesquisa, já que a área apresenta eventos que desencadearam um reafeiçoamento de uma paisagem pretérita, sendo, tais eventos, de cunho climático e estrutural. Nesta perspectiva, as evidências desses eventos são os depósitos sedimentares que perfazem o interesse desse estudo.

Suguio (2001) afirma que a importância dos depósitos quaternários está no registro das grandes mudanças paleoambientais, vinculados aos paleoclimas e às paleolinhas de costa como importantes reflexos na biosfera. A vantagem desses estudos reside na possibilidade de se pesquisar materiais em conexão com a superfície topográfica, cuja preservação só é possível caso ocorra um evento que ocasione seu soterramento. Partindo desses pressupostos, a elucidação desses depósitos quaternários e sua posição nas ditas superfícies geomorfológicas, se mostram bastantes importantes nos estudos do quaternário. Nesse sentido, os estudos dos depósitos buscam na sedimentologia um arcabouço que auxilia na compreensão dos eventos que vieram a constituir o relevo deposicional. Entretanto, sabe-se que os registros quaternários estão dispersos na paisagem, assim a concatenação desses dados dispersos busca contar a história deposicional pela qual o relevo passou. Podendo também verificar as mudanças ambientais que provocaram esses eventos (MISSURA, 2006).

### **2.2.1 O Quaternário no Nordeste brasileiro**

Os eventos no Quaternário são de fundamental importância para balizar esta pesquisa, visto que esta área se localiza em um ambiente onde evento do quaternário estão sendo expressos pela paisagem geomorfológica. Nesse sentido esses eventos são primordiais para a correlação dos dados obtidos nessa pesquisa.

Estudos a respeito das variações cíclicas do quaternário brasileiro oferecem dados sobre a cronologia de deposição, reconstrução de processos e de ambientes de deposição (ARID & BARÇA, 1971; BIGARELLA, 1971). Com relação ao desenvolvimento da paisagem através da evolução das formas topográficas temos Bigarella e Mousinho (1965) e Penteado (1969). Entre os trabalhos relacionando evolução da paisagem a partir da estratigrafia do Nordeste brasileiro, podemos citar Corrêa (2001), Silva (2007), Mutzenberg (2007) e Bezerra *et al.* (2008). Assim, estes trabalhos fundamentam bastante a discussão nesta pesquisa.

No século XX, os primeiros trabalhos para a interpretação da morfogênese do relevo do nordeste do Brasil, foram fundamentados pelas teorias clássicas de Davis (1899), Penck (1953). Trabalhos como Andrade (1958), King (1956) refletem esta influência a qual é mantida até hoje por muitos geomorfólogos.

Houve várias tentativas de reconstrução da seqüência dos eventos quaternários. Estes estudos tiveram como base a constatação do papel fundamental do fator climático para a evolução morfogenética (MOURA, 2003). Essa perspectiva procura delimitar os grandes domínios morfoclimáticos atuais e sua comparação com os testemunhos da evolução quaternária (TRICART, 1959; AB`SABER, 1967)..

No Nordeste brasileiro, assim como em algumas porções do Vale do rio São Francisco, houve mudanças que são em certo ponto excepcionais para o caso do Brasil. Estas mudanças provocaram oscilações climáticas, ora ambientes com pronunciada umidade, ora ambientes com certa aridez. Sendo assim, o relevo, a hidrografia e a flora regional são diretamente influenciadas pelas interferências dos sistemas erosivos que aí foram processados (AB`SABER, 1967).

### **2.2.2 Processos Depositionais no Quaternário**

Os estudos dos depósitos do Quaternário se fazem de primordial importância para a elucidação da dinâmica dos paleoclimas, visto que a paisagem atual é indissociável a essa abordagem de reconstrução paleoclimática. É possível observar que ao longo do Período Quaternário, o relevo de um modo geral, está associado aos processos deposicionais que incidiram no decorrer do seu tempo. Nesse sentido esta pesquisa procurar entender a evolução do relevo e dessa forma faz-se necessária a busca pela elucidação das noções sobre os modelados deposicionais.

Os sedimentos que estruturam os depósitos do Quaternário se localizam esparsamente na paisagem, isto é, de forma bastante irregular. Assim é preciso fazer uma avaliação das peculiaridades de cada ambiente no qual estão localizados os depósitos, levando em consideração a área continental estudada. Áreas com estabilidade geológica, como é o caso dos escudos cristalinos, sofreram e sofrem intensos processos de intemperismo que geraram importantes depósitos eluviais e que posteriormente se converteram em depósitos coluviais. Nestes ambientes também são encontrados terraços fluviais, com material carregado pelo rio e

depositado nas suas margens que nesse caso formam depósitos aluvionares. Essas dinâmicas de depósitos quaternários indicam ou evidenciam mudanças climáticas pretéritas.

Mabesoone (1982) afirma que as formações dos depósitos recentes estão ligadas a uma abordagem sistêmica, onde os processos estariam ligados pelos tipos de energia que regula o sistema e também aos elementos fisiográficos do ambiente. Desse modo, os depósitos apresentariam as características dos elementos que possibilitariam a sua formação. A energia que regula o sistema pode vir de várias origens de acordo com as suas particularidades. A resposta dos depósitos aos processos são as mais variadas formas geométricas, composições e espacialidades observadas nos depósitos sedimentares (MABESOONE, 1982). O mesmo autor sugere que os elementos físicos e a ação biológica são parâmetros para a interferência na deposição. Estes elementos ainda são regulados pelos componentes fisiográficos da paisagem, como o clima e a tectônica. Já em relação aos materiais estruturadores dos depósitos, estes podem fornecer elementos para correlação, mas estas se tornam complexas, isto por que tais depósitos apresentam diversas naturezas ambientais, como sedimentos aluviais, coluviais, fluviais e fácies também eluviais. Nesta pesquisa serão abordados os processos deposicionais coluviais e fluviais.

Os colúvios apresentam, aspecto maciço e são compostos basicamente por sedimentos areno-argilosos, podendo também encontrar fragmentos rochosos de tamanhos e formas variadas. Muitos pesquisadores acreditam que os colúvios são derivados de um processo chamado de rastejo (*creeping*), que é um deslocamento gravitacional de curta distância. Bloom (1978) afirma que dependendo dos materiais, pode-se ter o rastejo de solo (*soil creep*) ou rastejo de rocha (*rock creep*). Os depósitos de maior espessura são encontrados em áreas onde processos de solifluxão (fenômenos) foram particularmente intensos no passado (SUGUIO, 2003). Sobre as fácies coluviais, Corrêa (2001) remete o termo colúvio a qualquer depósito sedimentar que se acumule ao longo de uma encosta em consequência do transporte gravitacional, a despeito do conteúdo original de água nesse material.

Corrêa (*apud* Plaisance & Caillex, 1958), define o colúvio como uma formação a resposta de mudanças climáticas na cobertura vegetal ao longo das encostas. Já Schumm (1977) descreve o colúvio como parte de depósitos de preenchimento de vale. Segundo o mesmo autor, os colúvios são derivados do fluxo laminar não concentrado ao longo de encostas (*slope wash*) e rastejamento do solo por sobre as encostas adjacentes a um vale. Thomas (1994) define o colúvio como um termo impreciso que agrupa muitos tipos diferentes de materiais e processos. O autor também ressalta que os colúvios, além de serem elaborados a partir de grandes mudanças climáticas, podem também ser consequência de eventos de alta



magnitude que eventualmente ultrapassam patamares formativos dentro dos sistemas de encosta.

Diante desses pressupostos, podemos definir o colúvio como depósitos originados a partir do deslocamento de material eluvial, que foi transportado por movimentos gravitacionais ao longo da encosta e depositados em porções inferiores da encosta ou da vertente. Estes setores apresentam menores declividades na paisagem, no qual os colúvios se encontram e seus depósitos apresentam materiais mal-selecionados. Para se entender a interpretação desses depósitos, Corrêa (2001) afirma que é necessário a compreensão da paisagem antiga. No entanto, os horizontes de solos melhor preservados encontram-se em porções da paisagem com menor gradiente deposicional e são menos preservados em tálus, colúvios e depósitos de leque. Os colúvios apresentam distribuição espacial limitada, podendo ser resultado de eventos formativos, estes mais de caráter local do que regional. Esses materiais possuem geralmente uma textura heterogênea sendo pobremente selecionados, apresentando muitas vezes, linhas de seixo recoberto por materiais mais finos (CORRÊA op. Cit). Essas linhas de seixo estariam vinculadas a um processo de transição climática, onde os elementos relacionados às linhas que removeria as frações mais finas, principalmente os elementos mais grosseiros que se acumulariam nas porções mais inferiores da encosta, formariam, nesses setores, um pavimento rochoso. Em episódios mais úmidos, o processo pedogenético fica mais intenso e, se em sequência ocorrer um período mais seco, o material rochoso será inumado, devendo isto aos processos erosivos no material mais fino e dando, assim, origem ao material coluvionar.

Os materiais aluviais segundo Corrêa (op. cit.) são aqueles depositados nas várzeas dos rios, que formam terraços fluviais. Muitas vezes, o material que compõe os alúvios tem a sua origem coluvial, dentre outros materiais. Chegando ao curso d'água, esses materiais são retrabalhados e depositados seguindo a dinâmica fluvial, desta forma os depósitos apresentam-se bem selecionados. Assim os depósitos colúvio-aluvionares podem ser definidos como sedimentos que são levados pelo sistema de drenagem e se depositam na vertente (colúvio), ou então são transportados pelos cursos d'água e se instalam na planície aluvial (alúvio). Mabesoone (1982) diz que os colúvios se localizam geralmente nas baixas encostas, margeando os vales estruturados no próprio embasamento rochoso. Uma vez transportados para o nível do curso fluvial, estes sedimentos coluvionares podem sofrer retrabalhamento e são incorporados às fácies aluvial. Os depósitos aluvionares apresentam-se nas proximidades dos rios na forma de terraços e várzeas que ladeiam o curso fluvial. Os alúvios são estruturas sedimentares mais definidas do que os colúvios e estes depósitos, por

serem resultados de reafeiçoamento pelos cursos fluviais, apresentam-se com uma estratificação mais definida.

A importância desses materiais está ligada a possibilidade dos mesmos indicarem fatores paleoclimáticos ou tectônicos que possibilitaram a sua elaboração. Esses materiais têm sido estudados por muitos pesquisadores pelo fato de indicarem possíveis mudanças paleoclimática ou de caráter tectônico. Clapperton (1993) ao fazer inferência sobre os colúvios como indicadores de paleoambientes, afirma que a origem dos depósitos hoje presentes na paisagem, podem ter sido produzidos em condições caracterizados por torrencialidades episódicas em períodos de menor aridez e pouca cobertura vegetal.

Corrêa (2001) diz que os cursos superiores dos rios possuem a capacidade de responder diretamente aos episódios de deslizamento, estes por meio de agradação. No caso da planície de inundação, a jusante, estas planícies podem sofrer mudanças significativas em até  $10^4$  anos. Assim esses fatores espaciais levam a consideração dos problemas de estocagem de sedimentos, principalmente para o plano estratégico de coletas em campo. Desse modo, cabeceiras de primeira ordem, alvéolos, lagoas e represas, certamente guardarão mais informações a respeito da deposição e pequenas oscilações que deram origem aos depósitos. Já no sistema principal de drenagem as informações serão mais difíceis de encontrar pelo fato do mesmo coletar uma quantidade enorme de sedimentos de uma grande diversidade de áreas fontes.

## 2.3 FUNDAMENTOS DE MORFOESTRATIGRAFIA E ALOESTRATIGRAFIA

A abordagem morfoestratigráfica se relaciona com a geometria dos sedimentos e a sua disposição na superfície terrestre, atuando como um indicador cronológico. Assim é possível fazer uma junção dos depósitos truncados a partir das características dos minerais e suas respectivas áreas fontes. Para a interpretação estratigráfica dos depósitos quaternários do Nordeste brasileiro, é necessário reconstruir a dinâmica recente dos sistemas físicos da superfície terrestre e as formas resultantes.

Os métodos de sedimentologia têm sido bastante utilizados para a análise da evolução do relevo, eventos deposicionais e seus depósitos correlativos. Castro (1979) afirma que os métodos sedimentológicos são uma ferramenta de grande utilidade, que permitem vários tipos de análise (propriedades químicas e físicas dos ambientes, tipos de ambiente, direção e

velocidade do movimento, discordâncias, relevo na área de deposição, composição das rochas, clima durante a formação do depósito, condições tectônicas, litificação, intemperismo e correlações estratigráficas).

Para se fazer uma reconstituição da história da evolução geomorfológica de uma determinada área, relacionando as unidades morfoestratigráficas, é necessária fazer uma relação cronológica entre as unidades e identificar quais parâmetros serão utilizados para fazer a correlação por áreas suficientemente amplas (SUGUIO, 2003). Frye & Willman (1962, p. 112) conceituam a unidade morfoestratigráfica como *“um corpo sedimentar identificável, antes de mais nada, pela forma exibida em superfície e distinguível ou não pela litologia e/ou idade, das unidades adjacentes”*. Nesse sentido, é importante fazer as relações da gênese do relevo, para uma melhor compreensão dos sistemas deposicionais pretéritos e contemporâneos e de uma reconstrução paleoambiental mais significativa.

Tendo a análise sedimentológica como ponto de partida para os estudos de evolução do relevo, a morfoestratigrafia e a aloestratigrafia tem sido utilizadas para a análise dos depósitos quaternários buscando fazer a reconstrução paleoambiental dos eventos que desencadearam a formação desses depósitos. Mello (1997) ressalta a importância da relação geomorfologia e estratigrafia, para se fazer o reconhecimento morfoestratigráfico abordando as superfícies deposicionais como instrumento primordial para o mapeamento e interpretação dos depósitos quaternários.

As unidades de análise deposicionais quaternárias segundo Etchebehere (2004), possuem muitas particularidades (caráter descontínuo, pequena espessura relativa, similaridades fasciológicas, influências climáticas, alteração do nível de base, depósitos jovens em setores topográficos inferiores) que dão um tratado diferente na litoestratigrafia tradicional. Assim a estratigrafia de sequência com ênfase na importância das quebras de sedimentação, dispõe de novos elementos de identificação mais pertinentes às análises dos sedimentos neoceno-zóicos. O estudo dessas discontinuidades na deposição permite a interpretação dos significados dos depósitos e os processos que fizeram parte da elaboração das deposições. Etchebehere (2004) considera as discontinuidades como superfícies de não-erosão ou não-deposição, estas se apresentando no registro geológico e representando uma interrupção de grande significado no processo de sedimentação incidente em uma área. Já Suguio (2001) ressalta que as discontinuidades representam planos de tempo e estas unidades são essencialmente diacrônicas constituindo importante base para uma classificação cronoestratigráfica.

Para Mello (1997), o método de análise de evolução do relevo sugerido por Bigarella & Andrade (1965), Bigarella & Mousinho (1965), proporcionou uma melhoria nos estudos do Quaternário Brasileiro. Porém, este modelo, ultimamente tem causado problemas em suas aplicações, levando em consideração alguns dos seus aspectos: como difícil reconhecimento em campo das propostas, ausência de correlações geocronológicas bem definidas (podendo haver um envolvimento de depósitos terciários) e a possibilidade de que movimentos quaternários tenham atuado no escalonamento das superfícies. Assim a ênfase da análise atribuída às superfícies erosivas e a interpretação paleoclimáticas, restringem a abordagem de registro sedimentar a um caráter secundário (MELLO, 1994).

Fazendo uma abordagem mais pragmática, dentro de uma relação Geomorfologia-Estratigrafia na análise do registro sedimentar quaternário, Frye & Willman (1962) propõem as unidades morfoestratigráficas como unidades operacionais onde é possível distinguir as suas características pela forma que a unidade se apresenta na superfície. Para Meis & Moura (1984) este enfoque torna a estratigrafia bastante subordinada à percepção das formas do relevo. Estes autores consideram que o conceito de unidades morfoestratigráficas é restrito às condições de se fazer em campo a detecção das características lito ou aloestratigráficas. Podendo, a partir da identificação dessas características dos sedimentos procurar fazer uma relação direta entre o depósito e a forma topográfica (Figura 11).

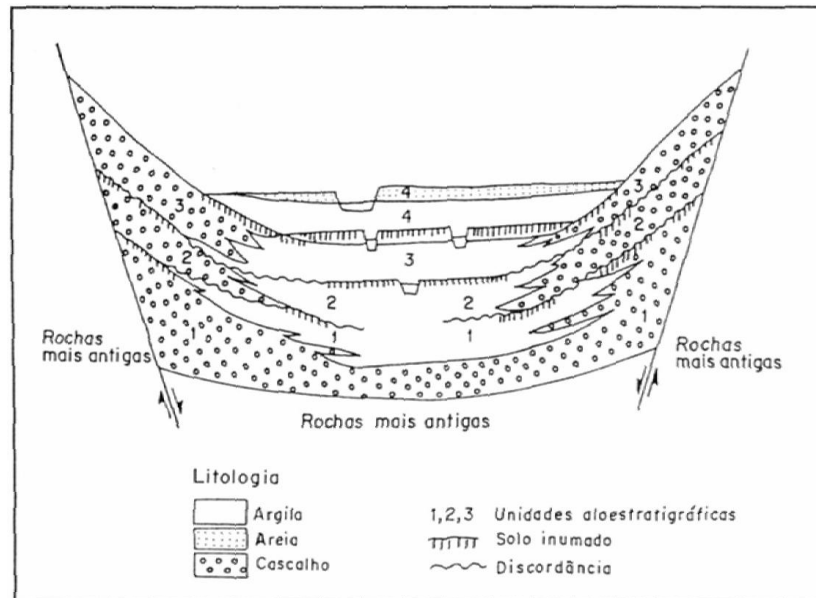


**Figura 11 - Modelo de Superfícies deposicionais segundo Meis & Moura (1984). Face A representa a área com degradação do nível de base enquanto que a face B mostra o desgaste parcial da encosta. Adaptado de Meis & Moura, 1984.**

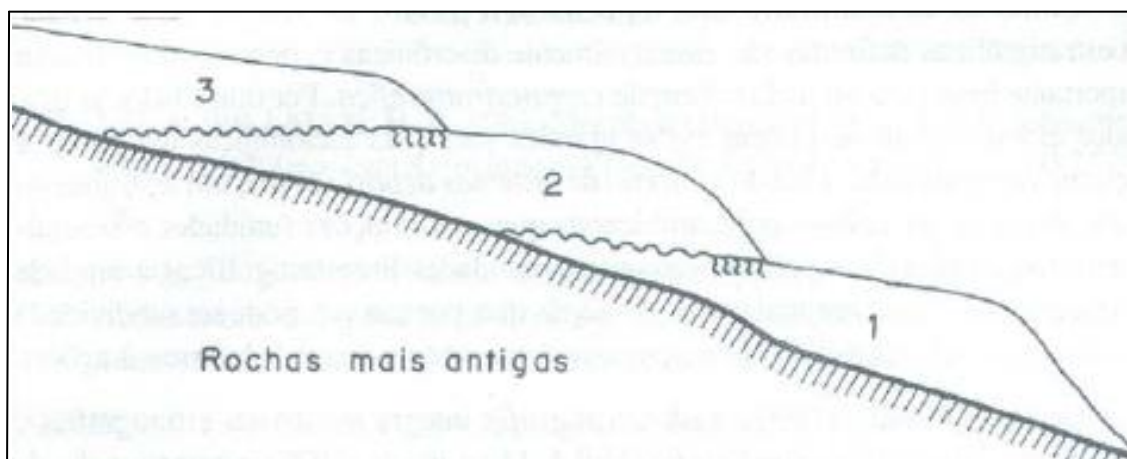
Nessa perspectiva, a aloestratigrafia representa uma necessidade para uma classificação estratigráfica mais adequada às particularidades dos depósitos quaternários (MELLO, 1994; MOURA, 2003). Desse modo, o Código estratigráfico Norte-Americano (N.A.C.S.N., 1983) introduziu a categoria de unidades aloestratigráficas definindo as mesmas

como corpos sedimentares estratiforme, mapeável, definidos pelo reconhecimento de descontinuidades limitantes, distinguindo depósitos de litologia similar superpostos, contíguos ou descontínuos geograficamente (MELLO, 1994). As unidades aloestratigráficas, apresentam uma unidade fundamental: a aloformação. Este termo deve ser acompanhado de um nome geográfico indicando a sua posição na paisagem (montanha, rio, cidade e etc.), onde a unidade seja mais representativa com as letras iniciais maiúsculas. Exemplo da nomenclatura é encontrada no trabalho de Moura & Mello (1991), sobre a classificação aloestratigráfica da Região de Bananal (SP/RJ). Neste estudo os autores identificaram aloformações, como a Aloformação Bananal, no qual duas ou mais aloformações podem consituir um alogrupo e uma aloformação pode ser dividida em alomembros. O mapeamento de uma unidade aloestratigráfica deve ser feito em escala 1:25.000 na região onde as unidades estão sendo definidas. Além de receber um nome geográfico, deve-se receber também uma seção-tipo (*type section*) e várias seções de referência (*reference sections*). Trabalhos como o de Meis & Moura (1984); Moura & Meis (1986); Moura & Mello (1991) e Mello (2008) representam pesquisas importantes para o reconhecimento e interpretação dos depósitos quaternários no Sudeste e Nordeste do Brasil.

A aloestratigrafia é baseada nas descontinuidades ou discordâncias limitantes encontradas no corpo sedimentar. A descontinuidade como base para definir as unidades estratigráficas vem sendo há tempos utilizada (OWEN, 1987 *apud* MELLO, 1994). As descontinuidades estratigráficas principais estão mais comumente relacionadas às mudanças abruptas de litologia, quebras no registro fóssilífero e angularidade estrutural, que representa feições mais notáveis em uma sucessão estratigráfica (Figura 12 e 13).



**Figura 12 - Classificação aloestratigráfica de depósitos aluviais e lacustres em um gráben. Este exemplo mostra uma relação entre as classificações alo e litoestratigráficas: quatro unidades distintas são limitadas por discontinuidades. Adaptado de NACSN, 1983.**



**Figura 13 - Classificação aloestratigráfica de depósitos contínuos e litologicamente semelhantes. Adaptado de SUGUIO, 2001.**

Desse modo, a aloestratigrafia de acordo com Walker (1990), aparece nas novas estratigrafias como um sistema descritivo bem mais elaborado dos depósitos quaternários. A sua aplicação pode ser feita em depósitos sedimentares de qualquer idade e qualquer contexto geológico e a partir de diversas escalas de análise. Sua validade para a aplicação nos depósitos antigos é confirmada, ao lado do grande potencial que apresenta na aplicação para a análise estratigráfica em depósitos quaternários (MELLO, 1994).

## 2.4 NEOTECTÔNICA E MORFOTECTÔNICA: O ESTUDO DOS COMPARTIMENTOS DO RELEVO

O estudo do conceito de neotectônica passa a ser de fundamental importância para a compreensão dos eventos ocorridos na área pesquisada. Isto ocorre em virtude da mesma apresentar evidências de pulsações tectônicas neocenozóicas, embora se localize em um contexto de margem passiva de continente, tradicionalmente tratado pela geomorfologia regional a partir da perspectiva erosiva/denudacional. Não obstante, os setores planálticos do Sudeste e Nordeste do Brasil têm sido alvos de estudos recentes que enfocam a influência da neotectônica sobre a morfogênese (MELLO, 1997; HIRUMA, 1999; SILVA, 1999; MORAIS NETO e ALKMIN, 2001; BEZERRA *et al.*, 2001; 2008). Dentro desta perspectiva faz-se necessário uma maior compreensão de como essas pulsações tectônicas vêm definindo ou influenciando a taxa de operação dos agentes denudacionais. Sendo as deformações de caráter neotectônico um dos agentes transformadores do relevo, é importante o conhecimento desse elemento para assim poder elucidar as deformações crustais recentes e se as mesmas podem estar atuando sobre a compartimentação e estabilidade do relevo e a geração de sedimentos.

O conceito de neotectônica foi primeiramente introduzido por Obruchev (1948, SUGUIO, 2001, p. 113) para designar “*movimentos tectônicos ocorridos no fim do Terciário e no Quaternário, os quais desempenharam um papel decisivo na configuração topográfica contemporânea da superfície terrestre*”. A partir deste conceito, o termo sofreu várias modificações, principalmente em relação ao intervalo de tempo envolvido nos movimentos neotectônicos. A finalidade da discussão do termo “neotectônica” um melhor estabelecimento dos mecanismos em decorrência dos avanços da teoria de placas e os períodos de manifestação dos eventos neotectônicos. Angelier (1976) ressalta que a neotectônica estaria ligada aos períodos nos quais as observações geofísicas poderiam ser extrapoladas à luz dos dados geológicos. Já Vita Finzi (1986) afirma que a neotectônica abrange as deformações ocorridas no Cenozóico Tardio. Morner (1993) diz que não precisa haver uma preocupação em estabelecer um limite inferior de idade para as atividades neotectônicas, já que segundo o mesmo autor, nos últimos 3.2 Ma ocorreram intensas atividades tectônicas que ocasionaram vários soerguimentos e subsidências no relevo. Nessa perspectiva, o conceito de neotectônica não ficaria apenas atrelado ao sentido de tectônica jovem ou potencialmente ativa (HIRUMA, 1999). De acordo com Saadi (1991) o fato de não haver um consenso quanto à questão do tempo estabelecido para os eventos de tectônica recente, é compreensível, uma vez que a

superfície terrestre como um todo está submetida a estágios diferentes de eventos tectônicos relacionados com a posição de cada um nas placas litosféricas.

O estudo das correlações entre as feições do relevo e as estruturas neotectônicas de uma região se chama de geomorfologia tectônica ou morfotectônica que, segundo Bull & Wallace (1986), este ramo se preocupa com a interação das deformações verticais e horizontais da crosta terrestre com os processos erosivos e deposicionais. Nesse sentido Panizza *et al.* (1987), acreditam que o estudo de eventos de caráter estrutural e a sua influência nos modelados de relevo constituem ramo da geomorfologia estrutural ou também morfotectônica, esta última concerne ao estudo das relações entre as formas do relevo e o tectonismo recente ou neotectônica. Assim segundo Doornkamp (1986), a neotectônica associa-se comumente à morfotectônica. Este autor divide a morfotectônica em duas partes: uma centrada na atividade estrutural resultante do ajustamento isostático durante o Quaternário e outra, mais relacionada à neotectônica, que não é uma resposta aos efeitos isostáticos pós-pleistocênicos.

As conceituações dos termos morfotectônico e morfoestrutural apresentam geralmente diferentes significados nas pesquisas científicas. Saadi (1991) alerta que o termo morfoestrutural diz respeito ao relevo cujas principais características derivam de um intenso controle exercido pelo seu arcabouço litoestrutural. Tratando-se então de um controle passivo, exercidos pelos complexos litológicos envolvidos e delimitados por uma determinada arquitetura tectônica e com sua forma evoluindo de acordo com os agentes erosivos. O termo morfotectônico seria utilizado quando se verifica que a elaboração das formas ou paisagens se processa sob controle tectônico ativo.

Segundo Panizza e colaboradores (1987), os movimentos neocenozóicos podem gerar modificações diretas ou indiretas na paisagem. As diretas seriam as alterações observadas na paisagem geomorfológica, como formação de escarpas, vales assimétricos ou “cotovelos”, enquanto que as conseqüências diretas são os elementos ou processos da paisagem que foram modificados e partem daqueles primeiramente ocorridos, como por exemplo, deslizamentos, formação de fendas e alteração do nível de base. Stewart & Hancock (1993) fazem esta mesma subdivisão dos tipos de movimentos tectônicos, considerando movimentos primários (diretos) e secundários (indiretos). Os movimentos primários estariam vinculados aos falhamentos e dobramentos e os movimentos secundários refletem as modificações em resposta às estruturas ativas, exemplos disso são os vales alojados em falhas, depressões em relevos cársticos. Já Summerfield (1991) em sua pesquisa sobre o desenvolvimento de sistemas de drenagem, classifica os movimentos como sendo ativos ou passivos, onde os



ativos são aqueles que envolvem a resposta do sistema fluvial ao andamento da tectônica atual e os controles tectônicos passivos atuam através da influência das atividades tectônicas ativas no subsequente desenvolvimento na drenagem. Deffontaines & Chorowitz (1991) também realizaram a classificação da rede de drenagem a partir da influência tectônica, estas se caracterizam pelo controle estrutural e/ou pela atuação de movimentos tectônicos recentes que possam alterar a drenagem.

Hasui (1999 *apud* Lima, 1990) utilizou o termo “tectônica ressurgente” para a reativação de falhamentos pré-cambrianos durante o tércioquaternário ocorrida em território brasileiro. Hasui (op. cit.) chama a atenção para a influência da tectônica na formação do relevo a partir das escarpas de falhas, bem como os elementos que podem ser observados na paisagem que são evidências de influências desses movimentos tectônicos recentes.

#### **2.4.1 Evidências geomorfológicas aplicadas ao estudo da neotectônica**

As evidências geomorfológicas para o estudo da neotectônica abrangem um período que pode chegar a vários milhares de anos, podendo variar das escalas locais, estando associadas à falhamentos regionais relacionados a movimentos epirogênicos. Nesse sentido, as alterações no relevo promovidas pela neotectônica podem abranger vários processos diretos e associados aos movimentos recentes que causam alterações na morfologia do relevo.

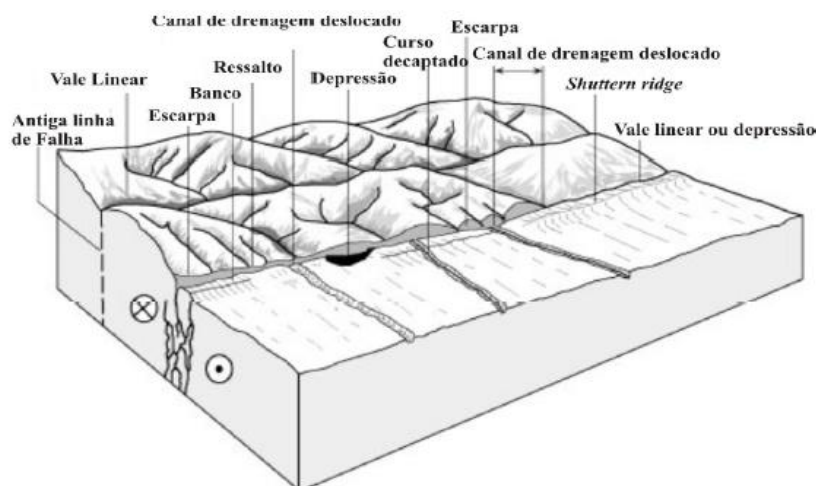
Um dos fatores que mais influenciaram e estimularam os avanços dos estudos sobre morfotectônica, foi a teoria da tectônica de placas e o sensoriamento remoto espacial (MORISAWA & HACK, 1985). O primeiro possibilitou uma nova perspectiva na morfologia e processos na superfície da terra enquanto que o sensoriamento remoto atuou e atua como uma importante ferramenta que permitiu o desenvolvimento de princípios e técnicas de interpretação para criar modelos correlacionando a tectônica global com os processos de sedimentação e erosão. No entanto, um dos problemas para a análise morfotectônica é diferenciar o que é movimento crustal antigo e movimentos recentes ou neotectônica. Este problema é abordado por Verstappen (1983). Um dos critérios para a identificação de feições neotectônicas verdadeiras seria o reconhecimento das idades dos sedimentos mais recentes afetados por estes movimentos. Podendo também avaliar o grau de juventude das formas criadas, como por exemplo, escarpas abruptas e não dissecadas, facetas bem preservadas, entre outras. Outro problema seria aqueles referentes à distinção entre a geração de relevos

deposicionais vinculados a neotectônica ou por eventos de ordem climática, podendo ocorrer modelados de relevo com evidências de ambos os processos, o tectonismo recente e eventos de ordem climática.

Os trabalhos mais recentes sobre morfotectônica e neotectônica têm como subsídio dados geofísicos, onde os métodos sísmicos são importantes para a caracterização dos campos de esforços desenvolvidos na litosfera (SUGUIO, 2001). Hasui & Ponçano (1978) consideram os sismos ocorridos no Brasil como evidências de um tectonismo cenozóico. Segundo estes autores, há uma relação direta entre os sismos verificados no Brasil com os movimentos tectônicos globais. Assumpção (1992), na América do Sul, trabalhou com os campos de esforços regionais a partir de medidas de terremotos, falhas geológicas, de colapso, de furos, de sondagem e de esforços *in situ*. O autor verificou quais são os esforços atuais compressivos, de direção leste-oeste, na maior parte da Placa Sul-Americana. No Nordeste brasileiro, um dos trabalhos que também abordou este mecanismo focal e as estruturas geológicas, foi realizado por Mioto (1993) no município de João Câmara (RN).

Tratando de uma escala mais regional, temos os trabalhos de Morisawa & Hack (1985), que abordam a morfotectônica relacionada diretamente à dinâmica de placas litosféricas. Ollier (1985) discute modelos evolutivos para a formação dos escarpamentos presentes nas margens continentais. Bull (1985) trabalhou com os terraços marinhos de diversas regiões, identificando que estes sofreram as variações glacio-eustáticas do nível marinho e podendo assim fazer correlações de terraços de soerguimento uniforme.

Goy *et al.* (1991) formulou um modelo de mapeamento morfotectônico, onde as anomalias geomorfológicas, oriundas das atividades neotectônicas, fossem divididas em cinco grupos temáticos relacionados (Figura 14): “*A escarpa de falhas e lineamentos; depósitos superficiais deformados; interflúvios e vertentes; à rede de drenagem; disposição geométrica-espacial dos depósitos superficiais.*”(op. cit., p.118).



**Figura 14 - Anomalias geomorfológicas indicadoras de atividades neotectônicas. Modelo adaptado de Burbank & Anderson (2001) e extraído de Missura (2006).**

A partir dos grupos temáticos sugeridos por Goy *et al.* (op.cit), vários pesquisadores tem feito trabalhos associados a essas evidências indicadores de atividade neotectônica. Podemos citar: associado aos falhamentos, as *Shutter Ridges* são geralmente associadas a: falhamentos com componente direcional (COTTON, 1948); Escarpas (WALLACE 1978, STEWART & HANCOCK, 1990); facetas triangulares e trapezoidais (WALLACE, 1978, HIRUMA, 1999, MISSURA, 2006); Mudanças de superfícies de erosão (CAMPANHA *et al.*, 1994; SANT'ANNA *et al.*, 1997). Amit *et al.* (1995) fizeram análises de colúvios e solos, permitindo distinguir fases de atividade tectônica e estabelecer a evolução de intervalos de recorrência em escarpas de falhas associadas a múltiplos eventos. Em relação à evidência de neotectonismo em depósitos recentes deformados, podemos citar o trabalho de Bezerra *et al.* (2008), os quais analisaram depósitos coluviais apresentando estruturas de elutriação, indicando uma remobilização de depósitos de idade Pleistocênica Superior.

Outras evidências de neotectonismo são encontradas nos sistemas fluviais. Esses sistemas são muito sensíveis ao tectonismo e preservam vários registros dessas atividades, como migração de canais, variação da espessura de depósitos aluviais (KRZYSZOWSKI & STACHURA, 1993), deformação de terraços (MELO *et al.*, 1990), capturas de drenagem (BIANCOTTI, 1979; MAHER, 2007; LARUE, 2008; MIKESELL *et al.*, 2009); e formação de lagos (COTTON 1948). Anomalias no padrão de densidade de drenagem também são indicadores de tectonismo recente, esta abordagem está nos trabalhos de Deffontaines (1989) e Hiruma (1999).

## 2.4.2 Estudos de Neotectônica realizados no Brasil

No Brasil, os trabalhos pioneiros a respeito da neotectônica surgiram nos anos 50 com Sternberg (1950; 1953) e Freitas (1951). Este último tratou as feições geomorfológicas geradas a partir de sistemas de rifteamento (grábens e Horsts) como importantes evidências de um tectonismo cenozóico.

O Brasil apresenta uma das maiores estabilidades tectônicas no mundo (ASSUMPÇÃO *et al.*, 1979), no entanto, a sismicidade no Brasil é assunto que chama atenção desde o início do século XX, com os trabalhos de Branner (1920). Neste trabalho, o autor relata os sismos ocorridos no interior da Bahia, nas cidades de Senhor do Bonfim e Xique-Xique.

Hasui (1990) ressalta que no Brasil, a neotectônica deve abranger o intervalo de tempo geológico a partir dos processos de deriva continental (meados do Terciário) até hoje. Outros trabalhos pioneiros, que trataram a neotectônica no Brasil, foram às pesquisas de King a respeito da geomorfologia do Brasil oriental (1956). Ao descrever a Superfícies Velhas (Terciário Superior) e Superfície Paraguassu (Quaternário), o autor traz referências de movimentos neocenozóicos ocorrido nas superfícies citadas. Tricart e Silva (1968) também fizeram observações estruturais ligadas ao relevo em área da Bahia e Sergipe, na qual os autores ressaltam que as estruturas controladoras estariam ligadas a movimentos tectônicos recentes, no qual a morfogênese seria uma resposta da estrutura que sofreu esforços tectônicos no Terciário.

Trabalhos mais recentes como o de Saadi (1993), apresentam a importância de se trabalhar com a neotectônica no Brasil, além de mostrar informações significativas sobre indícios de neotectonismo na Plataforma Brasileira. Estes movimentos permitiram uma reativação de falhas do Pré-Cambriano. Nestes sistemas de falhas reativadas, foram gerados sistemas de rifteamento que provocaram a formação de bacias sedimentares, algumas bacias apresentando uma compressão jovem, resultando em uma inversão do relevo. As discontinuidades derivadas pela tectônica recente controlam o macrorrelevo e os padrões de drenagem, assim como a orientação de algumas bacias hidrográficas. Saadi (1993) também ressalta que os blocos limitados por essas discontinuidades são fragmentados por falhas de diferentes tipos e tamanhos, resultando em uma estrutura de escala regional alternando áreas de subsidência e soerguimento.

O sudeste e sul do Brasil apresentam inúmeras pesquisas com a base voltada para a neotectônica. A Serra da Mantiqueira e a Serra do Mar foram as primeiras áreas a serem trabalhadas. Almeida (1976) estudou os sistemas de Rifts da Serra do Mar, na qual as bacias deste rift são do tipo hemi-graben. O autor propôs a gênese dessas bacias a partir de um arqueamento causado pela Serra do Mar e basculamento da Bacia de Santos. Hiruma (1999) no Planalto de Campos do Jordão fez o uso de técnicas de mapeamento morfométrico, análise morfoestratigráfica de depósitos deformados assim como mapeamento de campos de tensões. Isso com o intuito de identificar valores anômalos de influência neotectônica. Etchebehere (2000), em trabalho sobre o Rio do Peixe, fez uso de índices morfométricos sobre a drenagem e análise estratigráfica, com o intuito de comprovar a atuação da tectônica na alteração da drenagem. Bistrichi (2001) utilizou os mesmos parâmetros analisados por Etchebehere para verificar o desempenho de pulsações neocenozóicas no controle da drenagem na região de Atibaia-Bragança Paulista. Brown *et al.* (2000) fez uso de datações em traço de fissão em apatita para interpretar a história morfotectônica da margem continental brasileira, a partir das taxas de denudação a longo prazo.

Na região Nordeste ocorre importantes atividades de influência neotectônica e estas influem na morfogênese do relevo. Os argumentos principais segundo Saadi (1992) são: altos estruturais sustentados por seqüências de embasamento cristalino controlando a drenagem e formando divisores (Andrade & Caldas Lins, 1965); escalonamento de compartimentos aplainados em correlação com os altos estruturais da flexura paraibana (King, 1956; Tricart, 1959); espriamento dos sedimentos do Grupo Barreiras em direção ao litoral, enquanto depósitos correlativos aos soerguimentos continentais (Mabesoone *et al.*, 1982).

Estudando a Bacia Potiguar, Bezerra (1999) fez um esboço das principais falhas geradas ou reativadas durante o cenozóico, estas falhas apresentam um caráter comumente transcorrente, e mostram truncamentos o que evidencia a sua contemporaneidade. Bezerra *et al.* (2008) realizaram no Gráben do Cariatá o mapeamento de campos de tensões, fazendo as medições de estrias localizadas no embasamento do gráben e também análise morfoestratigráfica de depósitos deformados de idade Pleistocênica. Desse modo foi possível fazer a identificação de dois eventos neotectônicos que refletiram diretamente na deformação dos depósitos do Pleistoceno Superior.

Podemos concluir que os comportamentos dos esforços intraplaca são de um modo quase geral de origem compressiva. A movimentação da Placa Sul-Americana em direção WNW é o principal fator da ocorrência de neotectônica no nosso país. O embasamento Pré-Cambriano brasileiro apresenta várias linhas de fraturas e zonas de fraqueza, que sob o

esforço da tectônica global podem gerar deslocamentos diferenciais (LIMA, 2000). Assim pode ocorrer rebaixamento em algumas regiões e alçamento em outras. As principais feições do relevo influenciadas pela tectônica recente é a Serra do Mar, Serra da Mantiqueira, as superfícies erosivas estruturadas no Cráton do São Francisco, delineamento do Vale do São Francisco, as depressões pré-litorâneas no Nordeste que apresentam um sistema de rifteamento e conseqüente formação de Horst e grabens e as bacias costeiras do Terciário e Quaternário.

Assim para se estudar o neotectonismo no Brasil é utilizado inúmeras técnicas para elucidar estes eventos que ainda são pouco pesquisados no nosso país. Essas técnicas serão elencadas no capítulo de metodologia e procedimentos metodológicos.

#### **2.4.3 Evolução tectônica do saliente oriental nordestino**

A margem passiva do Nordeste do Brasil é estruturada no seu interior por rochas do embasamento Pré-Cambriano e por poucas bacias sedimentares cercadas por pequenos divisores tabulares, que tem como composição rochas sedimentares, e por planícies costeiras estreitas. O embasamento Pré-Cambriano compõe a província Borborema na porção mais a leste do nordeste da plataforma sul-americana. O equivalente a Província Borborema na África é uma província deformada entre o oeste africano e o cráton do Congo. A província Borborema é composta principalmente por rochas do Paleoproterozóico, Eo-Neoproterozóico, e terrenos deformados do Neoproterozóico. A maior parte da fábrica tectônica foi gerada ou retrabalhada durante a junção Pan-Africa no Brasiliano há 600 Ma (BEZERRA *et al.*, 2008). A feição mais proeminente da fábrica tectônica é a Zona Transversal ou ‘*Median Shear Corridor*’, definida por Brito Neves *et al.* (2000; 2001) e por Almeida *et al.* (2000). Esta zona transversal se caracteriza por apresentar mega-cisalhamentos destrais. O Lineamento Patos é um deles, sendo muito importante no contexto tectonoestratigráfico na Paraíba. O Lineamento Patos tem uma terminação oriental trifurcada, com o ramo principal chegando à linha de costa de João Pessoa, este lineamento tem a sua continuidade no continente africano margeando a Fossa de Benoué. Esta fossa apresenta uma tectônica formadora e deformadora, incluindo o metamorfismo que está vinculado aos movimentos transcorrentes da evolução da margem equatorial brasileira-africana (BRITO NEVES *et al.*, 2001). Neste segmento principal ocorrem a formação de rochas cataclásticas e miloníticas de grande expressão



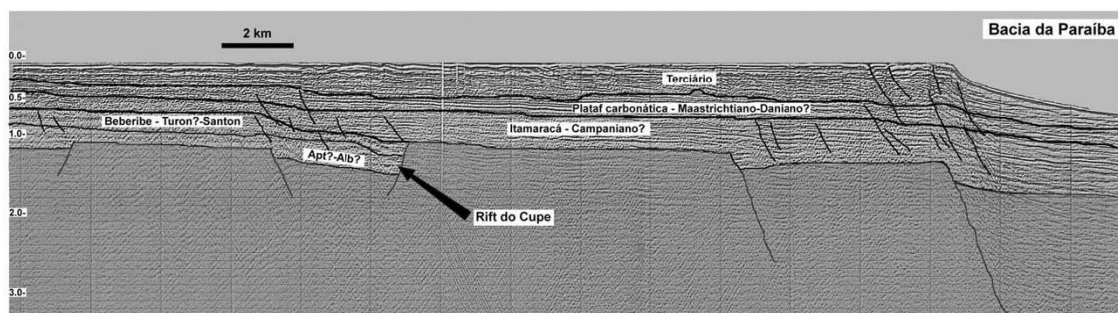
interior. Este desenvolvimento teve início no Cretáceo Inferior (Aptiano) com a reativação das zonas de cisalhamento do Neoproterozóico. Este processo levou ao desenvolvimento de bacias marginais e bacias interioranas que começaram a se formar do Barrisiano até o Barremiano (MATOS, 1987; FRANÇOLIN *et al.*, 1994). A maior parte das bacias apresenta sequências sedimentares pós-rift, que foram elaboradas após a abertura do oceano e evolução da margem passiva. No estágio de pós-rift, os falhamentos continuam a ocorrer, embora de um modo menos intenso (BEZERRA *et al.*, 2008).

Já Lima-Filho (1991) ressalta a importância das falhas transcorrentes na zona de cisalhamento na geração de bacias sedimentares interiores. Estas zonas de cisalhamento são passíveis de mobilidade recebendo o nome de zonas móveis transcorrentes, com movimento relativo de bloco devido à ação de esforços de distensão combinados com esforços compressivos. Este autor adota um modelo tectônico proposto por Fortes (1986), no qual as regiões localizadas entre a bacia Potiguar e os Lineamentos Patos e Pernambuco apresentam-se divididas por grandes falhas de cisalhamento de direção NE, falhas de arrasto, destrais, apresentando também movimentos verticais. Este modelo é denominado de “tectônica de teclas”. Assim sendo, a formação da margem continental do Nordeste Brasileiro foi resultado de um conjunto complexo de fenômenos de deformação que tiveram lugar principalmente entre o Triássico Superior e o Cretáceo Superior (230-90 Ma) (CLAUDINO-SALES & PEULVAST, 2007).

Seguindo neste sentido de evolução das bacias costeiras e interioranas que antecedem o planalto da Borborema, podemos afirmar que a gênese das ditas bacias está vinculada à separação dos continentes Sul-Americano e Africano. Rand e Mabesoone (1982) e Rand (1999) considerando dados paleogeográficos e estratigráficos, afirmam que a abertura da região entre o Recife e João Pessoa se deu no final do Maastrichtiano. Os autores acreditam que esta região sofreu um estiramento e afinamento litosférico, evoluindo para uma estrutural de caráter homoclinal, sendo este setor (Pernambuco e Paraíba) o que permaneceu por mais tempo ligado à placa africana durante a formação do Atlântico Sul. Segundo Mabesoone & Alheiros (1993), a Bacia Pernambuco-Paraíba apresenta um caráter homoclinal com diferenciação no preenchimento sedimentar, ao qual os autores propuseram uma sub-divisão em três bacias: a Bacia de Olinda, Alhandra e Miriri. Estas são separadas pelas falhas de Goiana e Itabaiana-Pilar respectivamente. Lima Filho (1990; 1998) em sua abordagem estratigráfica, afirma que a evolução da faixa sedimentar presente ao sul e ao norte do Lineamento Pernambuco, não contém a mesma sequência sedimentar, possuindo características e histórias deposicionais diferentes. Para o autor, a Bacia da Paraíba possui

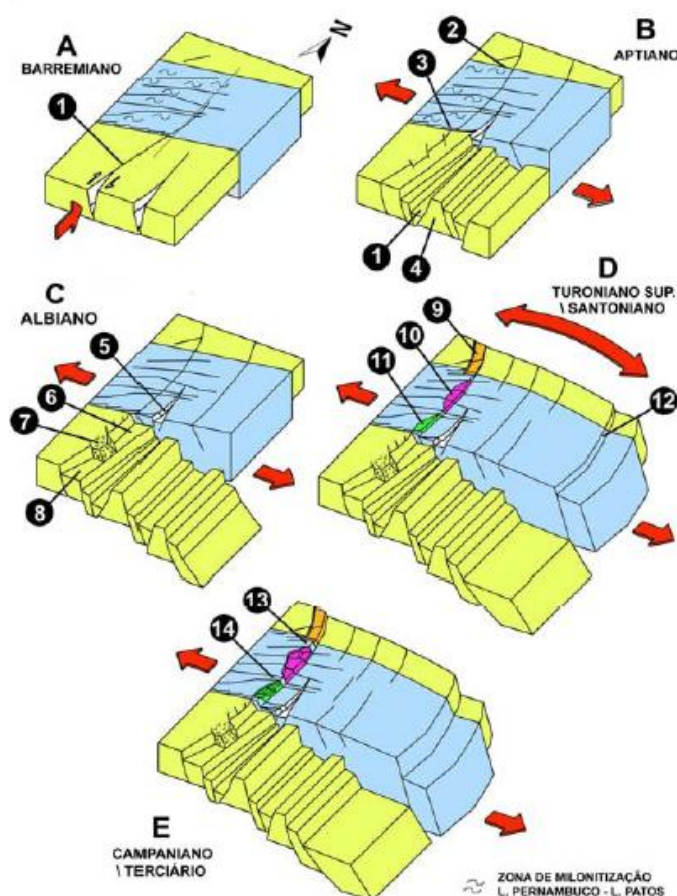


uma suave inclinação estrutural para leste, com sub-bacias encaixadas em grandes falhamentos. Barbosa & Lima Filho (2005) ressaltam que a Bacia da Paraíba se comporta em relação a sua estrutura, como uma rampa inclinada para o Atlântico mostrando grande diferenciação no padrão de evolução em relação às bacias vizinhas (Pernambuco e Potiguar) com a sequencia rifte sofrendo uma evolução tardia (Turoniano-Campaniano) devido à espessura crustal entre o lineamento Pernambuco e o Lineamento Patos (Figura 16).



**Figura 16 - Estrutura da Bacia da Paraíba: segundo Barbosa & Lima Filho (2005) a figura mostra uma rampa inclinada para o Atlântico. Extraído de Silva (2006).**

Lima Filho *et al.* (2005) propõem uma seqüência evolutiva para as Bacias PE/PB, cujo início se dá durante o Aptiano, na qual o lineamento Pernambuco se movimenta na área afetada pelo rifteamento (Bacia de Pernambuco) deslocando a área rebaixada em dois setores, o Gráben de Olinda e o Gráben de Piedade. No Albiano, esforços extensionais contínuos ocorrem nesta área, com presença de um magmatismo. Este, contudo, não ultrapassou os limites da Bacia de Pernambuco, não afetando a Bacia Paraibana. No Turoniano ao Santoniano, ocorreu uma subsidência ao norte da Bacia da Paraíba, devido a uma flexão da plataforma entre os lineamentos Pernambuco e o Alto de Touros (RN), provocado por um deslocamento distensional entre as placas Sul-Americana e Africana. Esta flexura da borda da plataforma continental ocorreu durante as fases rift e pós-rift. Estas fases responsáveis pela elaboração do sistema de grábens e Horst da zona oriental nordestina. A dita flexura aconteceu devido ao afinamento crustal no momento da separação dos continentes. Assim, essa flexão se porta como um encurvamento da borda continental, gerado pela ascensão da pluma mantélica e pela ação da isostasia. Sendo assim, a flexura tem a sua resposta na paisagem como uma estrutura homoclinal, podendo haver quebra ou não do arcabouço geológico subjacente, dependendo da reologia dos materiais constituintes (Figura 17).



**Figura 17 - Evolução tectônica das bacias PE/PB. 1 – Rift do Cupe; 2 – ZCPT; 3 – Lineamento Pernambuco; 4 – Alto de Tamandaré; 5 – Gráben de Olinda; 6 – Gráben de Piedade; 7 – Granito de Cabo de Santo Agostinho; 8 – Gráben do Cupe; 9 – Sub-bacia de Canguaretama.**

Com esses pressupostos, podemos inferir como se deu a formação do gráben do Cariatá. De acordo com Brito Neves *et al.* (2004) o referido gráben tem a sua gênese vinculada a reativação tectônica de componente distensional ao longo de antigas zonas de cisalhamento dúcteis do embasamento cristalino.

A estrutura flexurada está presente na área de estudo, no caso, o Gráben do Cariatá. A porção à leste da área se caracteriza por uma superfície soerguida por flexura, com cotas em torno dos 200 metros de altitude. O gráben do Cariatá apresenta estruturas de caráter distensional e compressional. Nesse sentido, a evolução tectônica do Gráben foi identificada por Brito Neves *et al.* (2004) e Bezerra *et al.* (2008). No qual foi possível fazer a verificação de estruturas tectônicas rúpteis que se faz presente no gráben. Foram identificados dois regimes tectônicos superimpostos: um mais antigo apresenta uma compressão de direção NNW-SSE horizontal e o regime mais recente afeta o preenchimento sedimentar do gráben com direção de NNW-SSE. O evento distensivo tem a direção NNW-SSE. Este sucedeu o evento compressivo podendo representar um relaxamento de esforços na fase inicial de formação do

gráben. O posicionamento do gráben na paisagem está de acordo com os esforços tectônicos e com a zona de cisalhamento destrai, esta localizada em uma larga zona transversal conhecida como ‘‘Median Shear Corridor’’. O gráben do Cariatá teve a sua formação vinculada a reativação do rebordo leste da Plataforma Brasileira, mas precisamente, nas regiões que antecedem o Planalto da Borborema. Nessas áreas, há ocorrências de zonas de cisalhamento que foram reativadas durante a separação Brasil-África. As falhas reativadas apresentam um comportamento distensional ao longo de antigas zonas de cisalhamento dúcteis do embasamento cristalino (BRITO NEVES *et al.*, 2004). Os falhamentos transcorrentes derivados da zona transversal, de direção ENE-WSW reativou falhas pré-Quaternárias e induziu a subsidência do gráben. A compressão corresponde a campos de tensão atuais com movimentos para oeste da placa Sul-Americana.

### 3 ASPECTOS METODOLÓGICOS DA ANÁLISE DOS COMPONENTES ESTRUTURAIS E SEDIMENTOLÓGICOS

Ao tentar resgatar as taxas e formas de evolução do relevo no Gráben do Cariatá, a partir do seu mapeamento geomorfológico de detalhe, análise morfométrica e morfoestratigráfica, este trabalho busca testar as hipóteses de evolução das formas do relevo dentro da perspectiva de equilíbrio dinâmico, com manutenção das formas ao longo do tempo, ou evolução unidirecional com o incremento do relevo relativo por erosão diferencial e tectônica pulsátil (Hack, 1960). As teorias relacionadas ao desenvolvimento cíclico do relevo regional, que evidenciam relações cronológicas a partir da análise do posicionamento e interações geométricas de corpos deposicionais e áreas erosivas na paisagem, também foram testadas pelo uso de instrumental contemporâneo: mapeamento geomorfológico de detalhe, construção de modelos digitais de terreno e análise dos materiais de superfície (análise morfoestratigráfica e sedimentológica) e dos arranjos morfométricos dos elementos lineares da paisagem, o relevo e a drenagem. A metodologia e as técnicas utilizadas foram usadas com o intuito de fazer uma reconstrução da evolução da paisagem geomorfológica do gráben do Cariatá

#### 3.1 MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO, MORFOESTRUTURAL E COMPARTIMENTAÇÃO MORFOTECTÔNICA

Inicialmente foi realizado um mapeamento geomorfológico em meso-escala, a 1:100.000, com base na análise da folha Sapé, da SUDENE. O mapeamento seguirá as normas estabelecidas pela comissão de mapeamento geomorfológico de detalhe da UGI (União Geográfica Internacional), como detalhado em Demek (1972). Esta metodologia favorece o uso de quatro elementos para o entendimento das peculiaridades geomórficas da área: morfometria, morfologia, gênese e cronologia relativa. O detalhamento do mapeamento geomorfológico do gráben permite uma visualização individual das morfologias denudacionais e seus respectivos condicionantes morfoestruturais.

A mesma comissão, no entanto, alerta que não se deve tomar o mapeamento como um documento isento de falhas, isto seria desconsiderar os limites do próprio método de aquisição

de dados em campo e gabinete. Procura-se, no entanto elaborar uma representação que aponte em linhas gerais as subordinações entre a forma, suas dimensões, materiais formadores e processos vigentes e pretéritos.

Os modelos numéricos foram extraídos a partir de imagens da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), com resolução espacial de 90m, referente à folha SB.25.Y-C (MIRANDA, 2005). Neste trabalho, as informações utilizadas foram o modelo digital de elevação (MDE) e a distribuição de isoípsas extraídas do MDE em ambiente ArcGis, versão 9.3 (licença do Grupo de Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento da UFPE). Os planos de informação do MDE e das isoípsas foram correlacionados com dados temáticos de Geologia da folha Natal (CPRM, 2007). O mapa geomorfológico foi confeccionado através da edição de vetores seguindo o raciocínio hipotético-dedutivo mencionado anteriormente. O sistema de coordenadas utilizada para elaboração dos mapas foi o LAT/LONG Datum WGS 1984.

Visando dar prosseguimento às atividades de mapeamento geomorfológico da área foram utilizadas técnicas de geoprocessamento, com o auxílio dos softwares ArcGis 9.2, utilizando-se como base cartográfica a Folha Sapé, da SUDENE (SB.25-Y-C-II) 1:100.000 e imagens SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) de resolução espacial de 90 metros. Algumas dessas técnicas encontram-se bem descritas em vários trabalhos sobre morfotectônica e mapeamento geomorfológico, a exemplo de Deffontaines (1990) e Riley & Moore (1993).

O mapeamento morfoestrutural na área em questão e, em virtude da escala de trabalho escolhida, acredita-se que os controles tectônicos recentes, Cenozóicos e Neo-Cenozóicos, comandam a compartimentação dos diversos blocos que estruturam o relevo. Os limites entre as unidades estão muitas vezes condicionados por lineamentos regionais, que se expressam, sobretudo a partir do controle que exercem sobre a rede de drenagem. Esta hipótese foi testada ao serem observados os fotolineamentos inferidos para a área. Para a realização de tal procedimento foi feito um modelo digital do terreno e de paleosuperfícies (Deffontaines, 1987; Johanson, 1999) em escala mesorregional a partir da folha Sapé, da Sudene, em escala de 1:100.000.

O método de paleosuperfícies visa reconstruir a paisagem geomorfológica a partir da movimentação relativa de blocos tectônicos. Este método encontra-se detalhado em Deffontaines (1987) e Johanson (1999). Tomando-se como base a seleção de determinado número de pontos cotados, e sua digitalização, pode-se restabelecer o comportamento das superfícies de cimeira de blocos adjacentes, antes que sobreviesse a dissecação

contemporânea. A escolha dos critérios de seleção dos pontos é essencial porque todos os resultados dependem dela. A seleção dos pontos cotados representa um limite intrínseco imposto pelo próprio método de paleosuperfícies. No exemplo estudado, foram selecionados todos os pontos cotados sobre a folha Sapé da SUDENE, que correspondem aos pontos mais elevados, além daqueles encerrados por uma curva de nível. Os pontos selecionados foram digitalizados em planilha do programa Surfer 8 e do ArcGis 9.2, a fim de fornecer um modelo digital do terreno, a partir do qual se definirão os limites entre as paleosuperfícies e os blocos que as sustentam. A digitalização dos pontos gerará um modelo digital do terreno (MDT) que será uma peça chave para a interpretação da compartimentação morfotectônica do gráben do Cariatá.

Estes modelos assumem grande relevância para os estudos relacionados aos processos de evolução da paisagem e a ocorrência de processos deposicionais vinculados à atuação da dinâmica morfoestrutural. Dessa forma, os mesmos podem contribuir para a elucidação dos processos pelos quais a paisagem geomorfológica foi influenciada durante os eventos formadores das coberturas sedimentares que se depositaram no gráben do Cariatá e que atualmente estruturam alguns dos compartimentos de relevo confinados por essa unidade morfoestrutural.

A análise morfotectônica foi baseada na identificação de anomalias geomorfológicas. Estas feições foram sugeridas primeiramente por Goy *et al.* (1991) e indicam a ocorrência de atividade neotectônica. Também foram analisadas feições associadas a falhamentos como facetas triangulares e trapezoidais (WALLACE, 1978), Shutter Ridges (COTTON, 1948), escarpas (STEWART & HANCOCK, 1990 E 1991), capturas de drenagem (BIANCOTTI, 1979), depósitos superficiais deformados (VERSTAPPEN, 1983), anfiteatros de erosão, cristas, vales assimétricos e vales lineares.

Para a identificação das feições morfotectônicas, foram utilizadas imagens de satélite do LANDSAT 5 TM, adquiridas através do site do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) e manipuladas através do demonstrativo do software Erdas 9.3. Foi realizada uma divisão por compartimentos do gráben, dividindo em setores Norte, Sul e Leste, de acordo com os atributos relevantes para compreensão da história geomorfológica e morfotectônica da área de estudo. Posteriormente foram identificadas feições morfotectônicas no software ArGis 9.3. Para a identificação das evidências deformacionais recentes fez-se uso de imagens LANDSAT 5 TM, ano de 2007. Foi feito um empilhamento de bandas 1 a 5 e 7 e a composição utilizada foi a 753, para assim poder visualizar as feições morfotectônicas, como

capturas de drenagem, vales retilíneos, facetas triangulares e trapezoidais, cristas, anfiteatros de erosão, que foram identificadas segundo metodologia de Hiruma (1999) e Missura (2006).

### 3.2 DENSIDADE DE DRENAGEM E DENSIDADE DE FOTOLINEAMENTOS

A densidade de drenagem e de fotolineamentos é reconhecidamente, uma das variáveis mais importantes para a análise morfométrica do relevo, evidenciando o grau de dissecação topográfica, em paisagens elaboradas pela atuação fluvial, ou expressando a quantidade disponível de canais para o escoamento e o controle exercido pelas estruturas geológicas, reativadas ou sobreimpostas, sobre a compartimentação hidrográfica (Christofolletti, 1979 e 1983). O primeiro a isolar e estudar esse parâmetro foi Neuman (1900 *apud* Christofolletti 1979; 1983) que assinalou os principais fatores que influenciam sobre as diferenças na densidade de drenagem, como a declividade das vertentes, a cobertura vegetal, o tipo de substrato geológico e o fator mais importante: a precipitação.

Autores como Ross (1996) e Christofolletti (2000) afirmam ainda que o estudo da densidade de drenagem torna-se de fundamental importância para a caracterização e delimitação inicial de áreas cuja morfogênese se pretenda estudar, já que os parâmetros morfométricos fazem parte de uma das etapas na construção do mapeamento geomorfológico de detalhe. Com o cruzamento de dados de densidade de drenagem ao substrato geológico, estabelecer um vínculo formativo entre a concentração de anomalias e regularidades dos padrões de drenagem no gráben.

A identificação e classificação dos padrões e arranjos espaciais da rede de drenagem, bem como a disposição espacial dos cursos fluviais podem ser influenciados pela disposição das camadas de rochas, assim como pela topografia, área e forma da bacia hidrográfica e cobertura vegetal (CHRISTOFOLETTI, 1980). A densidade de drenagem é uma das variáveis mais importantes para a análise morfométrica das bacias hidrográficas, e representa o grau de dissecação topográfica das paisagens elaboradas pela ação fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1980).

A premissa de que a densidade de drenagem pode indicar a ação de controles regionais, além do clima, sobre a rugosidade da paisagem é classicamente reconhecida em geomorfologia. Segundo Macka (2001), em revisão detalhada do tema, controles particularmente importantes sobre o índice morfométrico supracitados são a permeabilidade e

a resistência da litologia face ao intemperismo e erosão, que afetam diretamente a taxa de escoamento superficial e sub-superficial e, portanto, a rugosidade aparente do terreno. Essas premissas vêm sendo testadas em trabalhos como o de Bistrichi (2001) que aplicou índices morfométricos à análise do relevo, buscando definir vínculos formativos entre os padrões morfológicos e unidades estratigráficas cenozóicas.

A densidade de drenagem é uma técnica importante para a análise morfométrica do relevo, evidenciando o grau de dissecação topográfica, atuando como um elemento que expressa as características texturais das formações superficiais: manto de intemperismo, colúvios, sedimentos aluviais, etc. A referida técnica expressa a quantidade disponível de canais para o escoamento e o controle exercido pelas estruturas geológicas, reativadas ou sobreimpostas, sobre a compartimentação hidrográfica (CHRISTOFOLETTI, 1981).

A aplicação dos índices de densidade de drenagem permite a individualização de áreas anômalas de alta ou baixa densidade de drenagem, que podem estar refletindo diversos tipos de influências, tais como as neotectônicas (HIRUMA e PONÇANO, 1994). Hiruma (1999) demonstrou ainda que os métodos de análise morfométrica podem ser aplicados a todos os elementos lineares da paisagem geomorfológica. Além disso a densidade de drenagem também reflete o escoamento e permite, até mesmo, avaliar os níveis de equilíbrio ambiental de uma paisagem. Christofolletti (1980) destaca a importância da densidade de drenagem, descrevendo-a como variável potencialmente significativa e útil aos estudos de geomorfologia básica e aplicada.

Desta forma, mediante o emprego dos parâmetros de análise propostos por Christofolletti (1980), foi possível estabelecer quais fatores exercem maior influência sobre a organização da drenagem.

Adiante, foram estabelecidos os índices de densidade de drenagem a partir da confecção de uma malha quadrática de amostragem, sobre a carta digitalizada, com células de 1 km x 1 km. Em seguida foram realizadas as medições dos segmentos de drenagem contidos em cada célula no ambiente do software Autocad 2005. Os índices de densidade foram obtidos para cada célula mediante o uso da seguinte fórmula de acordo com a proposta metodológica de Christofolletti (1980):

$$Dd = Lc / Ac \quad \dots\dots (1)$$

Onde Dd é igual a densidade de drenagem, Lc é o somatório do comprimento de todos os canais encontrados em cada célula e Ac é a área da célula.



Obteve-se um total de 3025 pontos de densidade de drenagem para a Folha Sapé, que posteriormente foram unidos em um mapa de linhas de isovalores confeccionado com o uso do software SURFER 8.0 e do software ArcGis 9.1. Por fim, fez-se a sobreposição dos mapas geológicos e de densidade de drenagem, a fim de elucidar uma possível correlação formativa entre o controle lito-estrutural e morfológico sobre a concentração dos elementos de drenagem e lineamentos.

Essa metodologia tem sido bastante utilizada em trabalhos cujo enfoque, é a evolução da paisagem e reconstrução paleoambiental no Sudeste e Nordeste Brasileiro, vide os trabalhos de Hiruma (1999); Missura, (2007); Silva (2007); Mutzenberg (2007).

A densidade de fotolineamentos é uma técnica importante para a análise morfométrica do relevo e da drenagem, revelando quais são os direcionamentos que a estrutura possui, assim como se há um controle dos compartimentos morfoestruturais sobre a sedimentação recente do gráben e a rede hidrográfica da área. Para a realização da identificação dos lineamentos do relevo e da drenagem, inicialmente foi realizada a identificação dos lineamentos referidos a partir da interpretação de imagens de satélite LANDSAT 5 TM, e Imagens do SRTM de resolução espacial de 90 metros. A extração dos fotolineamentos aparentes foi realizada conforme a metodologia adotada por Riccomini & Crosta (1988), sendo possível fazer a análise das feições lineares do relevo e da drenagem, e sua relação com a reconstrução de eventos neotectônicos e o conseqüente desencadeamento dos processos erosivos e deposicionais. Após a extração dos fotolineamentos, foi construída uma planilha com as medições de todos os lineamentos de relevo, e posterior confecção de um gráfico de isovalores de densidade de fotolineamentos no *software* Arcgis 9.2. A partir dos dados obtidos, foram gerados diagramas de roseta utilizando-se o *software* Excel. Por fim os diagramas foram editados e arte-finalizados no *software* Corel 12. Esta técnica tem sido utilizada em trabalhos no Sudeste do Brasil, afim de correlacionar os dados de assimetria, lineamento de drenagem e lineamentos de relevo, exemplos desta metodologia podem ser encontradas nos trabalhos de Hiruma e Ponçano (1994), Hiruma (1999) e Missura (2006). Esses procedimentos foram de importância fundamental visto que a partir da análise dos lineamentos e suas direções preferenciais foi possível perceber vínculos entre estas e a distribuição dos padrões de relevo e da sedimentação neoceno-zóico confinada ao Gráben do Cariatá.

### 3.3 ABORDAGEM MORFOESTRATIGRÁFICA

A análise morfoestratigráfica tem como principal objetivo fazer um diagnóstico da evolução do relevo no presente trabalho. Esse tipo de abordagem foi utilizado por Moura & Meis (1988), Mello *et al.* (1991 e 1995) e por Camargo Filho & Bigarella (1998) nos setores planálticos do Sul e Sudeste do Brasil, buscando associar as formas do relevo com as formações superficiais que as estruturam.

As unidades deposicionais e perfis de alteração *in situ* passam a integrar a estrutura superficial da paisagem e, não somente, aos arcabouços litológicos constituintes dos diversos embasamentos regionais. Porém, a morfogênese de tais depósitos torna-se o alicerce dessa metodologia baseada em seus aspectos sedimentológicos, já que, os processos e modelos que aglutinam a história erosiva de uma paisagem formam o arcabouço da leitura de sua evolução (MISSURA, 2006).

Desse modo a abordagem morfoestratigráfica aliada ao mapeamento geomorfológico de detalhe busca identificar um corpo litológico primordialmente pela sua feição superficial, que pode ser diferenciada ou não das unidades que lhe são contíguas, e transgredir limites temporais ao longo ao longo de sua extensão (FRYE & WILMAN, 1962).

De acordo com esta metodologia, as unidades deposicionais e coberturas superficiais diversas mantêm uma relação estreita com a morfologia superficial contemporânea. A importância deste enfoque se dá ao seu caráter enfático morfogenético, uma vez que cada unidade morfoestratigráfica está alicerçada sobre materiais que resgatam a história erosiva/deposicional da área. A ênfase morfoestratigráfica foi realizada com base nas propriedades sedimentológicas encontradas nos terraços erosivos no antigo vale do rio Paraíba, onde atualmente se encontra o curso do rio Mumbaba.

A partir dessas premissas, o método de reconhecimento das unidades deposicionais nos terraços erosivos no gráben do Cariatá foi o da aloestratigrafia. Esta metodologia, como foi dita anteriormente na revisão da literatura, se baseia na individualização de corpos sedimentares estratiformes, mapeáveis, definidos pelo conhecimento das discontinuidades limitantes (unidades aloestratigráficas), como afirma Suguio (2001). Compreende então, uma abordagem dos depósitos sob a ótica do evento deposicional, ou seja, uma estratigrafia de eventos, a partir da recorrência de eventos formativos de determinada magnitude e origem (DUARTE, 2007).

### 3.4 TRABALHO DE CAMPO

Foi feita inicialmente um reconhecimento de todo o gráben do Cariatá, fazendo uma visita nos horsts norte e sul, pra poder verificar as feições morfotectônicas encontradas na área. Posteriormente foi realizada a coleta de sedimentos dos terraços erosivos do antigo vale do Paraíba. Estes terraços se encontram em um extenso vale, que se encontra em total descompasso com a vazão do rio atual, o Mumbaba. Também nesta área ocorrem pequenos divisores tabulares que são estruturados por crosta laterítica.

#### 3.4.1 Coleta de Amostras

Primeiramente foi feita a identificação das áreas para a coleta das amostras. A área escolhida fica nas margens da PB-030, tendo o seu acesso pela BR-230, sentido João Pessoa – Campina Grande. Na área de coleta foram cavadas pequenas trincheiras, com o intuito de fazer análise de perfis estratigráficos e das propriedades sedimentológicas,ressaltando que cada ponto de coleta foi georreferenciado pelo GPS geodésico PRO-XH – TRIMBLE.

As amostras pra análise das propriedades sedimentológicas foram coletadas em sacos plásticos, com cerca de 1000 g de amostra, para fazer a *posteriori*, a análise dos sedimentos coletados em laboratório.

Para a datação dos sedimentos do gráben, foram feitas coletas em tubos de PVC de cor preta, com 55 cm de comprimento e 5 cm de diâmetro. Os tubos foram introduzidos no sedimento evitando ao máximo a exposição à luz solar, sendo estes fechados com tampões pretos de plástico bem ajustados. As amostras para datação foram coletadas no mesmo nível do perfil que as amostras coletadas para análise sedimentológica, para poder fazer uma correlação cronoestratigráfica adequada com os sedimentos estudados.

### 3.5 TRABALHO DE LABORATÓRIO

As amostras de sedimentos foram coletadas nos perfis estratigráficos, para a realização, em laboratório das análises sedimentológicas. Os procedimentos foram realizados nas dependências do Laboratório de Geografia Física Aplicada no Departamento de Ciências Geográficas, Universidade Federal de Pernambuco. As análises morfoscópicas e granulométricas foram feitas também no Laboratório de Geografia Física Aplicada da UFPE

Os sedimentos foram datados no Laboratório do Grupo de Dosimetria e Instrumentação Nuclear da UFPE no Departamento de Energia Nuclear da UFPE. O Método utilizado para a datação foi o de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), o protocolo utilizado MAR, ou seja, o método de doses regenerativas utilizando múltiplas alíquotas.

Os perfis dos sedimentos datados foram georeferenciados pelo GPS geodésico PRO-XH – TRIMBLE.

#### 3.5.1 Análises Sedimentológicas

Estas análises objetivaram a caracterização qualitativa e quantitativa dos sedimentos, bem como se constituíram em uma etapa para a preparação das amostras para as análises granulométrica e morfoscópicas.

##### 3.5.1.1 Granulometria

A granulometria procura estabelecer o tamanho das partículas em sedimentos detríticos, este é um parâmetro textural primordial para a análise das propriedades físicas dos sedimentos. Esta propriedade é empregada na classificação dos sedimentos detríticos em rudáceos, arenáceos e lutáceos (SUGUIO, 2003).

Segundo Suguio (2003), há quatro razões principais no qual as análises granulométricas (*grain size analysis*) são importantes para a interpretação dos sedimentos detríticos:

- A granulometria fornece as bases para uma descrição mais precisa dos sedimentos;
- A distribuição granulométrica pode ser característica de sedimentos de determinados ambientes deposicionais;
- O estudo detalhado da granulometria pode fornecer informação sobre os processos físicos, como os hidrodinâmicos, atuantes durante a deposição;
- A distribuição granulométrica está relacionada a outras propriedades, como a porosidade e a permeabilidade, cujas modificações podem ser estimadas com base nas características granulométricas.

Nesse sentido a análise granulométrica realizada nos sedimentos do gráben do Cariatá, foi realizada através da obtenção de dados numéricos através da metodologia de Gale & Hoare (1991). As amostras foram quarteadas em quarteador tipo *Jones*, com a finalidade de obtenção da amostra final representativa com cerca de 100 gramas. Em seguida, as amostras foram pesadas, submetidas aos processos de lavagem de finos (silte + argila), e peneiramento, no Laboratório de Geografia Física Aplicada do Departamento de Ciências Geográficas.

Após esses procedimentos, os valores obtidos em gramas para cada fração granulométrica foram submetidos a tratamentos seguindo os parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957), tendo sido calculado o diâmetro médio, o grau de seleção, o grau de assimetria e curtose (Tabelas 1, 2 e 3). Para a classificação dos sedimentos foi usado o diagrama de Shepard, Pejrup e Folk, utilizando o programa Sysgran 3.0.

**Tabela 1 - Escala quantitativa 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 2 - Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para descrição do grau de assimetria.**

| Assimetria                | Valor           |
|---------------------------|-----------------|
| Assimetria muito negativa | - 1,00 a - 0,30 |
| Assimetria negativa       | - 0,30 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 3 - Escala quantitativa de Folk & Ward (1957) para classificação dos valores 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 |

Com os resultados dos parâmetros de Folk & Ward (1957) os valores foram plotados no gráfico de Sahu (1964). Este autor idealizou um diagrama que fornece as características ambientais da deposição, quanto à energia e à viscosidade, para os grupos de amostras provenientes de diferentes perfis. Sahu (1964) através da junção dos parâmetros de diâmetro médio, desvio padrão e curtose de Folk & Ward (1957), assim produziu um gráfico empírico, onde estão dispostas linhas que separam os diversos ambientes de sedimentação, indicações dos sentidos de aumento de fluidez e energia do meio de deposição.

Este autor fez o uso de dados granulométricos de amostras de sedimentos atuais e análises discriminatórias de multivariáveis. Assim foi feita a combinação para os parâmetros de diâmetro médio, desvio padrão e curtose, tendo encontrado a melhor discriminação entre os ambientes e os diversos processos deposicionais através da seguinte fórmula, plotada em forma bi-logarítmica, lançando a primeira na ordenada e o segundo na abscissa.

$$(\sigma_l^2)^{1/2} \cdot {}^S(Kg) / {}^S(Kg) \cdot {}^S \sigma_l^2 \quad \text{..... (2)}$$

Onde,  $(\sigma_l^2)^{1/2}$  = média da variância de um conjunto n de amostras sendo  $n \geq 2$ ;  ${}^S(Kg)$  = desvio padrão dos valores de curtose desse mesmo conjunto de amostras;  ${}^S(Kg)$  = desvio padrão dos valores de diâmetro médio deste mesmo conjunto de amostras;  ${}^S \sigma_l^2$  = desvio padrão dos valores de variância deste mesmo conjunto de amostras (SILVA, 2007).

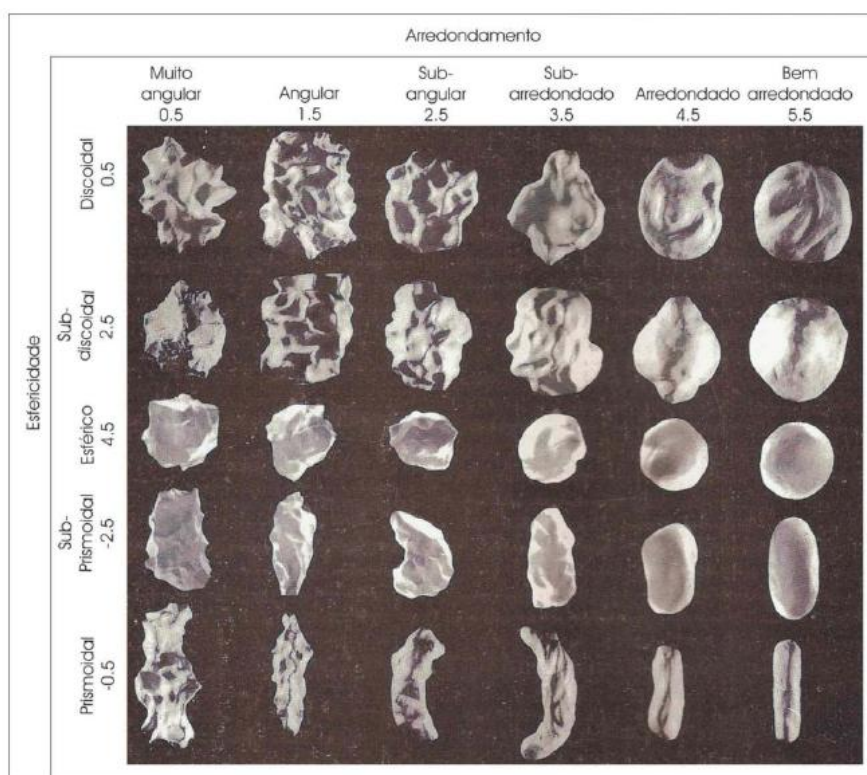
### 3.5.1.2 Morfoscopia

O estudo de partículas consiste basicamente na observação dos seguintes parâmetros:

a) Forma dos grãos - A forma dos grãos é geralmente expressa em termos geométricos. As formas mais comuns são: prismáticas, esféricas, tabulares, lamelares e elipsoidais. b) Arredondamento - O arredondamento significa a agudeza dos ângulos e arestas de um

fragmento ou partícula clástica. O arredondamento é geralmente expresso como angular, subangular, subarredondado e arredondado. c) Esfericidade - A esfericidade significa a relação entre a forma de um grão e a esfera circunscrita a esse grão.

Assim o método visual é baseado na comparação entre a projeção máxima do contorno da partícula e um conjunto de imagens cujo arredondamento foi previamente calculado de acordo com o procedimento descrito por Tucker (1996). A metodologia aplicada consistiu inicialmente na separação de 100g de amostra, a qual parte foi submetida a lavagem numa solução de água corrente. Após a secagem a amostra foi analisada em lupa binocular técnica (com aumento de 4x e 2x) onde foram observados os parâmetros: forma, arredondamento, esfericidade, brilho. Visando tornar o grau de arredondamento avaliado mais objetivo, foram definidas as categorias (Figura 18): 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 a 4,5); esfericidade média (- 2,5) e baixa esfericidade (- 0,5).



**Figura 18 - Diagrama representa os diferentes graus de arredondamento e esfericidade (POWER, 1982 *apud* TUCKER, 1995).**

### 3.5.2 Datação pelo método de Luminescência opticamente estimulada (LOE)

O método por LOE explora a luminescência, como propriedade física que está inerente aos sólidos cristalinos (minerais) encontrados nos próprios depósitos, estes minerais são o quartzo e o feldspato. A abrangência temporal do LOE vai de 100 Ap. até 1Ma dependendo dos níveis de saturação do material analisado (Aitken, 1998 e Wagner, 1998). Assim, o método por LOE é utilizado nos depósitos sedimentares ao longo do Quaternário. Podendo ser eventos climáticos de grande magnitude e eventos tectônicos que afetem a rede de drenagem (inversões e capturas por soerguimento de cabaceiras).

O método de datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) é baseado numa gama de técnicas baseadas no acúmulo de cargas radioativas produzidas por uma população de elétrons aprisionados em minerais cristalinos. A técnica pode estabelecer potencialmente a última exposição dos sedimentos à luz do sol (SILVA, 2007).

Este método foi desenvolvido mais significativamente no começo da década de 1980 e das contribuições de Huntley *et al.*, 1985; 1988; apud Corrêa, 2001). A descoberta mais significativa da técnica de datação por LOE foi, a possibilidade de medir o sinal de luminescência diretamente relacionado a uma carga de uma população de elétrons aprisionada no cristal, mediante estímulo luminoso, assim definindo o próprio método por LOE (SILVA, 2007).

A energia empregada para a liberação dos elétrons é proveniente da luz solar, antes desses 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.

Após soterrados, os elétrons retornam ao seu estado de base a partir de atrações de carga negativa dentro da unidade do cristal, desse modo a população de elétrons é novamente aprisionado. Através da incidência de mais sinais luminosos é possível saber o quanto de elétrons já foi aprisionado e estimar o período de última estabilização. O método para medir o comprimento de cada onda para os sedimentos do gráben, foi do LEIF – Luminescência do infravermelho, para o feldspato potássico.

A liberação desses elétrons aprisionados por estímulo luminoso reduz o sinal de LOE a zero. Quando os grãos são soterrados e permanecem fora do alcance da luz solar, os elétrons começam a serem aprisionados novamente, ocorrendo um acúmulo de energia, esta por efeito



da radiação ionizante emitida pelo decaimento de radioisótopos contidos no próprio depósito (MELLO, 2008).

Uma parte desta radioatividade natural originou-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, dividido pelo fluxo da radiação ionizante ambiental (dose ambiental). Sendo a fórmula para a sua medição expressada pela seguinte maneira:

$$\text{Idade} = \text{Paleodose} / \text{Dose Ambiental} \quad \dots\dots (3)$$

Onde a paleodose também é conhecida como dose equivalente (ED), e corresponde a radiação ionizante de decaimento dos isótopos de urânio, tório e potássio, havendo também uma contribuição menor de radiação cósmica, a qual o material esteve exposto desde a sua exposição. A dose ambiental corresponde a taxa com que a amostra foi exposta a radiação ionizante, e, portanto a taxa pela qual a população de elétrons foi acumulado. Se o intervalo de tempo considerado for igual há um ano, refere-se a esta taxa como “Dose anual”, sendo calculado 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 externos como o intemperismo químico, de maneira, que a sua fórmula final pode ser expressa da seguinte forma:

$$D_a = 0,92 (D_\beta) / 1 + 1,25 H_2O + D_x / 1 + 1,14 H_2O + D_c + D_{\beta i} \quad \dots\dots (4)$$

Onde,  $D_a$  (dose anual);  $D_\beta$  (dose de radiação beta);  $D_c$  (dose de radiação cósmica);  $D_{\beta i}$  (dose de radiação beta interna oriunda do  $K^{40}$  para as amostras e 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 é avaliada segundo Clarke *et al.* (1999), nos sedimentos que sofreram um “zeramento” adequado do sinal de luminescência durante o transporte, e exibirão uma dose acumulada de radiação similar, desde que o material tenha uma

sensitividade homogênea, à radiação ambiental ionizante. Daí a necessidade de verificar a consistência mineralógica do material a ser datado.

A partir de todas essas observações, o mecanismo de datação por LOE é o mais eficaz dentre os métodos de datação que usam a luminescência, e que o mecanismo de operação reside no decaimento radioativo. Rendell *et al.* (1996) demonstram a eficácia de esvaziamento do sinal de luminescência óptica do quartzo e do feldspato. Após uma exposição de 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 LOE para a datação de sedimentos de encostas e fluviais, depositados em condições sub-aquosas (MELLO, 2008).

## 4 ANÁLISE DOS COMPONENTES ESTRUTURAIS E SEDIMENTOLÓGICOS

Os primeiros resultados apresentados neste trabalho procuram estabelecer o arcabouço estrutural do gráben, iniciando com o mapeamento geomorfológico de detalhe e seus condicionantes morfoestruturais obtidos por meio da interpretação dos lineamentos de relevo e da drenagem, pela direção destes lineamentos e como estes se relacionam espacialmente com a compartimentação morfológica do gráben. Os demais resultados concernem à sedimentação Neógena confinada no Gráben do Cariata.

### 4.1 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO GRÁBEN DO CARIATÁ

O princípio para diferenciação dos compartimentos de relevo foi sua homogeneidade interna, isto é, o compartimento é delimitado quando se percebe que o conjunto de seus atributos (litologia, solos, declividade, etc.) é diferente do entorno e se constitui como alguma categoria de relevo que é considerada, tradicionalmente na literatura, como recorrente na região. O compartimento então definido é tratado como uma hipótese, que é testada com base na delimitação dos compartimentos do entorno e dos dados auxiliares (informações de campo). Assim, a construção do mapa é realizada através de uma reavaliação constante dos limites e propriedades dos compartimentos até a obtenção do mapa final. Este é um procedimento hipotético-dedutivo baseado em informações da literatura, da modelagem numérica do terreno e das visitas ao campo. As unidades então definidas receberam denominações conforme apresentadas em Guerra & Guerra (1997).

As informações da literatura são referentes aos compartimentos geomorfológicos e morfoestruturais já reconhecidos e a distribuição e caracterização das formações superficiais, tendo sido obtidas dos trabalhos de Tavares (2007) e Bezerra *et al.* (2008). Foram identificadas nove unidades geomorfológicas (Figura 19): Maciços residuais; Pedimentos; Tabuleiros estruturados em níveis de crosta laterítica; Tabuleiros estruturados em sedimentos pleistocênicos; Transição Pedimento rochoso/detrítico; Tabuleiros Pleistocênicos; Tabuleiros Dissecados à leste do gráben; Terraços fluviais e Planos Aluviais.

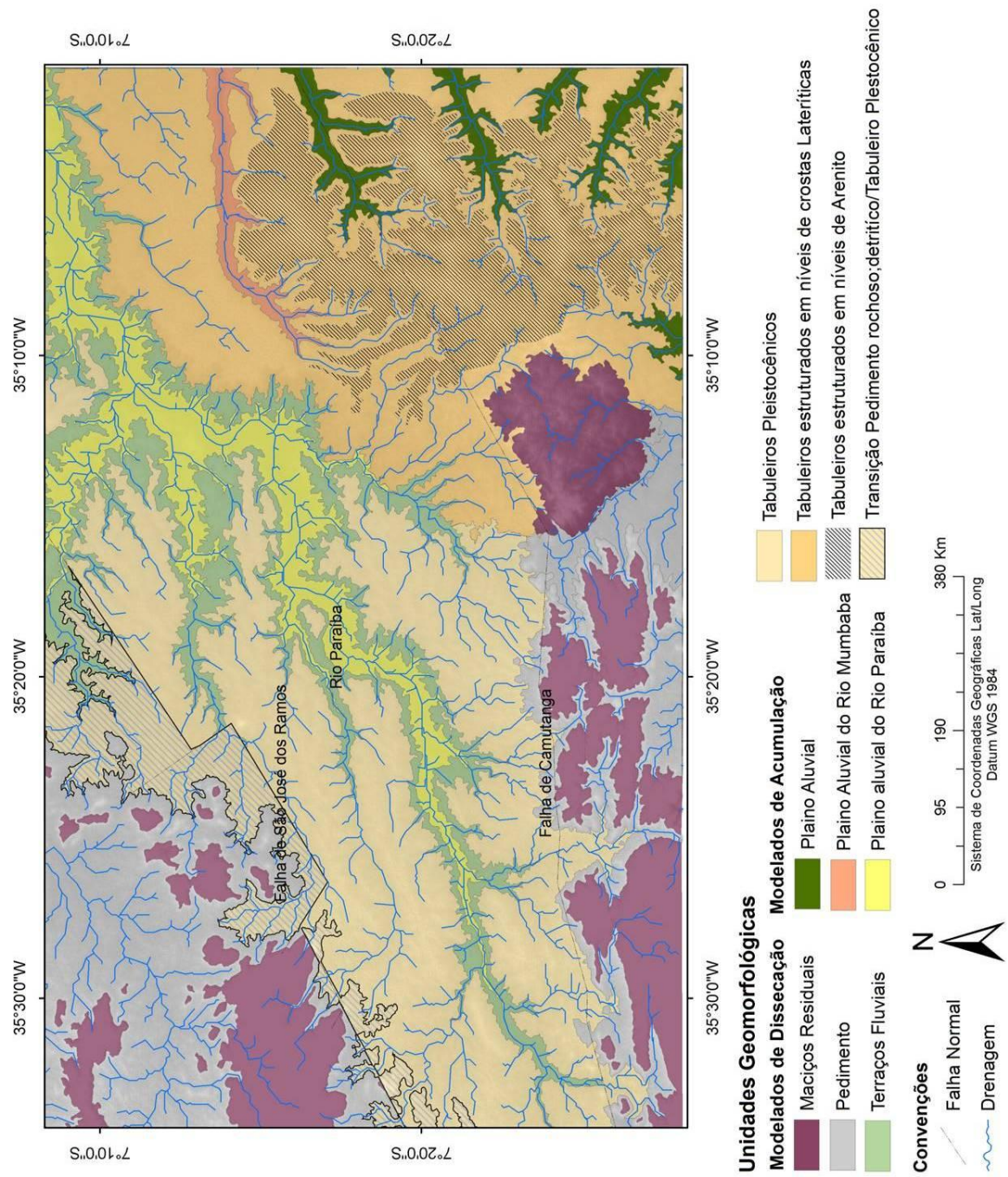
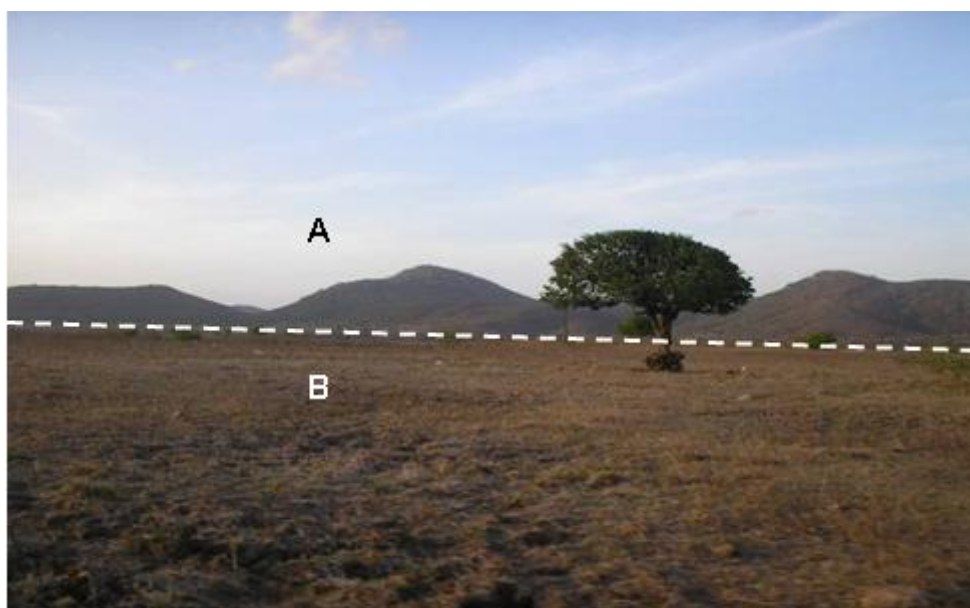


Figura 19 - Mapa Geomorfológico do gráben do Cariatá, Modificado de Miranda, 2006.

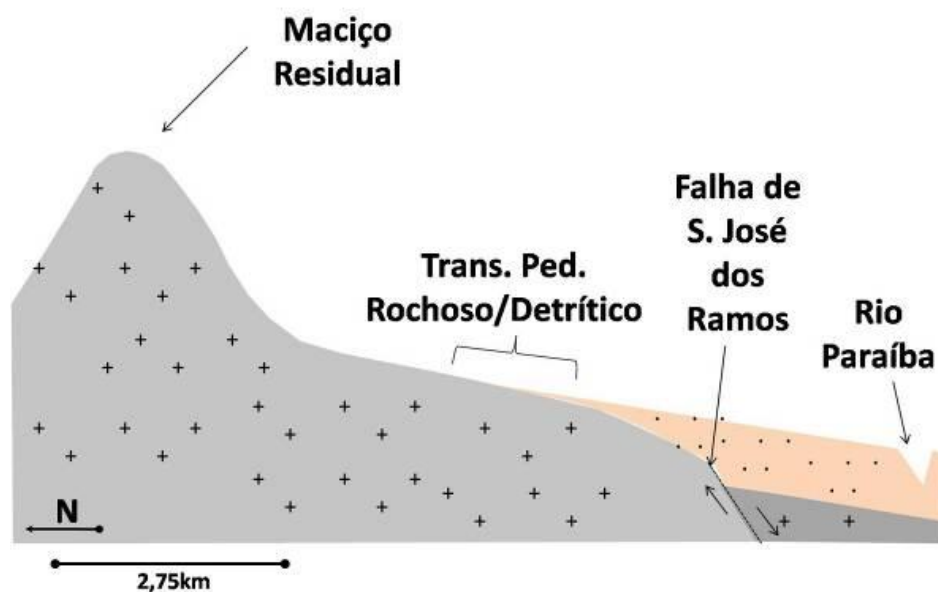
**Maciços Residuais** – Localizados nos *Horst* do Boqueirão e de Manuel Mattos, esses maciços compreendem os limites N-S do gráben do Cariatá. O *Horst* do Boqueirão é sustentado por ortognaisses granodioríticos (arqueano/paleoproterozóico), se destacando na paisagem como um dos contrafortes do Planalto da Borborema, sob a forma de degraus que separam distintos patamares altimétricos em diversos estádios de dissecação. As altitudes se apresentam em torno dos 300-450 m. Este compartimento tem a Falha de São José dos Ramos como o marcador estrutural e controla o recuo da escarpa dos maciços à norte. O *Horst* Manuel Mattos se expressa sob a forma de um domo residual dissecado perfazendo uma unidade alinhada ao sul do Gráben, constituindo seu limite meridional. As altitudes nesta área variam de 300 à 650 m. Esta unidade é formada por granitóides indiscriminados e marcada pela falha de Camutanga. O cenário descrito antecede as superfícies regionais da Borborema *stricto sensu*, sob a forma de relevos residuais do tipo *inselberg* ou *inselgebirge* que se erguem como degraus de piemonte antecedendo as encostas do planalto (Figura 20).



**Figura 20 - Maciços residuais (a) e pedimentos (b) no Horst do Boqueirão, próximo à cidade de São José dos Ramos.**

**Pedimentos** – Foram identificados dois níveis de pedimentos. Os pedimentos dissecados estão presentes na borda norte do gráben do Cariatá. São estruturados pelo embasamento cristalino e ocorrem ao longo do front de dissecação dos pequenos tabuleiros estruturados pelos sedimentos neogênicos. Esse modelado (pedimentos dissecados) caracteriza-se por apresentar uma zona de contato embasamento cristalino-sedimento marcada por um nível de eversão, sob a forma de uma superfície exumada. Os pedimentos dissecados são limitados ao sul pela falha de São José dos Ramos. A presença dessas feições é geralmente marcada pelo

afloramento de zona saturada sob a forma de pequenos alagados e olhos d'água. Na borda sul do gráben os pedimentos de caráter interplanáltico concentram-se ao nas proximidades do Horst Manuel Mattos e são também estruturados pelo embasamento cristalino e marcados por amplos níveis pedimentares, pouco dissecados, sem cobertura sedimentar neógena, que transitam para os maciços residuais ao sul formando encostas de perfil côncavo-planar (Figura 20).



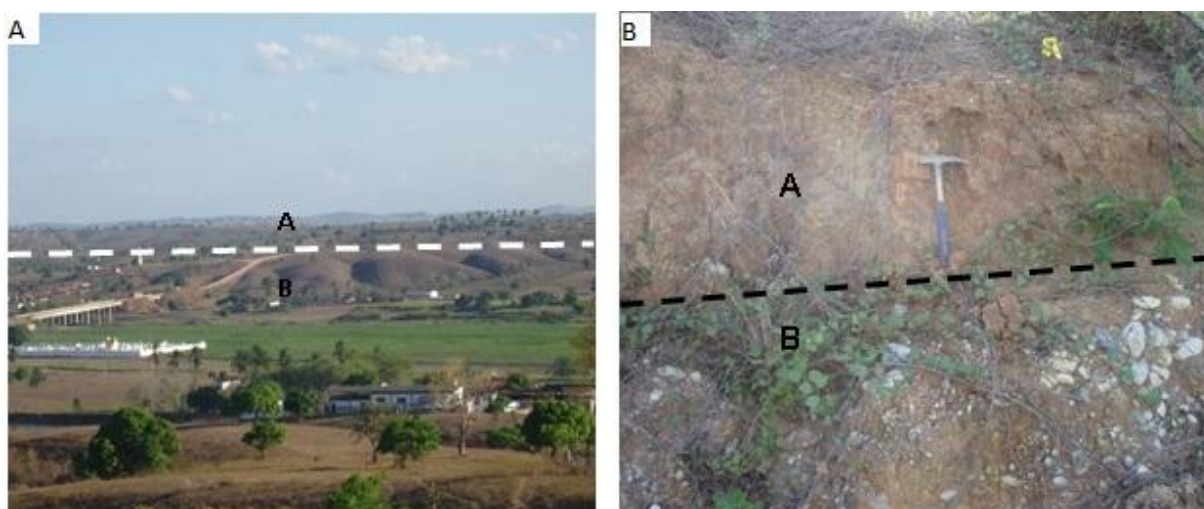
**Figura 21 - Perfil geomorfológico da Transição Pedimento rochoso; detrítico/Tabuleiros Pleistocênicos.**

**Transição Pedimento rochoso-detrítico/Tabuleiros Pleistocênicos** – Localizada na borda norte do Gráben, esta transição não apresenta um limite bem demarcado na paisagem. Nesta seção do gráben o pedimento rochoso e o detrítico se expressam sob a forma de uma rampa sentido N-S. Esta rampa atravessa perpendicularmente a falha de São José dos Ramos (falha que controla a sedimentação na margem esquerda do rio Paraíba). Em direção aos tabuleiros pleistocênicos, as cotas altimétricas não apresentam um desnivelamento muito elevado, os níveis de altimetria nesta área ficam em torno dos 110-120 m. Esta diferença, que não é abrupta, subverte assim a relação direta entre hipsometria e idade das superfícies, e contradiz a necessidade da geração de uma superfície erosiva a montante da área de acumulação (glacis de deposição). Neste caso temos duas superfícies de idades distintas sobre os mesmos níveis altimétricos (Figura 21).

**Tabuleiros Estruturados em Sedimentos pleistocênicos** – Estas unidades ocorrem confinadas no gráben, tendo o “front” voltado para a calha do rio Paraíba. Os topos dos tabuleiros são bem preservados, ligeiramente convexos, o material do topo é arenoso,



favorecendo a infiltração de água em relação ao escoamento. A infiltração é evidenciada pela eluviação da argila e consequente formação de horizontes arenosos nas cimeiras deste patamar. Os pequenos divisores tabulares apresentam cotas altimétricas em torno de 70 a 120 metros e são estruturados por duas litofácies distintas: o fluxo de detritos como unidade basal e o lamito como unidade de cobertura do topo tabular (Figura 22). A unidade basal (fluxo de detritos) apresenta uma litofácie composta por cascalheira matriz suportada. A unidade do topo (lamito) se constitui de sedimentos inconsolidados, característicos de corrida de lama (BEZERRA *et al.*, 2008). Esta segunda unidade é composta por sedimentos areno-argilosos, mal-selecionados com ocorrência de cascalho, sobretudo pequenos seixos. Estas litofácies datam do Pleistoceno Superior, com o lamito apresentando idades que variam de 22 Ka AP a os 109 Ka AP e o fluxo de detritos com idades que variam dos 128 Ka até os 224Ka AP. Estes depósitos estão relacionados com oscilações climáticas ocorridas no Quaternário Superior (BEZERRA *et al.*, 2008). Os tabuleiros de um modo geral se apresentam deposicionalmente organizados como leques coluviais, que a partir das coalescências dos mesmos desenvolveram pequenos alvéolos de circundenudação e erosão regressiva, instalando cabeceiras de drenagem de primeira ordem.



**Figura 22 - A: Tabuleiros estruturados em sedimentos Pleistocênicos. Lamito (A), fluxo de detrito (B). B: Contato entre lamito (A) e fluxo de detrito (B).**

**Tabuleiros Dissecados à leste do gráben** – Dois tipos de unidades estruturam os topos tabulares nesta área do gráben. Primeiro, há ocorrência de tabuleiros estruturados por sedimentos cretáceos da Formação Beberibe (Santoniano/Campaniano) (Figura 23). Estes se tratam de arenitos com grãos angulosos e irregulares de cor esbranquiçada creme a cinza. Alguns afloramentos desta formação à leste do gráben revelam níveis mais silicatados que

chegam localmente a formar cornijas sobre alvéolos semi-circulares ativamente esculpidos pela drenagem de primeira ordem.



**Figura 23 - Tabuleiros estruturados sobre Fm. Beberibe.**

A ocorrência destes sedimentos que compõem a base da sedimentação da bacia PE/PB (cretácio-paleógeno) à leste do gráben chega a atingir cotas altimétricas superiores a 200 metros. Esta posição topográfica constitui uma forte evidência de ocorrência de uma flexura para leste da borda oriental da área de estudo.

Os tabuleiros estruturados em crosta laterítica (Figura 24) constituem uma superfície estrutural, controlada pelo afloramento de uma unidade pedoestratigráfica sobreposta diretamente ao embasamento cristalino exumado. A presença desses níveis de ferricrete em superfície corrobora a hipótese da ocorrência de uma dinâmica de soerguimento do bordo leste do gráben que neste trecho está destituído até mesmo do capeamento sedimentar cretáceo (Formação Beberibe). A dissolução da crosta dá origem a um solo podzólico, no qual pôde ser observado que em vários trechos a crosta encontra-se bastante intemperizada. Em imagens de satélite LANDSAT 7, o padrão morfológico desta unidade pode ser facilmente confundido com os tabuleiros costeiros comumente associados à Formação Barreiras.

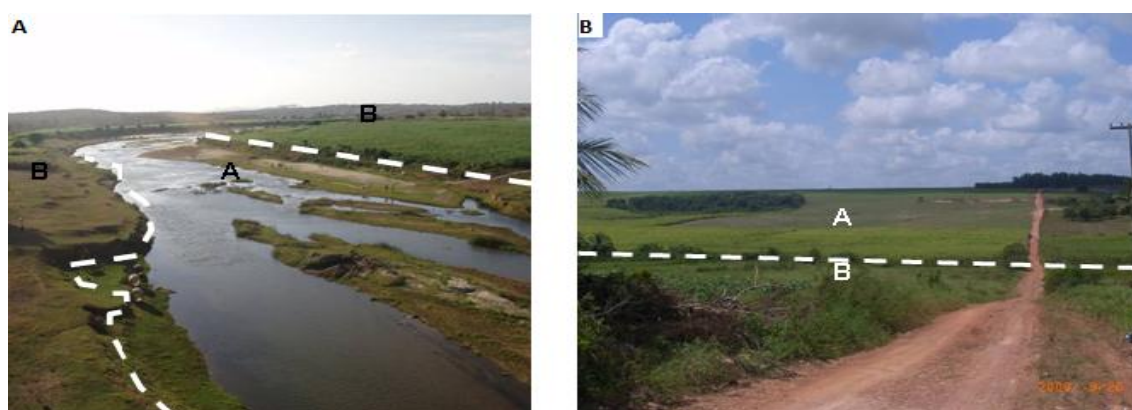




**Figura 24 - Tabuleiros estruturados em níveis de crosta laterítica.**

**Plainos Aluviais** – Referem-se às áreas baixas e planas ao longo do vale do Rio Paraíba (Figura 25a) e dos outros principais rios da região, como o Mumbaba (Figura 25b). O relevo suave indica que os sedimentos são mais arenosos e depositados pelo próprio rio (depósitos aluviais). Este compartimento transita lateralmente para uma superfície de eversão de aspecto pediplanizado. Nos plainos do rio Paraíba (nível de base local), há ocorrência de extensas barras arenosas e muita sedimentação associada a barramentos na drenagem. O baixo curso do rio Paraíba mostra-se profundamente influenciado pelo controle estrutural do gráben.

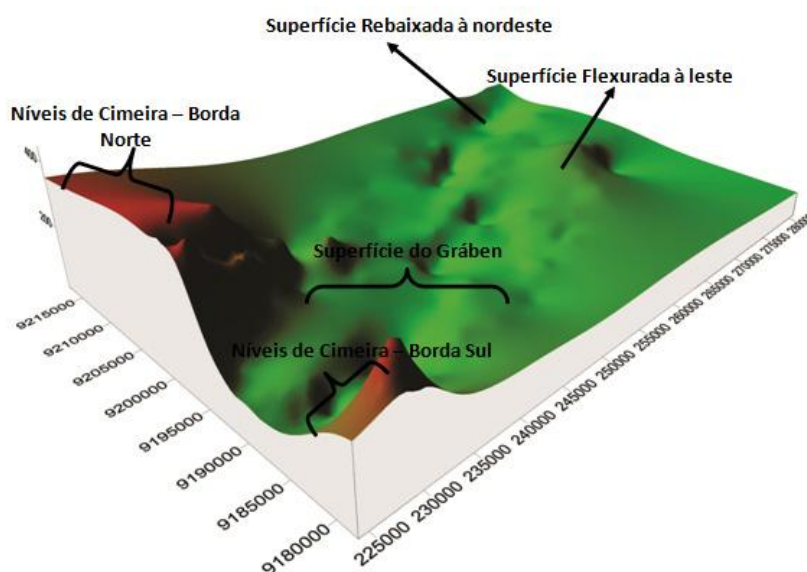
**Terraços Fluviais** – Os terraços dos rios principais (rio Paraíba e rio Mumbaba) apresentam vários níveis escalonados, isto é mais visível no antigo vale do rio Paraíba, onde se encontra o atual curso do rio Mumbaba. Nesta área os terraços evidenciam um contínuo rebaixamento de nível de base da região. O material estruturador é composto por uma cascalheira matriz suportada com presença de crosta laterítica e com ocorrência de mosqueamento (indicador de mudança do nível freático) em todos os terraços (Figura 25b).



**Figura 25 - A: Rio Paraíba apresentando plainos com muita sedimentação (a) e terraços marginais (b). Fonte: Bruno Tavares, 2005. B: Rio Mumbaba (tracejado). Margens (a e b). A dimensão do vale é incompatível com sua dinâmica atual.**

## 4.2 MODELO DE PALEOSUPERFÍCIES

Uma metodologia bastante útil para buscar a elucidação das superfícies erosivas é o modelo tridimensional de Paleosuperfícies. Este procedimento é de extrema importância para se fazer uma análise do relevo antes da dissecação atual e, a partir dos *knick-points* que separam superfícies em níveis topográficos distintos, quantificar as superfícies existentes na área. A análise das páleo-superfícies foi realizada por meio da confecção de um modelo tridimensional construído a partir da coleta georreferenciada de todos os pontos centrais encerrados por uma curva de nível na área do gráben, obtidos por meio da geração de curvas de nível sobre os dados SRTM da área com espaçamento de 30 metros. Em seguida, foi construída uma planilha com os valores desses pontos, com posterior geração de um modelo de paleosuperfície no software ArcGis 9.1 e Surfer 8.0, de acordo com metodologia usada por Deffontaines (1990) e Johansson (1999). Após a confecção do modelo tridimensional, foi feita a sobreposição da drenagem para análise da influência dissecação contemporânea sobre as paleosuperfícies envelope (Figura 26 e 27).



**Figura 26 - Modelo 3D de paleosuperfície confeccionado no SURFER 8, com indicações das 4 superfícies encontradas na área.**

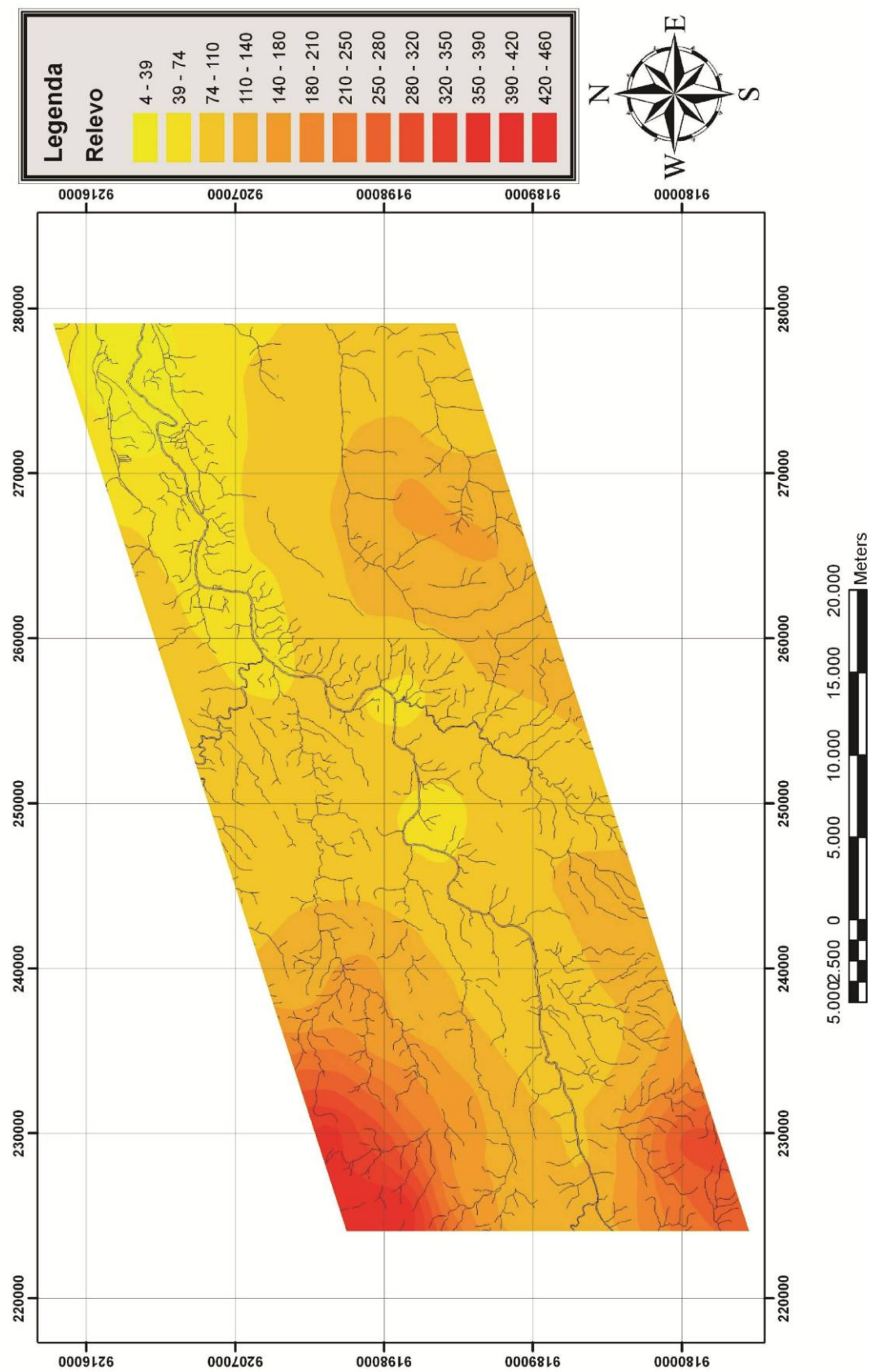


Figura 27 - Modelo de Paleosuperfícies construído no ArcGIS com a sobreposição da drenagem: knick-points que separam superfícies em níveis topográficos distintos, quantificam as superfícies existentes na área.

A partir da interpretação do Modelo tridimensional de paleosuperfícies, foi possível destacar a presença de quatro superfícies na área do gráben do Cariatá, enunciadas abaixo:

- Superfície 1 - nível de cimeira associado aos horsts, a norte, sul e oeste do gráben e composto por litologia representada pelos ortognaisses e migmatitos da Serra do Jabitacá (Mesoproterozóico), Complexo Gnáissico-migmatítico e Complexo Sertânia, ambos do Paleoproterozóico. A altitude desse nível de cimeira fica em torno dos 300 à 650 m;
- Superfície 2 - superfície do gráben, que corresponde aos tabuleiros neógenos estruturados pelo lamito (com idades que variam dos 22 Ka AP até os 109 Ka AP) e pelo fluxo de detritos (com idades que variam dos 128 Ka até os 224Ka AP). Sua altitude fica em torno dos 70 a 120 m;
- Superfície 3 - superfície flexurada a leste do gráben (160 a 200 metros) e composta pelos sedimentos da Formação Beberibe do Santoniano/Campaniano que são sedimentos basais da Bacia PE/PB (Cretaceo-terciário);
- Superfície 4 - superfície rebaixada a nordeste, logo após a captura do rio Paraíba, sugerindo que esta área rebaixada controlou a captura. Esta área tem em seu embasamento os ortognaisses e migmatitos Serra do Jabitacá (Mesoproterozóico) e também a presença dos depósitos aluviais do rio Paraíba, a altitude dessa superfície gira em torno dos 10 à 40 m.

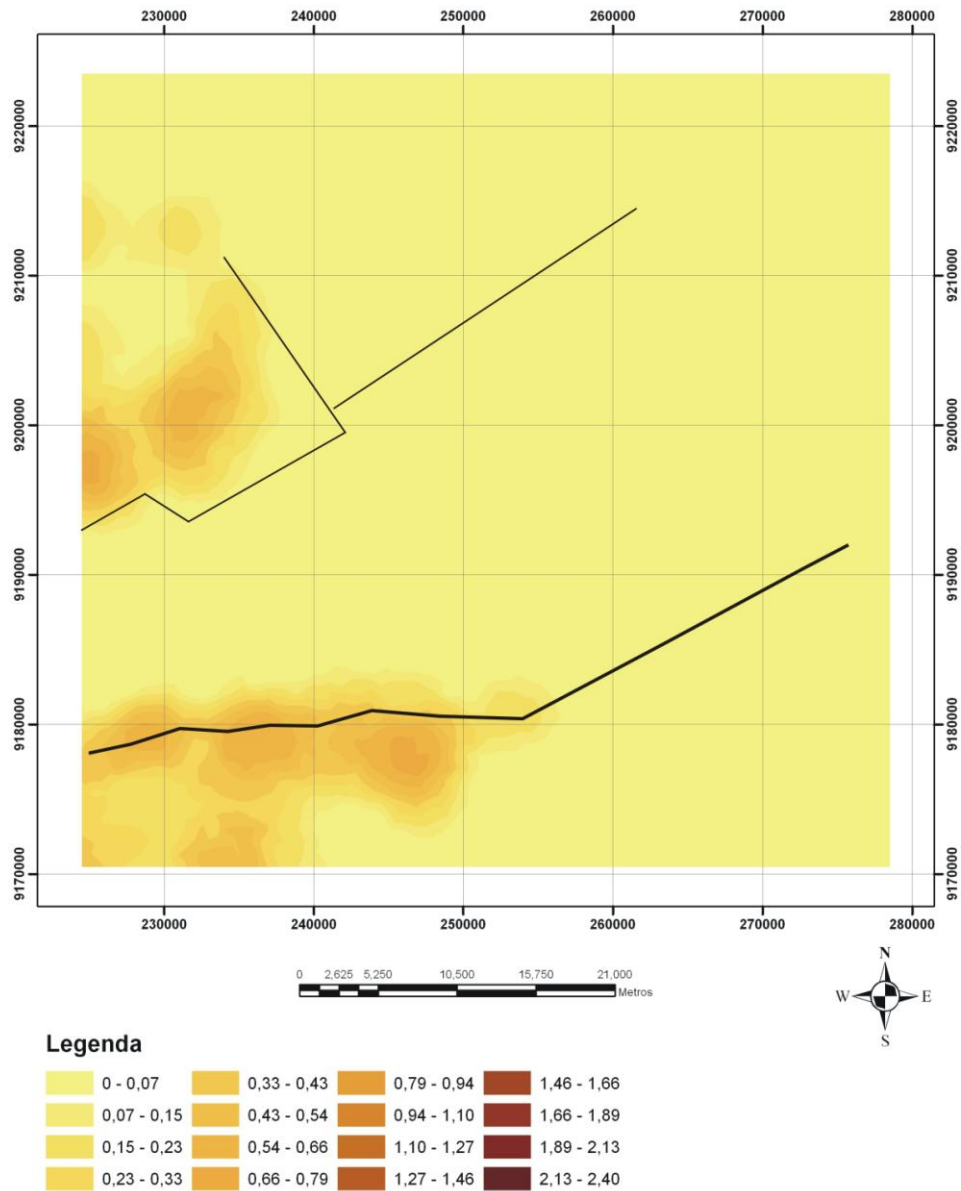
A superfície do gráben é a mais vasta localmente, mas se esta e as demais forem confrontadas com as superfícies designadas a partir da interpretação geomorfológica clássica para a região (BIGARELLA e ANDRADE, 1964, 1965), nesse caso as superfícies do gráben seriam apenas três: o Pd2 de Bigarella, ou superfície sul-americana (KING, 1956). Toda a cimeira dos tabuleiros do gráben corresponderia ao Pd1 e a parte rebaixada à nordeste ao terraço P2 (terraço superior do Ciclo Paraguaçu de King).

De fato, os materiais que estruturam o gráben não geraram um nível de erosão específico (glacis de erosão). Esses materiais vieram tanto dos horsts (norte e sul), como também da região flexurada à leste e a sua posição altimétrica entre os níveis das cimeiras e da região flexurada a leste não lhe garantem uma idade intermediária, já que essa superfície é a mais jovem. Logo, o quadro de paleo-superfícies, demonstra uma complexidade erosivo-deposicional que não se adequou à interpretação das superfícies clássicas atribuídas à área, subvertendo assim a relação direta entre hipsometria e idade das superfícies e a necessidade da geração de uma superfície erosiva a montante da área de acumulação (glacis de deposição).

Neste caso constatou-se que não precisa haver uma cronologia contínua entre as áreas fontes e as áreas deposicionais, podendo aquelas permanecer como áreas elevadas. Após o termino da deposição, no entanto, ocorreu uma inversão do relevo do gráben, formando-se os tabuleiros dissecados que compõem a principal fisionomia morfológica da área. No entanto, Corrêa (2003) destaca ainda que as principais evidências contra a abordagem clássica de superfícies de aplainamento para o Nordeste Brasileiro encontram-se na cronologia de eventos erosivos, nos diferentes graus de resistência das litologias ao intemperismo e na posição relativa dos relevos residuais dentro da paisagem.

#### 4.3 LINEAMENTOS DE RELEVO E DRENAGEM

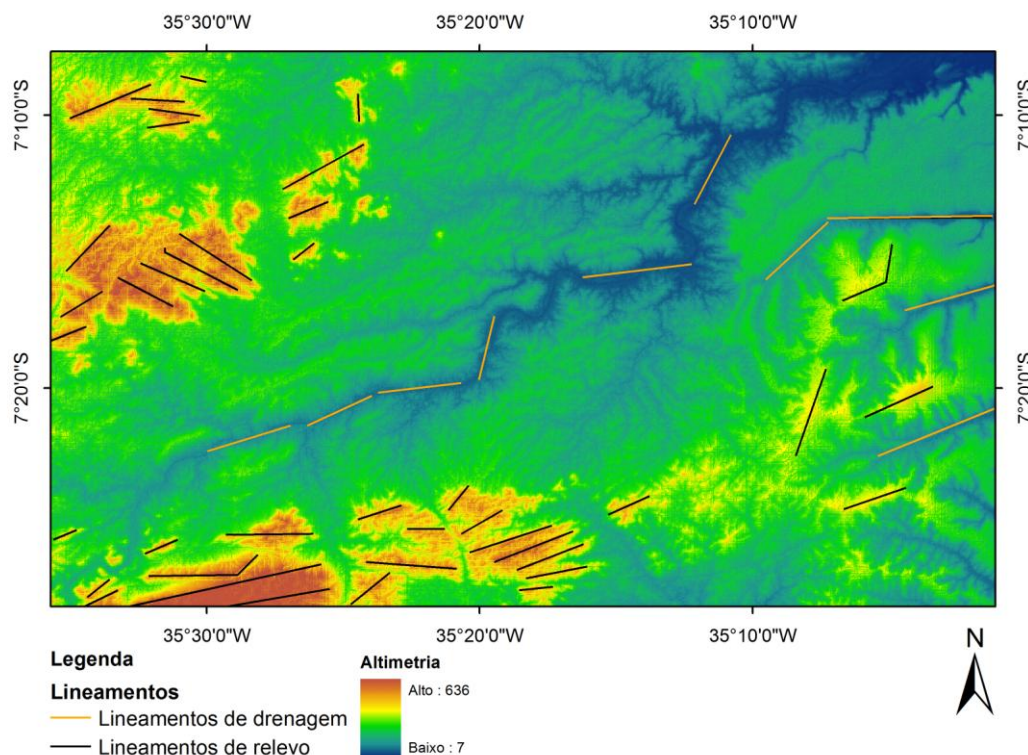
A partir da análise dos fotolineamentos do Gráben do Cariatá foi possível detectar a influência dos mesmos sobre a macro-compartimentação do relevo e direcionamento da rede de drenagem (Figura 28). A sedimentação neoceno-zóica que responde pelos modelados dos topos tabuliformes confinados ao interior do gráben, revelou-se totalmente poupada de estruturas lineares, o que reforça o fato da sedimentação haver ocorrido em períodos posteriores ao estabelecimento da rede de estruturas lineares identificada. Neste caso a tectônica não haveria operado na área por pelo menos desde o término da sedimentação no gráben, definida por Corrêa *et al.* (2005) para cerca de 23.000 anos AP. Caso tenha ocorrido uma atuação da neotectônica nesse período, a mesma não colaborou para a formação de estruturas lineares detectáveis em sensores remotos e deve ser investigada a partir de dados observados diretamente em campo, como a partir da sobreposição de possíveis fraturas e falhas aos capeamentos sedimentares.



**Figura 28 - Densidade de fotolineamentos da Folha Sapé: lineamentos de relevo se limitam as bordas N e S do gráben; tabuleiros (parte central) não apresentaram lineamentos. Tectônica não haveria operado na área pelo menos desde o término da sedimentação no gráben.**

Os lineamentos na rede de drenagem estudados ao longo do Rio Paraíba demonstraram a ocorrência de diversos joelhos de inflexão, *knickpoints*, rápidos e segmentos lineares. Estas feições evidenciam uma reativação dos níveis de base locais controlados a partir da drenagem coletora principal da região, podendo indicar também controles neotectônicos. O rebaixamento geral dos níveis de base da região, após o término da sedimentação confinada ao gráben, determinou o entalhamento destes sedimentos a partir do desenvolvimento de uma rede de drenagem ortoclinal de primeira ordem. A exumação da superfície pré-deposicional gerou um patamar de eversão entre as encostas desenvolvidas nos capeamentos sedimentares e o eixo principal de drenagem do Rio Paraíba (Figura 29).



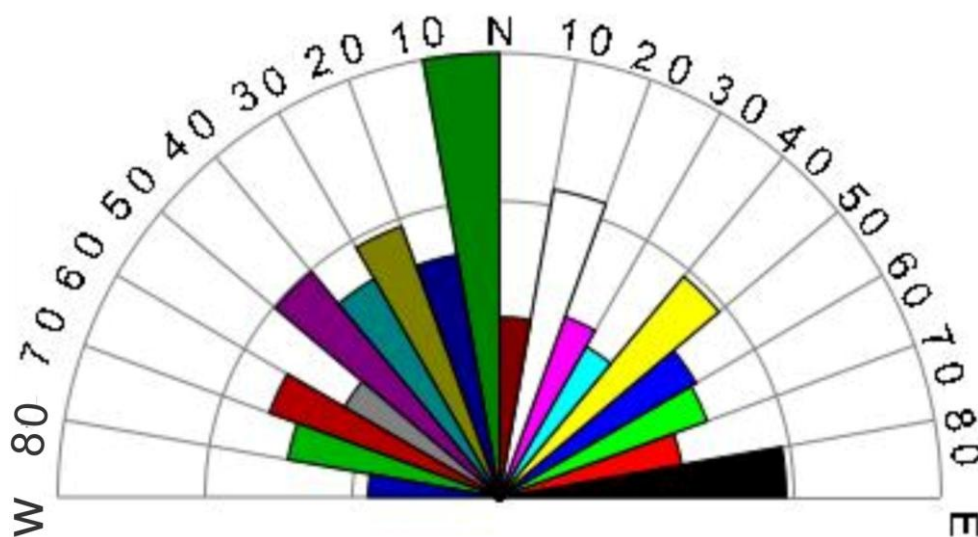


**Figura 29 - Modelo digital do terreno da Folha Sapé elaborado a partir das imagens SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) com lineamentos de relevo e drenagem na área do gráben do Cariatá.**

A partir de uma análise focada na correlação dos fotolineamentos com a litologia, verifica-se que, no Horst ao sul do gráben, os lineamentos estão mais concentrados nas áreas compreendidas pelo Complexo Sertânia (Pst), que é uma unidade metassedimentar característica do Terreno Alto Moxotó. Esta unidade se encontra no limite inferior do gráben e apresenta valores de densidade de fotolineamentos que variam entre 0,5 a 0,9. O complexo gnáissico-migmatítico também apresenta altas concentrações de lineamentos ainda em maior escala que o Complexo Sertânia com valores acima de 1,0 (Figuras 7 e 29). No Limite Norte da área, os lineamentos ocorrem em apenas na unidade litológica Serra do Jabitacá, composta por ortognaisses e migmatitos. Nesta unidade os valores da densidade de fotolineamento são elevados. Os mesmos variam entre 0,2 até 1,1. Já as coberturas eluvio-coluviais, que estruturam os pequenos tabuleiros que estão confinados no gráben, não apresentam estruturas lineares.

A partir da análise dos diagramas de rosáceas verificou-se que as cabeceiras de drenagem seguem dois padrões de comportamento: uma direção E-W, certamente adaptada à estrutura geral do Gráben e outra N-S, mais provavelmente decorrente do posicionamento obsequente da drenagem à noventa graus do coletor principal (Figura 30). Logo, esta direção não é tectônica, mas apenas uma resposta da drenagem lateral à circundenudação promovida

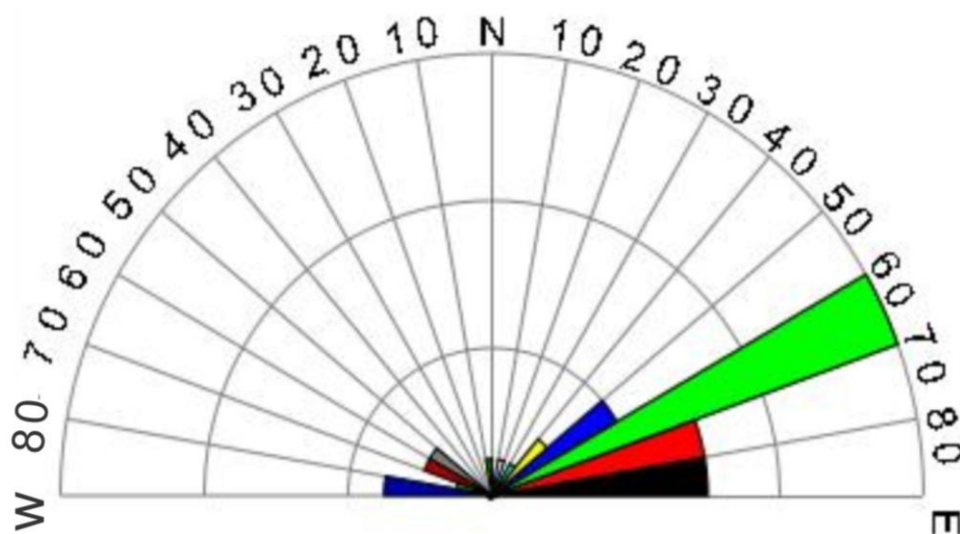
pelo rebaixamento do nível de base do gráben a Leste. Assim a erosão regressiva atuou em um contexto rebaixado de nível de base, truncando a cobertura sedimentar ao longo do eixo principal do rio Paraíba, enquanto que as drenagens de primeira ordem que demandam aquele coletor principal modelaram pequenos alvéolos cujas cabeceiras se estabeleceram a partir da linha de exudação do lençol freático, que se forma no contato entre o capeamento sedimentar e o embasamento subjacente. Neste mesmo contexto das drenagens que demandam o rio principal (rio Paraíba), pode-se observar um bloqueio dos exultórios dessas drenagens em função da maior taxa de sedimentação ao longo do eixo das planícies alúvio-coluvionares (subida momentânea do nível de base dos coletores principais) e uma incompetência dos drenos laterais de pequena dimensão (drenagem obsequente jovem).



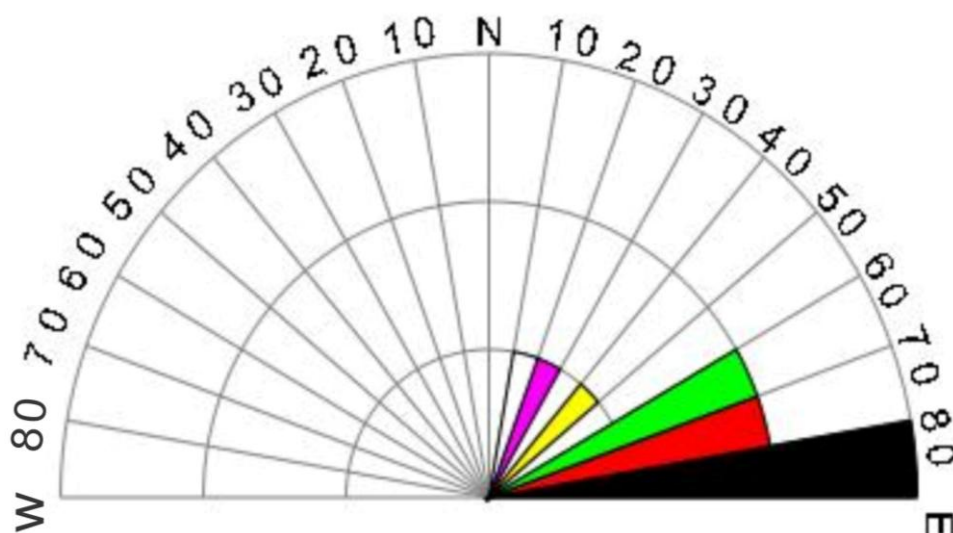
**Figura 30 - Diagrama de rosetas apresentando o direcionamento das cabeceiras de drenagem, os tributários do rio Paraíba.**

Observou-se também que os lineamentos são preferencialmente de direção E-W, direção estrutural predominante no leste da Província Borborema, associada à zona transversal contida entre os lineamentos Patos e Pernambuco. No entanto, secundariamente também ocorrem lineamentos de direção NE-SW de grande comprimento, associados às zonas de cisalhamento subordinadas aos lineamentos E-W (Figura 32). Os lineamentos NE-SW e NW-SE de maior tamanho também controlam a direção das cabeceiras de drenagem, mas a maior percentagem de pequenos lineamentos de cabeceira, na direção N-S sugere um controle mais evidente da própria morfologia das encostas como resposta às mudanças de nível de base ao longo do eixo da drenagem do rio Paraíba (Figura 32).





**Figura 31 - Direcionamento do relevo. Estes lineamentos correspondem as áreas norte e sul (Horst). Os lineamentos apresentam uma concordância com a posição geral do gráben (NE-SW).**



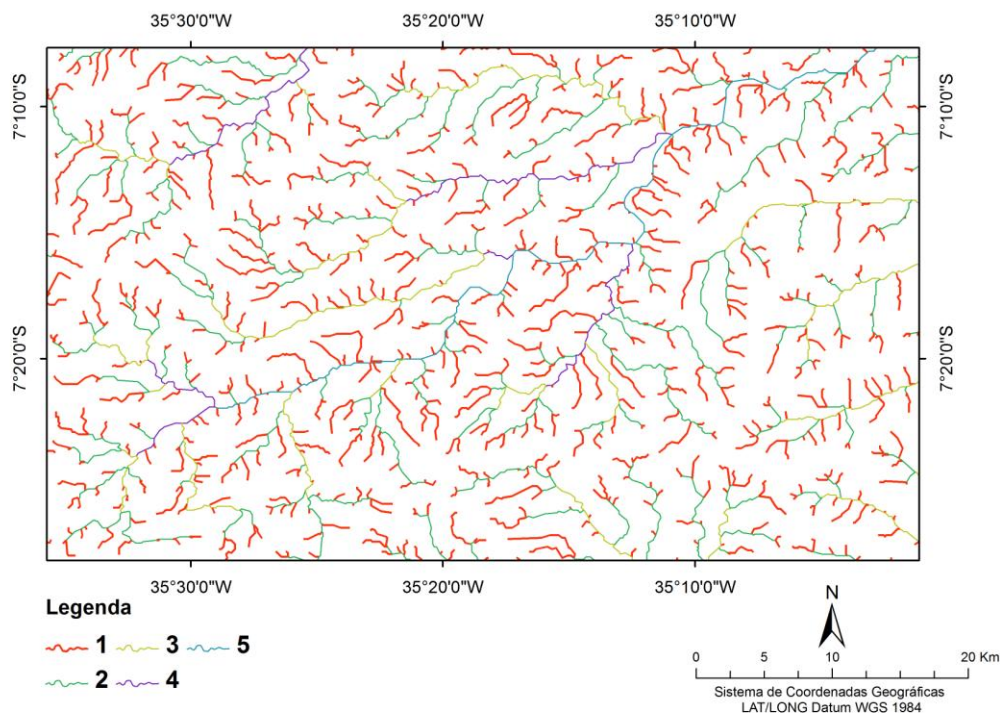
**Figura 32 - Direcionamento dos principais cursos fluviais do rio Paraíba, nota-se a presença de um direcionamento NE-SW, ou seja, a drenagem está em acordo com o posicionamento geral do gráben, a partir dos principais falhamentos controladores do relevo.**

## 4.4 ESTRUTURAÇÃO DA DRENAGEM

### 4.4.1 Hierarquia Fluvial

Em toda bacia de drenagem pequenos canais se juntam para a formação de canais mais largos. Assim, a hierarquia fluvial consiste em estabelecer as ordens dos canais ou cursos d'água no conjunto total da bacia hidrográfica. Isto é realizado para facilitar e tornar mais objetivos os estudos morfométricos. Quem primeiro propôs os critérios para a obtenção da ordenação dos canais foi Horton (1945). Desse modo os canais de primeira ordem possuem a menor unidade no sistema e não possuem tributários. Onde há confluência de dois canais de primeira ordem ocorre formação de um canal de segunda ordem. Assim com a junção de dois canais de segunda ordem o canal de terceira ordem será formado. Nesse sentido este princípio de unidade se aplica sucessivamente aos canais de ordem superiores. O conceito de ordem de canal não é tão simples quanto uma ordem numeral, na verdade são muitas as relações que estão envolvidas para que se desenvolvam os diversos canais. Em um sistema de drenagem bastante desenvolvido podemos prever com certa precisão que canais de primeira ordem e vales são muito mais numerosos que os outros canais de ordem superiores (STRAHLER, 1952). Essa ordenação, que foi proposta por Strahler, elimina o conceito de que o rio principal deve ter o mesmo número de ordem em toda a sua extensão e a necessidade de se refazer a numeração a cada confluência. Assim, o procedimento para obtenção de ordens dos canais é a seguinte: verifica-se que a rede de canais pode ser decomposta em segmentos discretos.

A análise morfométrica iniciou-se pela hierarquização dos canais fluviais. Cada linha de drenagem foi categorizada de acordo com sua ordem dentro da bacia e esta ordenação foi utilizada para descrever e dividir a rede de drenagem em partes que foram quantificadas e analisadas (Figura 33).



**Figura 33 - Hierarquia fluvial do gráben do Cariatá de acordo com metodologia de Strahler (1952).**

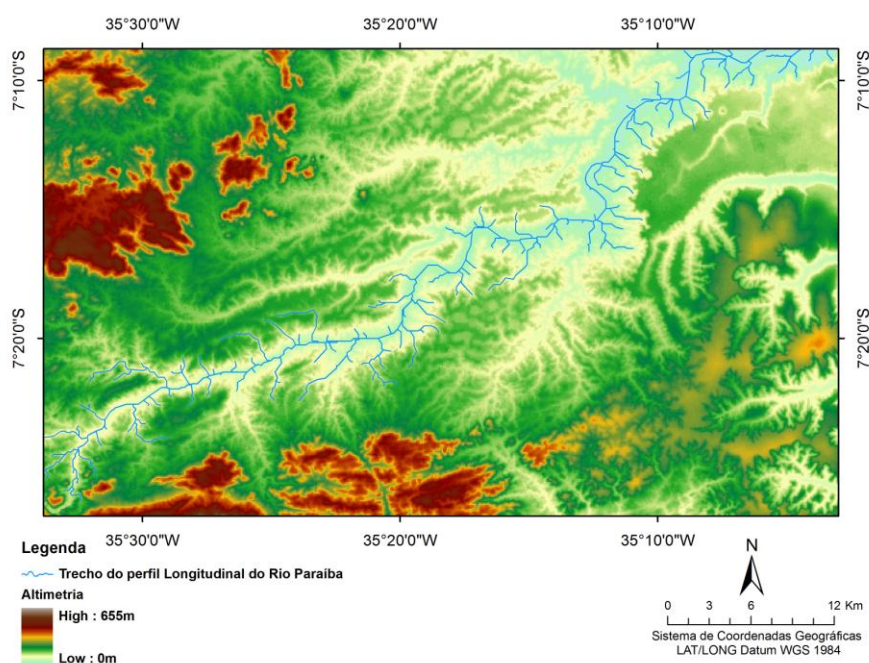
De acordo com a hierarquia fluvial proposta por Strahler (1952), a calha principal do rio Paraíba está inserida em diversas ordens de acordo com o trecho do rio e sua relação com os seus tributários ao longo do canal principal, o rio Paraíba apresenta uma variação que vai da 2ª a 5ª ordem, ou seja, é um rio de pequeno a médio porte. Há uma grande quantidade (340 canais) de canais de primeira ordem. Estes não possuem tributários e vão da sua nascente até a sua confluência com outros canais de 1º ordem, formando assim canais de 2º ordem, estes com um número de 103 canais ao longo do gráben. O rio Paraíba atua como o coletor principal da área e também como o nível de base local, recebendo cargas de sedimentos dos seus tributários de primeira e segunda ordem. A concentração de sedimentação ocorre principalmente na margem esquerda do rio principal sob a forma de barras arenosas.

#### 4.4.2 Análise do perfil longitudinal do rio Paraíba

Através do estudo dos perfis longitudinais é possível se fazer uma avaliação da influência neotectônica e estrutural sobre a esculturação do relevo e da rede de drenagem. A identificação detalhada dos controles morfoestruturais atuantes sobre a rede de drenagem

pode gerar subsídios para a elucidação dos elementos desencadeadores de deposição de unidades morfoestratigráficas. É importante salientar que mudanças no gradiente do fundo do vale causam mudanças no padrão do canal como, por exemplo, acima de um eixo de soerguimento o gradiente do canal e do fundo do vale são reduzidos enquanto que, abaixo desse eixo, eles aumentam. A partir do exposto acima, Burnett e Schumm (1983) verificam que os rios que drenam as áreas sobre influência neotectônica estão ajustando seu curso às mudanças de declividade e, segundo os autores, a sobreposição do perfil longitudinal a uma reta de melhor ajuste permite a visualização de áreas de subsidência e soerguimento.

Para se obter o perfil longitudinal do rio Paraíba na área do Gráben (Figura 34), utilizando a técnica de Burnett e Schumm (1983) foi feita a marcação de pontos na carta ao longo do canal principal do rio e posterior construção de uma planilha com os pontos cotados do rio. Foi realizado posteriormente o cruzamento desses pontos com os dados do SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*). Os dados foram tratados por meio dos Softwares AutoCad 2005 e ArcGis 9.1.

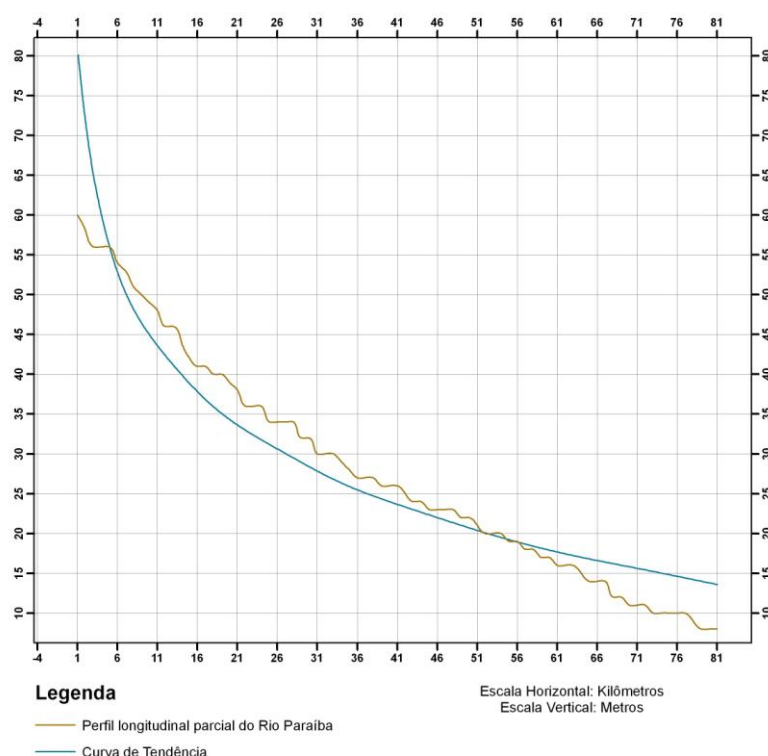


**Figura 34 - Imagem da área de estudo, com destaque para a linha vermelha, identificando o Trecho analisado do Rio Paraíba.**

Sendo uma das representações mais freqüentes de aspectos morfométricos de curso d'água, os perfis longitudinais dos rios são de fundamental importância para avaliar o grau de desenvolvimento geomórfico de uma rede de drenagem. (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004). Quanto mais for equilibrado o curso d'água, mais ajustado será seu perfil (op. cit.). A partir da análise do perfil longitudinal do Rio Paraíba é possível constatar que o mesmo apresenta

várias quebras e rupturas ao longo da linha de declividade e estas podem estar representando processos que estão deslocando o curso do rio do seu perfil de equilíbrio. Estas anomalias e irregularidades podem estar relacionadas à confluência de rio, à litologia com diferentes resistências ou à deformações recentes (neotectônica). Esta última é a mais provável tendo em vista que a área apresenta várias evidências de soerguimentos neoceno-zóicos, como os *knick-points* encontrados ao longo do rio (rebaixamento de nível de base).

Fazendo uma análise em paralelo com o perfil longitudinal do rio Paraíba (Figura 35) e os lineamentos de drenagem obtidos na área, vemos que nos lineamentos de drenagem (ao longo do Rio Paraíba) foram observados diversos joelhos de inflexão, *Knick-points*, rápidos e segmentos lineares. Isto evidencia uma reativação dos níveis de base locais a partir da drenagem coletora principal da região (Rio Paraíba), sendo também evidência de neotectônica. Foi observado ao longo do perfil longitudinal que as mudanças no gradiente do fundo do vale do rio em questão, causam mudanças no padrão do canal como, por exemplo, acima de um eixo de soerguimento o gradiente do canal e do fundo do vale são reduzidos enquanto que, abaixo desse eixo, eles aumentam. A partir do exposto acima podemos verificar que o rio Paraíba, que drena as áreas sobre influência de tectonismo recente, está ajustando seu curso às mudanças de declividade.



**Figura 35 - Perfil Longitudinal do Rio Paraíba: as rupturas e quebras indicam possíveis deformações crustais.**

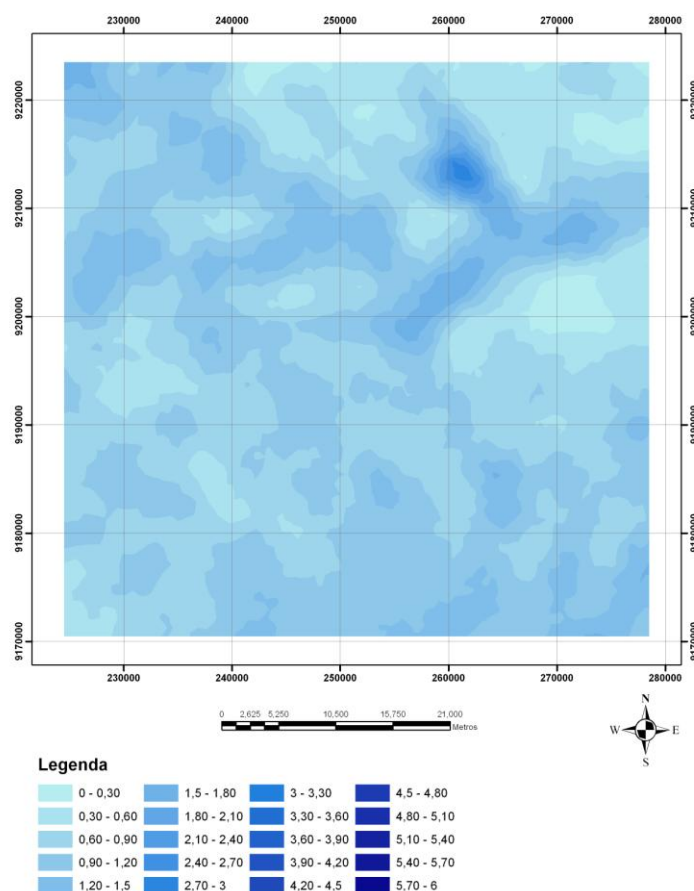
#### 4.4.3 Análise da densidade de drenagem

A partir do uso dessa técnica, foi possível fazer a identificação das áreas com altas ou baixas densidades de drenagem, estabelecendo um vínculo entre a drenagem e a litologia pela sobreposição em meio digital georreferenciado do mapa geológico ao de isovalores de densidade de drenagem. A análise da densidade de drenagem revelou que as áreas de maior densidade estão subordinadas às encostas, sofrendo ainda a influência da litologia subjacente. Os topos planos dos tabuleiros representam uma densidade de drenagem próxima a zero, o que demonstra o papel preponderante da infiltração neste compartimento.

Já os limites norte e sul do gráben apresentam grandes concentrações de drenagem. Na borda Norte, os ortognaisses e migmatitos da Serra do Jabitacá, respondem pelos valores elevados de densidade de drenagem, com valores que variam entre 1,2 à 1,5. Os Ortognaisses granodioríticos-granítico, apresentam valores menos elevados que variam entre 0,6 à 0,9.

O Limite Sul da área apresenta grande concentração de drenagem que corresponde ao Complexo Sertânia (metassedimentos) e ao Complexo gnáissico-migmatítico. Estas áreas respondem pelos setores mais elevados do gráben com valores que variam entre 0,6 à 1,2.

Foi verificado que o grau de permeabilidade das formações superficiais que estruturam a área reflete-se diretamente sobre a dissecação, evidenciando também o papel das variações locais das coberturas regolíticas sobre a rugosidade do relevo. As áreas exumadas a nordeste do gráben, com afloramento de uma unidade edafoestratigráfica laterítica, apresentaram os maiores índices de densidade de drenagem de toda a área, superando até mesmo os setores mais elevados ao sul do gráben. Os valores desta área variam de 3,2 à 6,0. Estas diferenças refletem o papel exercido pelas coberturas sedimentares neoceno-zóicas confinadas ao gráben, que evoluíram para a formação de mantos de alteração arenosos e, portanto, de menor densidade de drenagem (Figura 36).

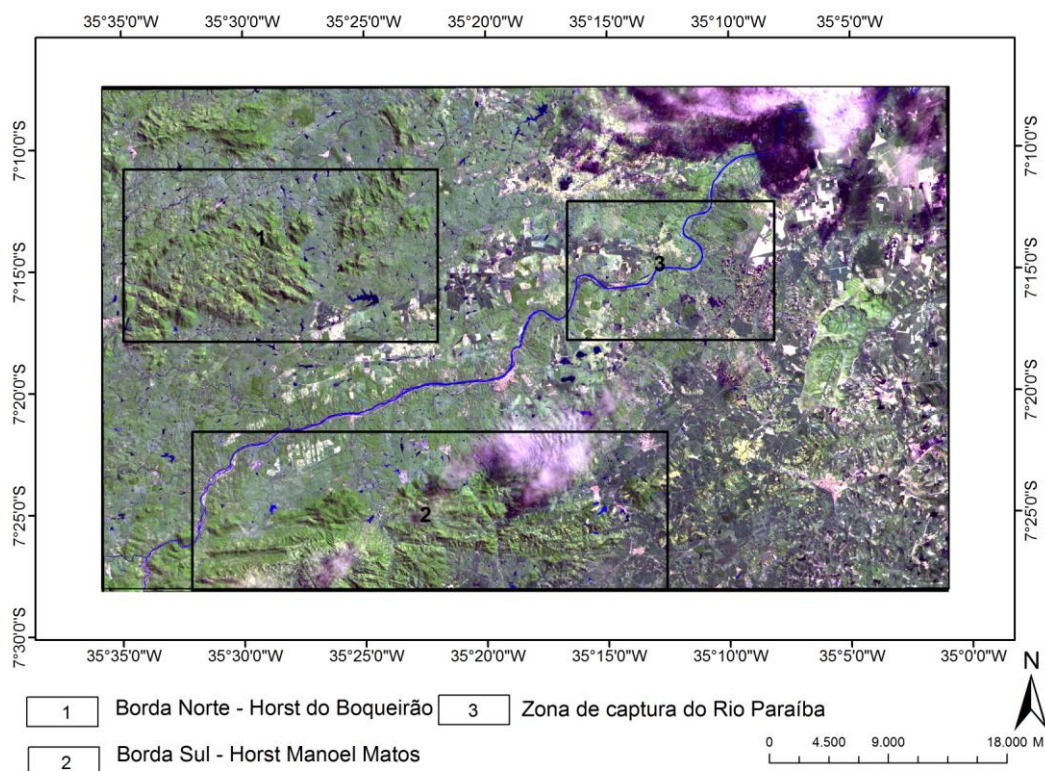


**Figura 36 - Mapa de Densidade de drenagem da Folha Sapé: as áreas de maior densidade estão subordinadas às encostas, os topos planos dos tabuleiros representam uma densidade de drenagem próxima à zero.**

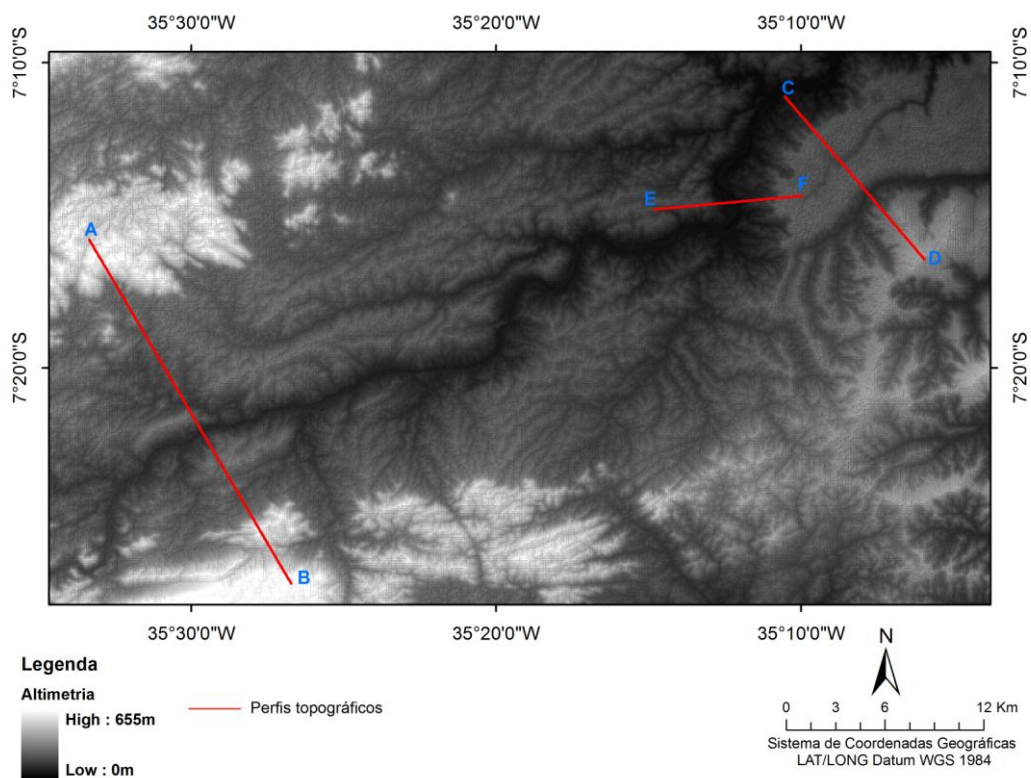
#### 4.5 COMPARTIMENTAÇÃO MORFOTECTÔNICA

A partir da elaboração do mapa de compartimentos morfotectônicos foi possível identificar várias anomalias geomorfológicas de acordo com a metodologia sugerida por Goy *et al.* (1991). As anomalias referidas indicam a ocorrência de atividade neotectônica. As feições encontradas foram: escarpas de falha e lineamentos; vales lineares e facetas triangulares e trapezoidais ao longo das encostas; depósitos superficiais deformados; capturas de drenagem; anfiteatros de erosão; cristas e vales. Para melhor visualização e interpretação do mapa morfotectônico, o mesmo foi dividido em três compartimentos: *Horst* do Boqueirão, *Horst* Manuel Mattos e Zona de Captura (Figura 37). Para auxiliar a interpretação das feições morfotectônicas, foram traçados três perfis do gráben, nas áreas relativas aos compartimentos estudados (Figura 38).





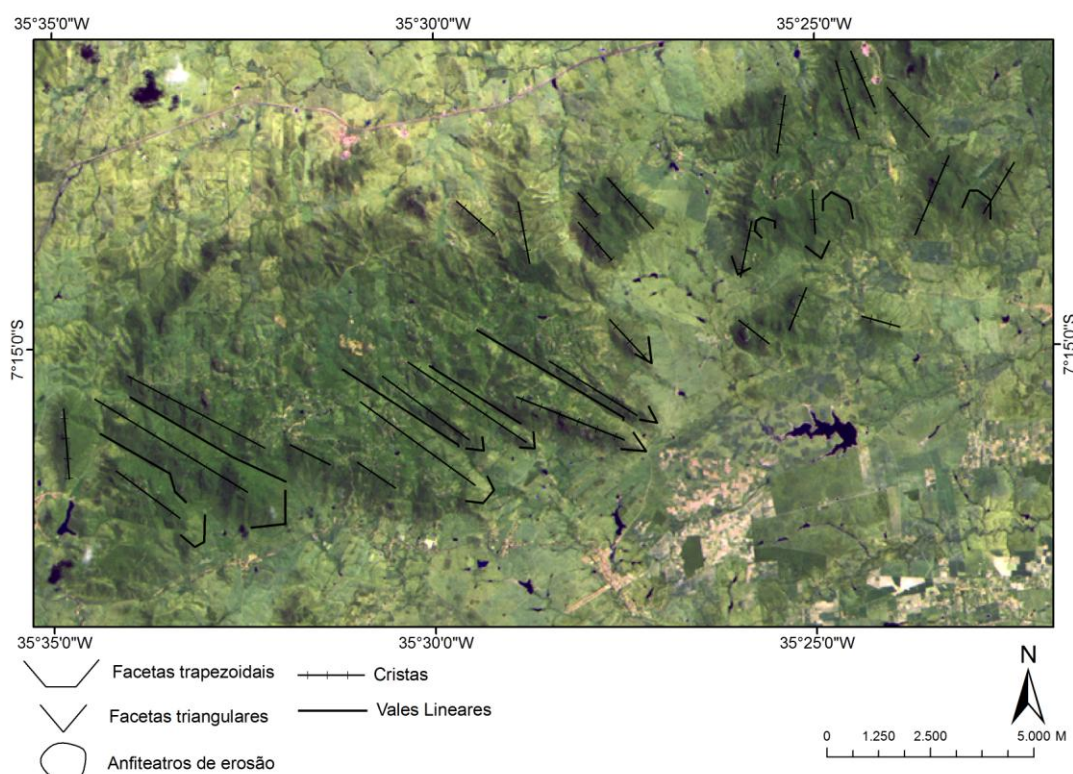
**Figura 37 - Esta imagem mostra os três compartimentos morfotectônicos estabelecidos para a interpretação das feições derivadas de provável tectonismo cenozóico.**



**Figura 38 - Localização dos perfis no contexto do gráben do Cariatá. Perfil A-B mostra a superfície geral do gráben. Perfil C-D demonstra a assimetria do antigo vale do rio Paraíba. Perfil E-F corresponde a área de captura do rio Paraíba.**

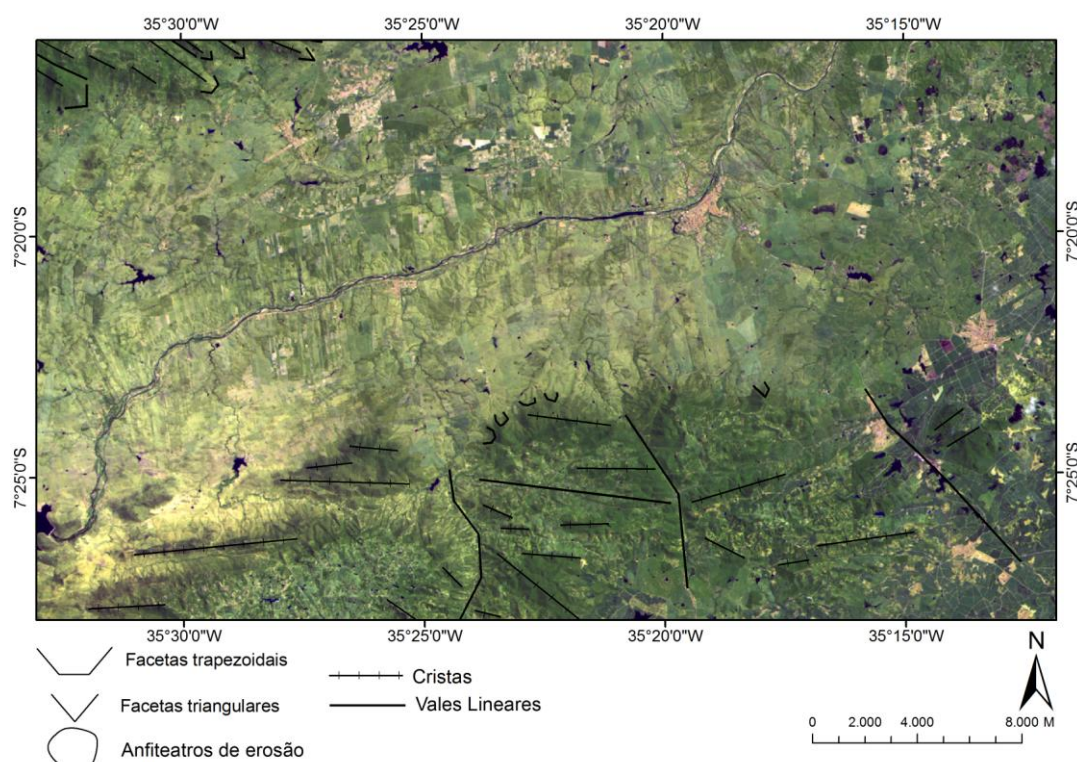


**Horst do Boqueirão (Figura 39)** – A borda norte do gráben está sob o contexto dos pedimentos dissecados e piemontes que antecedem o Planalto da Borborema. Nesta área foram encontradas evidências de um forte recuo da escarpa controlada pela falha normal de São José dos Ramos de direção NE-SW. Nesse setor ocorre uma faixa milonítica e brechas de falha, que são bastante susceptíveis à erosão facilitando a formação de vales retilíneos. Esta falha controlou a sedimentação neogênica confinada ao gráben, além de constituir o seu limite extremo setentrional. O recuo da escarpa do horst neste setor é marcado pela ocorrência de diversas facetas trapezoidais e triangulares na base dos maciços residuais, indicando ainda que a posição da superfície contemporânea da escarpa evoluiu de forma remontante a partir da falha. Os anfiteatros de erosão que ocorrem nestes maciços sob a forma de cabeceiras em alvéolos sugerem que estas foram prováveis áreas fontes dos sedimentos que recobrem os pequenos divisores tabulares confinados no gráben (Lamito). Esta unidade litoestratigráfica está ligada a picos de intensa precipitação ocorridos durante o último estadal (BEZERRA *et al.*, 2008). Os vales lineares apresentam-se concordantes à direção geral do relevo, indicando um controle da estrutura sobre a rede de drenagem local. Com a análise dos lineamentos de relevo de drenagem podemos observar uma concordância de direção entre os mesmos.

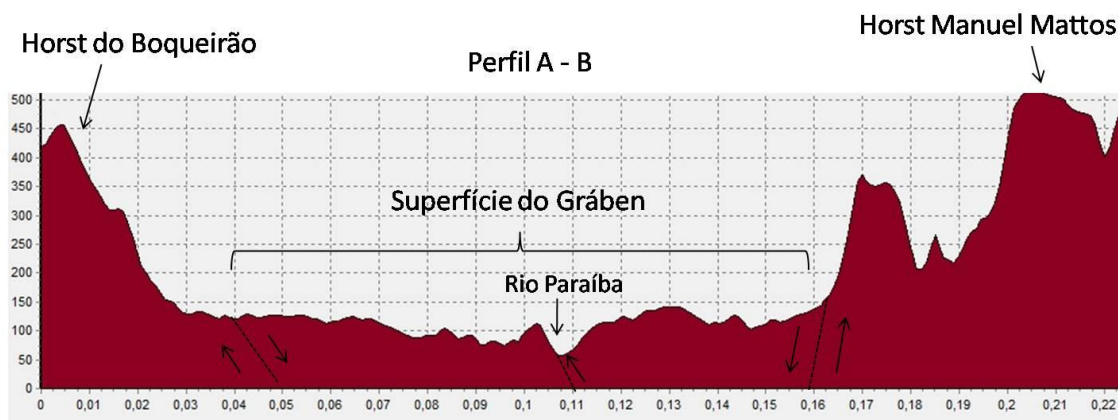


**Figura 39 - Horst do Boqueirão, na borda norte do Gráben: nota-se a concentração de vales retilíneos. O recuo da linha de falha é evidenciado pelas facetas triangulares e trapezoidais.**

**Horst Manuel Mattos (Figura 40 e 41)** – No *Horst* de Manuel Mattos (borda sul do gráben, estruturado pela falha de Camutanga, um zona de cisalhamento transcorrente dextral) não há presença de facetas triangulares ou trapezoidais. O recuo da escarpa não é tão intenso em relação ao limite norte do gráben. As rochas que estruturam o Horst sul fazem parte do complexo Sertânia. Esta é uma unidade metassedimentar e metavulcânica, característica do Terreno Alto Moxotó (BRITO NEVES *et al.*, 2004). Ele trata-se de uma sequência eminentemente metapelítica de grau metamórfico médio e forte, sendo extremamente migmatizada (SANTOS *et al.*, 2002). Outra unidade que se faz presente é o complexo gnáissico-migmatítico, configurando exposições de ortognaisses tonalíticos e granodioríticos supostamente paleoproterozóicos, mas retrabalhados no meso e neoproterozóico. Nesse contexto estrutural, há um controle evidente das unidades metassedimentares e do complexo Sertânia sobre o recuo da escarpa do *Horst* sul. Neste setor ocorrem longas cristas e as mesmas coincidem com o *trend* regional das faixas de cisalhamento de direção E-W. No entanto os vales encontrados na área cortam o relevo na direção N-S, dissecando ativamente as cristas e encostas de direção E-W. A drenagem encaixada nesses vales se apresenta de forma obsequente, a controlar a exumação dos sedimentos que estruturam os tabuleiros. Vale ainda ressaltar que grande parte da sedimentação neógena na margem direita do rio Paraíba foi evacuada.



**Figura 40 - Horst Manuel Mattos, na borda sul do Gráben, não há um forte recuo da escarpa nesse setor por conta de um controle das rochas que sustentam o Horst sul.**

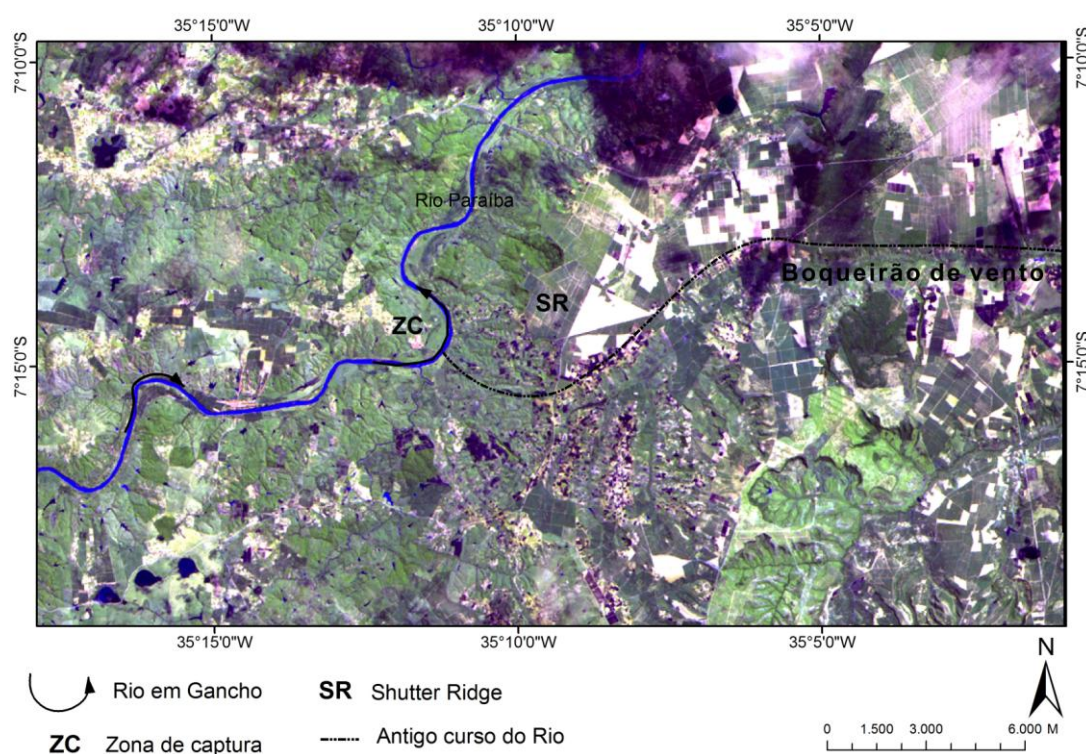


**Figura 41 - O perfil A-B demonstra a superfície geral do gráben, com os tabuleiros pleistocênicos, o rio Paraíba atuando como o nível de base local e os Horst Norte e Sul.**

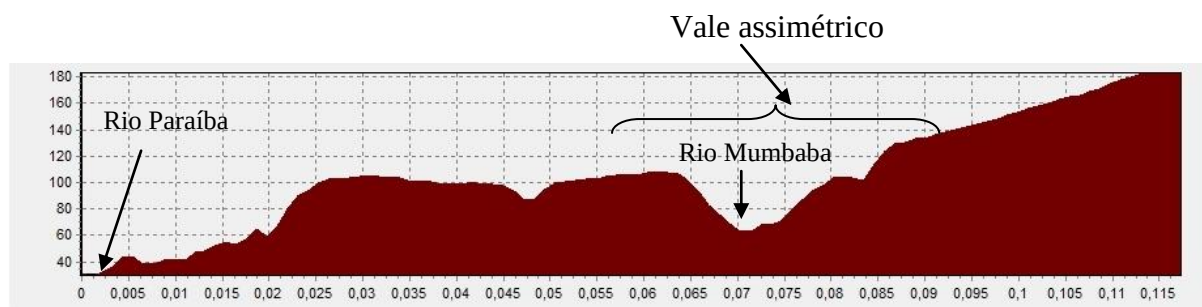
**Zona de Captura do Rio Paraíba (Figuras 42, 43 e 44)** – Os sistemas fluviais são bastante sensíveis a movimentos crustais, podendo ocorrer migração de canais, rios em gancho e formação de lagos marginais, como respostas às alterações na inclinação de uma superfície. Nesta área há várias ocorrências de captura de drenagem por parte do coletor principal da área, o rio Paraíba. No trecho imediatamente à montante do gráben, a direção principal do rio é N-S, invertendo-se bruscamente para E-W na área deste estudo. Nas áreas próximas às capturas observa-se o bloqueio das drenagens laterais que demandam o Paraíba provavelmente em



função da maior taxa de sedimentação ao longo do eixo principal da planície. A resposta hidrológica deste bloqueio é a formação de lagoas e áreas de drenagem com afloramento dos níveis freáticos. Nas proximidades da cidade de São Miguel de Itaipu ocorre a captura mais notável do rio Paraíba, sendo possível observar na paisagem a ocorrência de um boqueirão de vento sobre-elevado por onde antes passava a calha do rio no sentido leste. À jusante da captura o antigo vale do rio Paraíba permaneceu com direção E-W agora ocupado pelo rio Mumbaba, de pequena extensão longitudinal e baixa vazão. A nascente do Mumbaba ocorre em meio a um vale suspenso (boqueirão de vento) à jusante da qual já se estabelece uma planície com mais de 100 metros de largura. Neste trecho observam-se ainda terraços escalonados bastante desconectados em altimetria do nível contemporâneo da calha do Mumbaba. Este evidente rebaixamento do nível de base à leste da inflexão do Paraíba pode ter sido uma das causas da mudança de orientação no seu curso. Nesta região foram feitas as coletas de sedimentos para análise granulométrica, morfoscópica e datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).



**Figura 42 - Zona de captura da drenagem do rio Paraíba. Presença de vários barramentos da drenagem. Destaque para a captura do coletor principal, o rio Paraíba, e sua antiga planície atuando como um boqueirão de vento.**



**Figura 43 - Perfil C-D mostrando a assimetria do antigo vale do Paraíba. A margem direita encontra-se bem mais ressaltada na paisagem.**

No perfil C-D é possível observar a assimetria do antigo Vale do Rio Paraíba, a sua margem direita encontra-se bem mais ressaltada na paisagem em relação à margem oposta. Também é possível notar as diferenças de altimetria que se encontram o rio Mumbaba e o rio Paraíba, estes com fluxo paralelo entre si. O rio Mumbaba encontra-se em uma cota em torno dos 70 metros e o rio Paraíba em torno dos 20 metros. Esta situação, de assimetria do vale e desnível dos leitos dos rios, sugere que pode ter ocorrido duas situações distintas em termos de evolução desse setor à leste do gráben. Primeiro, a borda leste do gráben teria sofrido um processo de flexura, o que soergueu todo este setor do gráben, contribuindo para a captura do rio principal, o rio Paraíba, esta flexura, explicaria a assimetria do vale e captura do rio Paraíba. Por último, este evento de flexura, ocasionou um aumento do desnível altimétrico nesta área, na porção à nordeste do gráben, onde o rio Paraíba tem o seu fluxo paralelo ao Mumbaba, teve o seu nível rebaixado. Desse modo o rio Paraíba passou a ter uma maior incisão nesta área. Isto pode explicar a diferença altimétrica entre os dois rios nesta porção do gráben.



**Figura 44 - Perfil E-F indica a área de captura do rio Paraíba, nesse trecho há ocorrência de uma grande sedimentação nas barras laterais dos rios, com presença de níveis de terraços fluviais (T1 e T2).**

Neste setor, onde o rio Paraíba foi capturado, é notável também uma assimetria do vale, sendo a margem direita a mais elevada, em concordância com a situação encontrada no antigo vale do rio Paraíba, onde atualmente o rio Mumbaba tem o seu fluxo. Isto corrobora ainda mais com a idéia de soerguimento desta porção do gráben. Nesta margem com maior

ressalto na paisagem, não encontramos nenhum capeamento sedimentar, e sim, o afloramento de rocha cristalina ao longo de vertente, até as proximidades do rio leito do rio Paraíba, o que demonstra uma declividade bem maior desse vale, o que corrobora com a presença de rochas do embasamento, pois o capeamento sedimentar que haveria neste setor teria sido dissecado.

#### 4.6 IDADES ESTABELECIDAS PARA O GRÁBEN DO CARIATÁ

Foram encontradas duas idades obtidas por LOE para depósitos estudados nesta pesquisa, cuja gênese e cronologia podem servir de instrumento para a elucidação da evolução geomorfológica da área. A primeira data encontrada refere-se a um terraço arenoso no nível topográfico mais baixo do plano aluvial do rio Mumbaba. O perfil no qual foi feita a coleta se encontra a apenas 20 metros do canal atual do rio Mumbaba e pela sua proximidade e extensão lateral em relação ao curso do rio, assume-se que o mesmo seja já fruto da deposição do canal hodierno.

A outra data está relacionada a um pacote sedimentar próximo à cidade de Pilar. Este pacote se caracteriza como um fluxo de detritos a uma distância de aproximadamente 70 a 100 metros dos terraços do rio Paraíba. Este material recobre as ombreiras que antecedem o topo tabular no qual se encontra a cidade Pilar (Figuras 45 e 46).



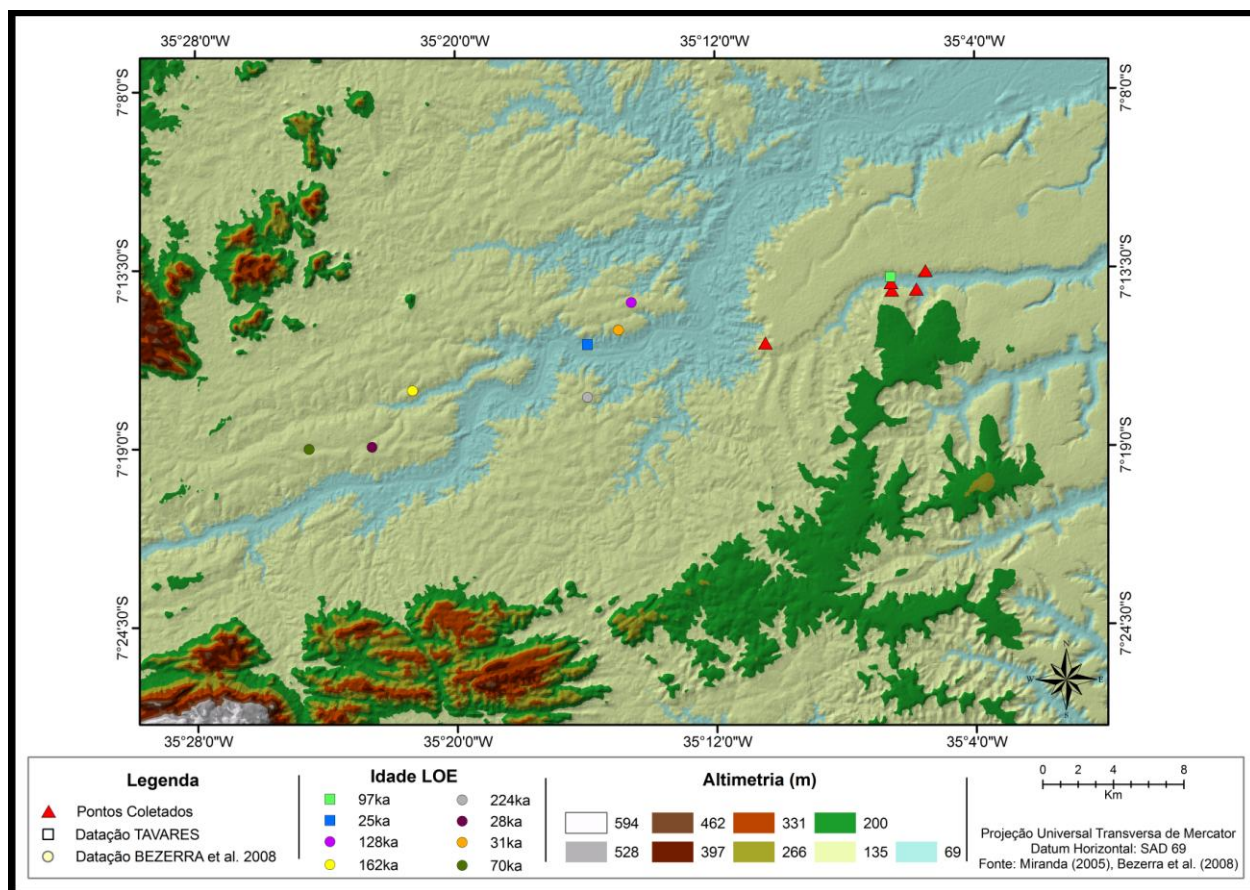


Figura 45 - Mapa de localização dos pontos de coleta.

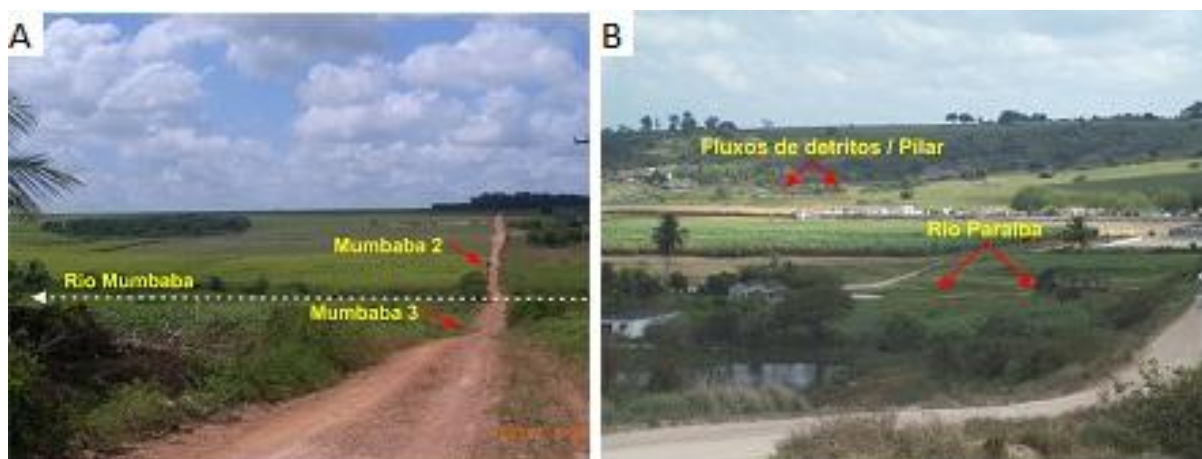


Figura 46 - Pontos de localização das coletas de datação. Figura A: o ponto Mumbaba 3 teve a idade de 97ka. Figura B: o ponto Fluxo de detritos/Pilar teve a idade de 25ka.

A relação das idades com o material sedimentar e sua posição na paisagem geomorfológica será realizada neste mesmo capítulo, na sessão de análise sedimentológica

#### 4.7 ANÁLISE DOS DADOS SEDIMENTOLÓGICOS

Foram feitas as análises sedimentológicas das amostras para determinação da granulometria, morfoscopia e parâmetros estatísticos dos sedimentos estudados. Os valores de curtose, seleção de material e assimetria foram calculados de acordo com a metodologia de Folk e Ward (1957) no *software* Sysgran 3.0.

As classes modais para a matriz dos sedimentos estudados (fração areia e silte/argila) refletiram tanto o processo quanto a maturidade dos sedimentos, com predomínio de classes modais entre areia fina, muito fina, média e grossa.

A análise morfoscópica foi inicialmente utilizada para a determinação do grau de arredondamento, esfericidade e mineralogia dos grãos. Este procedimento permite caracterizar qualitativamente e quantitativamente o material, possibilitando a identificação tanto sobre a natureza dos depósitos como do tipo de processos atuantes.

As amostras nas quais foram analisadas a morfoscopia estão elencadas logo abaixo, com cada amostra tendo uma descrição a respeito das características constituintes. A classe granulométrica usada nas análises foi a fração areia Média (Tabela 4).

**Tabela 4 - Descrição das características morfoscópicas das amostras do gráben do Cariatá**

| Amostra                                 | Mineralogia                       | Arredondamento                 | Esfericidade  | Brilho     |
|-----------------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------|---------------|------------|
| <b>Mumbaba 2</b>                        | Variação de grãos de Quartzo      | Angulosos a subarredondados    | Alta          | Brilhantes |
| <b>Mumbaba 3</b>                        | Predominância de grãos de Quartzo | Subarredondados a arredondados | Baixa         | Brilhantes |
| <b>Divisor Mumbaba/Paraíba I (topo)</b> | Predominância de grãos de Quartzo | Subarredondados a arredondados | Alta          | Brilhantes |
| <b>Divisor Mumbaba/Paraíba II</b>       | Predominância de grãos de Quartzo | Angulosos a subangulosos       | Média a Alta  | Brilhantes |
| <b>Divisor Mumbaba/Paraíba III</b>      | Predominância de grãos de         | Angulosos a subangulosos       | Média a Alta  | Brilhantes |
| <b>Divisor Mumbaba/Paraíba IV</b>       | Predominância de grãos de Quartzo | Subarredondados a arredondados | Alta          | Brilhantes |
| <b>Fluxo de Detritos I</b>              | Predominância de grãos de Quartzo | Subarredondados a arredondados | Média a alta  | Brilhantes |
| <b>Fluxo de Detritos II</b>             | Predominância de grãos de Quartzo | Angulosos/Subangulosos         | Baixa e Média | Brilhantes |

A análise morfoscópica nas amostras dos terraços erosivos, do divisor do rio Paraíba/Mumbaba e de amostras de fluxo de detritos demonstrou uma variação de grãos de quartzos angulosos, subangulosos, arredondados e subarredondados como uma esfericidade



alta em todas as amostras coletadas. Esses dados refletem que os sedimentos com alta esfericidade foram bem trabalhados pelos fluxos de transporte. Desse modo podemos dizer que a área fonte desses materiais não estão próximas o bastante da área de deposição. O arredondamento dos materiais apresentou uma grande variedade com predominância de grãos de quartzo em praticamente todas as amostras dos terraços erosivos.

A análise morfoscóica dos grãos de quartzo (nas frações areia média) no sedimento mostrou o predomínio de esfericidade alta, com textura superficial bastante polida, com aspecto brilhante, arredondados, angulosos e sub-angulosos. Estas características sugerem que o sedimento sofreu transporte por distância moderada a alta.

As avaliações da dispersão das porcentagens granulométricas, segundo Folk & Ward (1957), para a matriz dos sedimentos estudados (fração 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. Então como dito anteriormente, os sedimentos dos terraços erosivos são muito pobremente selecionados, isto, devido à grande variação no tamanho das partículas constituintes, variando de areia argilosa, areia e areia siltica.

O diagrama de Pejrup mostra que a hidrodinâmica do processo de sedimentação variou de alta a muito alta. Isto sugere que o ambiente deposicional foi de baixa viscosidade e fluidez, condizente aos ambientes de transporte fluvial de fluxo de detritos.

A curtose gráfica reflete o grau de achatamento da distribuição granulométrica em comparação com a curva de distribuição normal, curva em sino. Segundo McCanus (1988), curvas muito achatadas de sedimentos pobremente selecionados ou aqueles de distribuição polimodais são platicúrticas enquanto que as curvas de amostras extremamente bem selecionadas nos setores centrais de distribuição são leptocúrticas. No gráben, mais especificamente no antigo vale do rio Paraíba, os sedimentos são muito pobremente selecionados. Assim a curtose apresenta uma variação que passa de mesocúrtica para muito platicúrtica.

O sinal de assimetria fornece indicações sobre a natureza do fluxo transportador dos sedimentos, se unidirecional (assimetria positiva) ou bidirecional (assimetria negativa). Os terraços apresentaram uma assimetria com valores bastante variáveis. Com valores aproximadamente simétricos, positivos e negativos. Essa assimetria variável evidencia ora a presença dos finos, ora a de partículas mais grossas. No caso da assimetria muito positiva, os depósitos refletem as condições de clima tropical semi-árido, que segundo Corrêa (2001), os

depósitos de cascalho podem ser formados por remoção de fácies argilo-sílticas resultando de processos como a erosão laminar com evacuação de finos e formação de fluxos de detritos de baixa viscosidade (Tabela 5).

**Tabela 5 - Parâmetros estatísticos Segundo Folk & Ward (1957) das amostras coletadas no Gráben do Cariatá**

| Amostras                    | Curtose            | Assimetria     | Grau de Seleção                |
|-----------------------------|--------------------|----------------|--------------------------------|
| <b>Mumbaba 2 - I</b>        | Muito platicúrtica | Muito negativa | Pobrememente selecionado       |
| <b>Mumbaba 3 - I</b>        | Mesocúrtica        | Muito negativa | Pobrememente selecionado       |
| <b>Fluxo de Detritos I</b>  | Muito platicúrtica | Simétrica      | Muito pobrememente selecionado |
| <b>Fluxo de Detritos II</b> | Muito platicúrtica | Positiva       | Muito pobrememente selecionado |
| <b>D. Mumbaba PB - I</b>    | Muito platicúrtica | Muito positiva | Pobrememente selecionado       |
| <b>D. Mumbaba PB - II</b>   | Platicúrtica       | Muito negativa | Pobrememente selecionado       |
| <b>D. Mumbaba PB - III</b>  | Muito platicúrtica | Negativa       | Muito pobrememente selecionado |
| <b>D. Mumbaba PB - IV</b>   | Mesocúrtica        | Muito negativa | Pobrememente selecionado       |

No setor do gráben à leste, onde se encontram os terraços erosivos do antigo rio Paraíba, há ocorrência de uma unidade de crosta laterítica estruturando os topos dos tabuleiros que circundam a planície do rio Mumbaba (antigo rio Paraíba). Esta crosta se encontra diretamente sobreposta ao embasamento cristalino exumado. A presença dessa unidade neste setor do gráben corrobora a teoria de flexura da porção leste da área. Pois neste setor há a captura do rio Paraíba, a qual acarretou no abandono de sua antiga planície aluvial, atualmente bastante larga, após este trecho o rio segue o seu curso para norte. A presença dessa crosta no topo indica que a sedimentação que estaria sobreposta a ela foi exumada. Os depósitos nesta área são da Formação Beberibe e compõem a base da Bacia da Paraíba. Assim este capeamento sedimentar foi retirado restando apenas a crosta sobre o embasamento, sugerindo que esta superfície seria um remanescente da Superfície Gondwana, pré-rifteamento (Figura 47 e 48).





**Figura 48 - Crosta laterítica recobrindo os níveis de terraço do antigo Vale do rio Paraíba.**

Nos sedimentos amostrados encontram-se manchas de mosqueamento e presença de crosta laterítica. A ferruginosidade é uma evidência de uma flutuação do lençol freático, no caso a descida do lençol freático estaria ligada à mudança do curso do rio Paraíba por conta da sua captura e posterior abandono do antigo vale fluvial.

O nível mais baixo do terraço do antigo vale do rio Paraíba se encontra a apenas poucos metros do canal do rio Mumbaba, indicando que este terraço pertence ao rio Mumbaba, enquanto que os terraços superiores em cotas de mais de 100 metros, sugerem terem sido outrora do rio Paraíba.

A Idade encontrada neste material foi de 97 mil anos (Pleistoceno Superior), o material datado se faz presente como um depósito de extravasamento do rio. Os sedimentos são arenosos sem estratificação, com areia fina no topo do perfil e na base uma areia grossa indicando diminuição da velocidade de deposição (Figura 49). O material da base apresenta um mosqueamento e presença de pequenos clastos envoltos de uma massa areno-argilosa (lamito).



A partir da idade encontrada pode-se afirmar que o rio Mumbaba já teria o seu fluxo estabelecido no vale do antigo rio Paraíba há pelo menos 100 mil anos. Este terraço é posterior ao barramento do rio Paraíba, mostrando que o barramento e conseqüente formação do boqueirão de vento são anteriores a esse evento de deposição de terraços do rio Mumbaba. A idade também apresenta uma proximidade com os fluxos de detritos datados por Bezerra *et al.* (2008) nos quais estes seriam derivados de processos decorrentes de episódios interglaciais e/ou interestaduais de temperatura semelhante a atual. Estes depósitos estudados por Bezerra *et al.* (op. cit.), de acordo com a sua sedimentologia, apresentam uma estrutura decorrente de uma evacuação de finos e deposição de um fluxo de detritos de baixa viscosidade. Podemos afirmar que os eventos que propiciaram a deposição dos fluxos de detritos confinados no gráben também podem ter colaborado para a deposição de sedimentos nos terraços do rio Mumbaba.

As amostras coletadas no divisor rio Mumbaba e rio Paraíba, indicaram a presença de um lamito seixoso, com presença de crostas ferruginosas, esta sofrendo dissolução. O que se observa no pacote sedimentar é uma estratificação planar cruzada típico de depósito de barras, proveniente do antigo ambiente fluvial do rio Paraíba que então corria para leste neste setor (Figura 50).

A análise granulométrica das amostras do divisor Mumbaba/Paraíba mostra que os sedimentos são pobremente e muito pobremente selecionados devido a grande variação do tamanho das partículas, ora uma areia argilosa, areia siltica e presença de pequenos seixos de crosta ferruginosa. A morfoscopia dos sedimentos revelou uma grande quantidade de quartzo predominante em todas as amostras. Os materiais apresentaram uma esfericidade alta, com grãos sub-arredondados e arredondados. Assim como os sedimentos dos terraços erosivos, a análise sedimentológica sugere que esses sedimentos sofreram transporte por uma distância moderada. Esses materiais apresentam uma consistência bastante rígida, o que pode indicar que estes materiais são bastante antigos, podendo ser anterior aos dois eventos de deposição do gráben (lamito e fluxo de detritos), mas salientando que a presença de um depósito de barras em uma altitude de 120 metros corrobora a hipótese de que a borda leste do gráben foi flexurada e este alçamento a leste contribuiu para o barramento do rio Paraíba. Lembrado que o divisor Mumbaba/Paraíba, se encontra a 120 metros de altitude, numa área com uma declividade elevada, com o setor mais suave à leste, enquanto que a vertente mais inclinada se encontra a oeste. Com este forte declive, podemos encontrar a rocha matriz aflorando na superfície. O processo de erosão/denudação foi intenso nesta vertente, não se encontrando depósitos superficiais neste setor, apenas no topo do divisor.



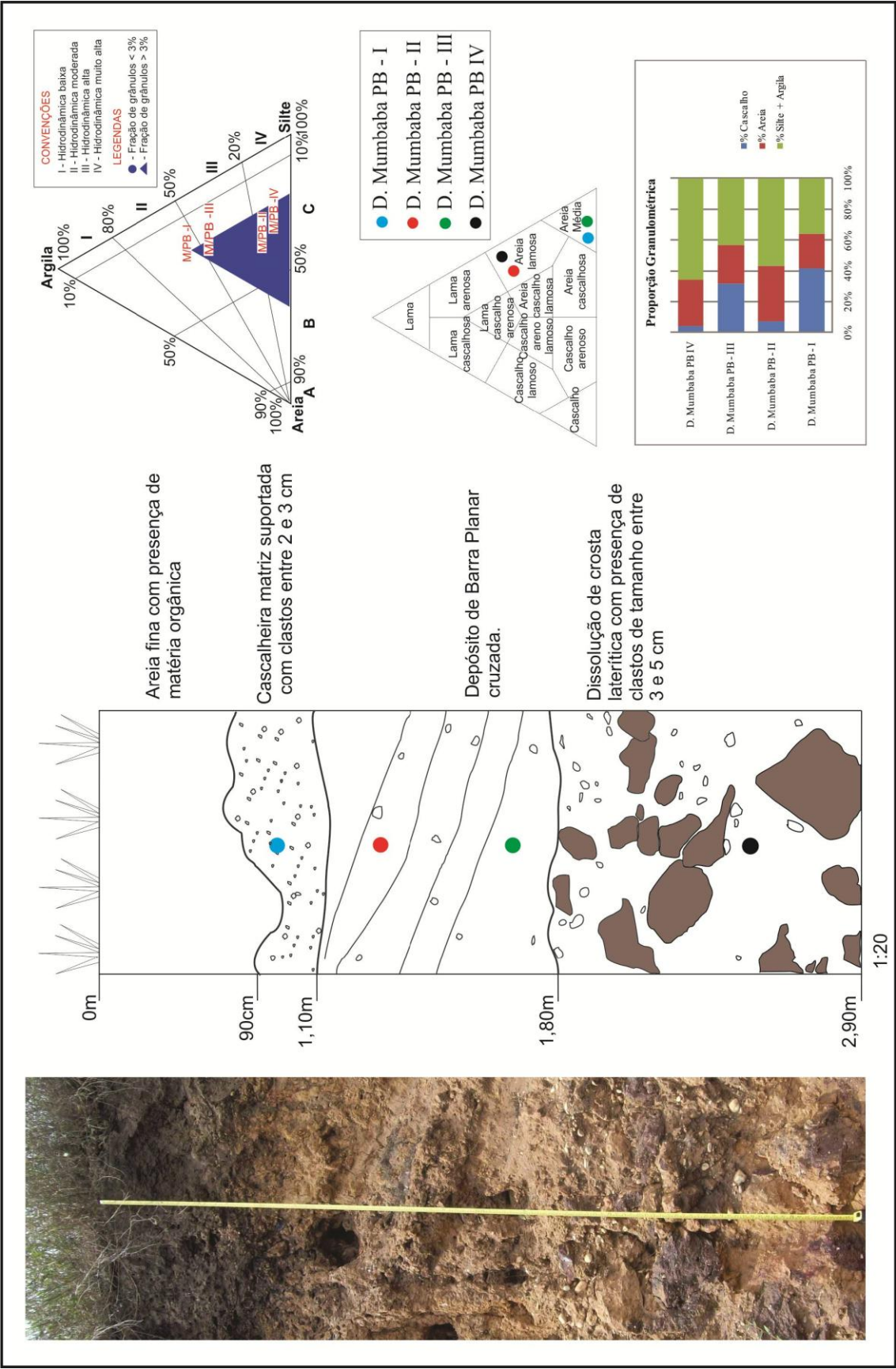


Figura 50 - Perfil do divisor do rio Mumbaba/rio Paraíba onde ocorre presença de Lamito seixoso e blocos de crosta laterítica.

As amostras de fluxo de detritos (*debris flows*) foram coletadas na região próxima a Pilar, logo acima dos terraços da margem esquerda do rio Paraíba. Nesta área são encontrados depósitos de lamito apresentando estruturas de fluidificação (elutriação), demonstrando que os depósitos de Lamito sofreram deformações recentes, já que estes depósitos apresentam idades de 22 a 110 Ka segundo Bezerra *et al.* (2008).

No entanto, nesta pesquisa encontramos depósitos de fluxo de detritos situados em um nível abaixo do Lamito. O fluxo de detritos se apresentou com um predomínio de areia média em sua matriz, com presença de seixos distribuídos de maneira heterogênea em matriz psamítica-pelítica, sem apresentar contato entre suas arestas. Os seixos são em geral arredondados e sub-angulosos. O material é muito pobremente selecionado e com assimetria positiva. A morfoscopia indicou que esta litofÁCIE contém grãos com esfericidade média a alta. Os depósitos de fluxo de detritos segundo Bezerra *et al.* (op. cit.) foram elaborados a partir de uma erosão e deposição cíclica do manto de intemperismo sob regime gravitacional de alta energia. Ainda segundo esse autor esses depósitos estão provavelmente associados a eventos pluviais máximos de baixa recorrência dentro de um padrão climático homólogo ao contemporâneo.

Foi encontrada uma idade de 25 Ka AP para o fluxo de detritos próximo a Pilar (Figura 51). Este depósito, no entanto, apresenta uma idade bastante diferente da idade encontrada para o fluxo de detritos que estrutura a base dos tabuleiros confinados no gráben. As idades encontradas por Bezerra *et al.* (op. cit.) para estes depósitos variaram de 125 a 225 Ka. AP. Observa-se, porém, que a idade obtida para o fluxo de detritos da base da encosta em Pilar está próxima às idades superiores estabelecidas para o lamito que recobre os tabuleiros (op.cit). A gênese climática identificada por BEZERRA *et al.* (op. cit.) para o lamito, aponta para que esta unidade se relaciona a períodos estadiais de temperatura reduzida a mais ou menos 6 °C em relação à temperatura atual. Assim a proximidade cronológica entre o fluxo de detritos da cidade de Pilar com o lamito estruturador do topo tabular sugere que ambos tenham se formado no Último Máximo Glacial, sendo apenas o segundo um retrabalhamento dos depósitos que então afloravam nas encostas dos tabuleiros.

Os sedimentos que compõem este fluxo de detritos (25 Ka) apresentam uma matriz areno-argilosa envolvendo clastos de 1 e 2 cm de diâmetro. Enquanto que o fluxo de detritos datado por Bezerra *et al.* (op. cit.) apresenta clastos de tamanho superior (entre 5 e 7 cm) envoltos por uma massa arenosa mais fina.

Em linhas gerais, pode-se concluir que na área ocorreu um retrabalhamento dos materiais mais antigos expostos nas encostas do tabuleiro (fluxo de detritos basal e lamito



superior) gerando outro depósito de características sedimentares semelhantes de idade bem mais recente (25 mil anos). Este contexto sugere que os episódios climáticos que deram origem aos depósitos de corrida de lama (lamito) podem também ter colaborado para o retrabalhamento dos depósitos que por fim geraram o fluxo de detritos no ambiente de encosta. Nessa perspectiva estabelece-se para o gráben do Cariatá pelo menos duas “frentes” de fluxo de detritos, uma mais antiga derivada de episódios do interglacial e do interestadial, e outra frente mais recente, restrita à encosta dos tabuleiros, datada do UMG.



## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A aplicação conjunta de MDT's e imagens de satélite propiciaram uma modelagem mais fidedigna da área de estudo, constituindo-se assim em uma importante ferramenta para a análise da influência da neotectônica sobre os compartimentos do relevo a partir da elaboração das feições morfotectônicas.

Desta forma, tais feições como escarpas, facetas triangulares e trapezoidais, anfiteatros de erosão e vales lineares identificadas a partir das técnicas empregadas podem estar estritamente correlacionadas à reativação de falhas no gráben - falhas normais e transcorrentes - controlando a deposição e disposição dos sedimentos na superfície do terreno. A rede de drenagem principal da área de estudo, o rio Paraíba, também está influenciada pela dinâmica morfotectônica, o que se faz explicitar a partir de uma incisão de maior ordem em determinados setores, resultando mesmo no abandono da antiga planície sob a forma de terraços erosivos.

O gráben foi dividido em três compartimentos, o Horst do Boqueirão, Horst Manuel Mattos e Zona de captura do rio Paraíba. O Horst do Boqueirão apresentou um forte recuo de escarpa com presença de vários alvéolos de circundenudação, estes podendo ser áreas fonte prováveis dos sedimentos confinado no gráben. O Horst de Manuel Mattos não apresenta um forte recuo, este controlado pelas unidades metassedimentares do Complexo Sertânia. Este compartimento se encontra em uma zona de cisalhamento destrai. Neste Horst encontra-se várias cicatrizes de erosão. O material de embasamento dos tabuleiros (fluxo de detritos) tem sua área fonte mais provável neste compartimento. Na Zona de captura ocorre o barramento de várias drenagens que demandam o rio Paraíba, isto evidencia uma subida do nível de base local, fazendo que a própria sedimentação trazida pelos pequenos drenos comande o barramento dessa drenagem, por conta da incompetência erosiva desses pequenos canais. Nesta área ocorre a captura do canal principal do gráben do Cariatá, o rio Paraíba. A inflexão do rio principal ocorreu nas proximidades de São Miguel de Itaipu. Neste trecho o rio Paraíba abandonou seu antigo vale no qual corre atualmente o rio Mumbaba. No antigo vale do rio Paraíba pode-se observar o desajuste morfológico do rio atual com a dimensão do seu vale, visto que a cabeceira do rio Mumbaba está a poucos quilômetros do antigo vale do rio Paraíba.

A região do divisor tabular do rio Mumbaba/Paraíba apresentou uma estrutura superficial marcada pela presença de depósitos de barras fluviais extremamente consolidados.

A posição desse depósito no topo do boqueirão de vento sugere que estes materiais são derivados do antigo leito do rio Paraíba, quando este tinha o seu fluxo direcionado para leste.

Nos níveis mais elevados dos terraços erosivos do antigo vale do rio Paraíba, a presença de uma crosta ferruginosa sobre as cimeiras dos divisores corrobora a hipótese de flexura da borda leste do gráben e perda do capeamento sedimentar cretácio. Desse modo, a superfície estruturada pela crosta poderia até mesmo representar um fragmento de uma superfície pré-rifteamento (Superfície Gondwana?), caso a formação da crosta não tenha se dado após o processo de exumação. Este tópico resta em aberto para futuras investigações, sobretudo se for definida a presença da mesma superfície lateritizada sob os sedimentos cretácios nas circunvizinhanças da área em questão. A idade de 97 Ka. AP encontrada para o terraço mais próximo do canal do rio Mumbaba, sugere que este terraço foi originado após o barramento do rio Paraíba, quando o rio Mumbaba já teria tido tempo suficiente para estruturar os terraços de nível mais baixo do antigo vale do rio Paraíba capturado.

O fluxo de detritos que ocorre próximo a cidade de Pilar, apresentou uma idade bastante recente de 25 Ka. AP. O material sedimentar, assim como sua idade, diferem dos fluxos de detritos que se encontram na base dos tabuleiros pleistocênicos. A idade de 25 Ka AP. guarda uma estreita relação cronológica com as deposições finais do lamito superior da seqüência dos tabuleiros do Gráben que ocorreram durante o UMG.

Em um contexto de margem passiva, as estruturas que ocorrem no gráben do Cariatá têm atuado com um papel importante na gênese do relevo: definindo a elaboração dos *loci* deposicionais, influenciando na morfologia e sedimentação. Essas regiões de borda passiva de continente por muito tempo foram tratadas como tectonicamente inativas, mas este estudo sugere que falhamentos antigos reativados atuaram e controlam as formas que se encontram na paisagem do gráben. Dessa forma podemos afirmar que coberturas sedimentares e feições morfotectônicas não podem ser agrupadas apenas como resultado de um único evento de soerguimento e conseqüente rebaixamento das superfícies de erosão. Nesse sentido, é necessário fazer um estudo detalhado não apenas das formas, mas também dos processos que contribuíram para a elaboração da paisagem geomorfológica.

## REFERÊNCIAS

- AB SABER, A.N. Domínios Morfoclimáticos e Províncias Fitogeográficas do Brasil. **Orientação**. 3, São Paulo, p. 45-48. 1967.
- AITKEN, M.J. **An Introduction to Optical Dating**. Oxford University Press, Oxford. 1998.
- ALMEIDA, F.F.M., BRITO NEVES, B.B., carneiro, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth-Science Reviews**. 50, 77-111.
- AMIT, R., HARRISON, J.B.J., AND ENZEL, Y. Use of soils and colluvial deposits in analyzing tectonic events The southern Arava rift, Israel. **Geomorphology**, v. 12, p. 91-107. 1995.
- ANDRADE, G. O. **A superfície de aplanamento pliocênica do nordeste do Brasil**. Universidade do Recife, Diret. Acad. Faculdade de Filosofia. Recife, 1958. 44p.
- ANDRADE, G. O. & LINS, R. C. Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil. **Arquivos do Instituto de Ciências da Terra da Universidade do Recife**, v. 3(4), p.17-28, 1965.
- ANDRADE, G. O. Gênese do relevo nordestino: estado atual dos conhecimentos. **Revista estudos sedimentológicos**, v 2(3), p.1-13. 1968.
- ANGELIER, J. Sur l analyse de mesures recueillies dans des sites faillés: l utilité d une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. **Comptes Rendus de l Academie de Science de Paris**, v. 281, p. 1805-1808, 1976.
- ARID, F. M. e BARCHA, S.F. **Sedimentos neoceno-zóicos no vale do rio Grande**. Inst. Geografia USP, 2, 1971.
- ASSUMPÇÃO, M.; DIAS NETO, C.M.; ORTEGA, R.; FRANÇA, H. O terremoto de São Paulo de 1922. In: **Simpósio Regional de Geologia**, 2, Rio Claro. Atas, Rio Claro, SBG, 1: 321-329. 1979.
- ASSUMPÇÃO, M. The regional intraplate stress Field in south America. **Journal of Geophysical Research**, v. 97. p.11889-11903. 1992.
- BARBOSA, J. A. **Evolução da bacia da Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno: formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil**. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, dissertação de Mestrado. 2004, 230p.
- BARBOSA, J. A. e FILHO, M. L. Os domínios da bacia da Paraíba. **Anais do III Congresso Brasileiro de Petróleo e Gás**, Salvador, 2005.
- BEURLIN, K. A estrutura geológica do nordeste do Brasil. In: XXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, 1967, Curitiba. **Anais...**Curitiba: SBG, p.151-158. 1967.

BEZERRA, F.H.R. Intraplate paleoseismicity in Northeastern Brazil. **Anais do SBG**, Lençóis, 7 (4): p. 12-16, 1999.

BEZERRA, F.H.R., AMARO, V.E., VITA-FINZI, C., SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, V.14, 61-75p. 2001.

BEZERRA, F. H. R., BRITO NEVES, B. B.; CORRÊA, A.C.B., BARRETO, A.M.F., SUGUIO, K. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - The Cariata trough, northeastern Brazil. **Geomorphology**, v.97.p.555-582. 2008.

BIANCOTTI A. Rapporti fra morfologia e tettonica nella pianura cuneese. **Geografia Fisica e Dinâmica Quaternária**, v.2. p.51-56. 1979.

BIGARELLA, J.J.; AB SABER, A . N. Paleogeographische und Paleoklimatische Aspekte des Kaenoziokums in Suedbrazilien. **Z. Geomorfo.**, Berlim, 8:286-312. 1964.

BIGARELLA, J. J. ANDRADE, G. O. Contribution to the study of the brasilian Quaternary. In: International studies of Quaternary. **Geol. Soc. Amer. Special papers**, 84, 1965.

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

BIGARELLA, J.J. Variações climáticas no Quaternário Superior do Brasil e sua datação radiométrica pelo método do carbono 14. **Paleoclimas**, 1, p.1-22, 1971.

BISTRICHI, C. A. **Análise estratigráfica e geomorfológica do Cenozóico da região de Atibaia-Bragança Paulista, Estado de São Paulo**. Rio Claro. Tese de Doutorado – IGCE, UNESP. 2001. 184 p.

BLASCHKE, T. & KUX, H. **Sensoriamento remoto e SIG avançados**. 2.ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2007. 304 p.

BRANNER, J.C. Recents Earthquakes in Brazil. **Seism. Soc. Am. Bull.**, 10 (2), p.90-104, 1920.

BRITO NEVES, B. B., CAMPOS NETO, M.C., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, E.J. O sistema Pajeú-Paraíba e o maciço São José do Campestre no leste da Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31. p. 1-15. 2001a.

BRITO NEVES, B. B., CAMPOS NETO, M.C., VAN SCHMUS, W.R., FERNANDES, T.M.G., SOUZA, S. O terreno alto Moxotó no leste da Paraíba (maciço Caldas Brandão). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31. p.16-31. 2001b.

BRITO NEVES, B. B., RICCOMINI, C., FERANDES, T.M.G., SANT'ANNA, L.G. O sistema tafrogênico Terciário do saliente oriental nordestino na Paraíba: um legado Proterozócio. **Revista Brasileira de Geociências**. v.34(1), p.127-134. 2004.

BROWN, R.W., GALLACHER, K., GLEADOW, A.J.M., SUMMERFIELD, M.A. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America. In: M.A. SUMMERFIELD (ed). **Geomorphology and Global Tectonics**. West Sussex: Wiley, p.255-282. 2000.

BÜDEL, J. **Climatic Geomorphology**. Princeton: Princeton University Press, 1957.

BULL, W.B. Correlation of flights of global marine terraces. In: MORISAWA, M. e HACK, J.T. ed. **Tectonic geomorphology**. Proceedings of the 15<sup>th</sup> annual Binghamton geomorphology symposium, September 1984, Unwin Hyman. 1985.

BULL, W. B. e WALLACE, R.E. **Tectonic geomorphology**. Geology. 1986.

BURBANK, D.W. & ANDERSON, R.S. **Tectonic geomorphology**. 1.ed., Massachusetts, Blackwell Science. 2001. 274 p.

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.

CAMPANHA, G. A. DA C.; GIMENEZ FILHO, A.; SADOWSKI, G. R. Tectônica da FaixaRibeira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38. Florianópolis, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos**. Florianópolis, SBG. v.1, p. 271-272. 1994

CASSETI, Valter. Geomorfologia. [S.l.]: [2005]. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 02 de Jul. de 2010.

CASTRO. C. C. Depósitos correlativos e sua abordagem geomorfológica para a Região Nordeste. **Notícias Geomorfológicas** , Campinas Vol.19(3), 1979.

CHAVES JR, P.S. Comparison of spatial variability in visible and near-infrared spectral images. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**. v.58. n.7. p.957-964. 1992.

CHRISTOFOLETTI, A. A análise da densidade de drenagem e suas implicações geomorfológicas. *Geografia*, 4. 23-42, 1979.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo. Edgard Blucher, 1980.

CHRISTOFOLETTI, A. A significância da densidade de drenagem para as análises geomorfológicas. **Boletim de geografia teórica**, Rio Claro, v.13, 27-53. 1983.

CLAPPERTON C. Quaternary of the South American Highlands, Part II: Case Studies in Southeast Brazil: Campos do Jordão and Serra do Itatiaia. In: **Quaternary geology and geomorphology of South America**. Amsterdam: Elsevier, p. 243-258.1993.

CLAUDINO-SALES, V. e PEULVAST. J. P. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do estado do ceará, nordeste do Brasil. **CAMINHOS DE GEOGRAFIA**, Uberlândia v. 7, n. 20. 2007.

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

COELHO NETO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T e CUNHA, S. B. (eds.). **Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos**. Bertrand Brasil: Rio de Janeiro. 4ª edição, 2001. P.93-148.

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM. 2000. Disponível em <<http://geobank.sa.cprm.gov.br/>>. Acesso em Setembro de 2010.

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM. 2007. Disponível em <<http://geobank.sa.cprm.gov.br/>>. Acesso em Abril de 2009.

COOKE, R.U AND DOORNKAMP, J.D **Geomorphology in Environmental Management. A New Introduction. Second Edition**. Clarendon Press. Oxford. 1990.

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**. 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, 386p. Tese de Doutorado IGCE, UNESP. 2001.

CORRÊA, A. C. B.; MENDES, I. A. O problema das superfícies de erosão: novas abordagens conceituais e metodológicas. **Revista de Geografia DCG/UFPE**, Recife, v. 18, n. 2, p. 70-86, 2003.

CORRÊA, A. C. B, BARRETO, A.M.F., BEZERRA, F. H. R., BRITO NEVES, B. B.; SUGUIO, K. Análise geomorfológica e sedimentológica do gráben de Cariatá, Paraíba. In: X Congresso da Abequa. **Anais de Trabalhos Completos**. Guarapari, 2005. p.41-47.

COTTON C. A. **Landscape - as developed by the processes of normal erosion**. 2 ed. New York: John Wiley & Sons, 1948. 509 p.

CZAJKA, W. Estudos geomorfológicos no nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 20, p.135-180, 1959.

DAVIS, W.M. The geographical cycle. **Geographical Journal**, 14(5),481-504,1899.

DAVIS, W. M. Base level, grade and peneplain. **Jour. Geol. Chicago**, 10: p.77-111, 1902.

DAVIS, W. M. **Geographical Essays**: Boston, Ginn and C. 1909. 777 p.

DEFFONTAINES, B. Proposition of a morphoneotectonic method: application in the Fougères area. Oriental Britany, France. **Bulletin INQUA – Neotectonic Comission**. v.12. p.48-52. 1989.



DEFFONTAINES, B. **Digital terrain model and morpho-neotectonics application in the Strasbourg área, Rhine graben, France.** *Bull. INQUA N.C.* 13, P. 58-59. 1990.

DEFFONTAINES, B. & CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analysis of the Zaire basin. **Tectonophysics**, v. 194, p. 237-264, 1991.

DE MARTONNE, E. Problemas Morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**. Ano V, N.º 4, p. 3-30 (1.º parte). 1943.

DEMEK, J. **Manual of Detailed Geomorphological Mapping**. Prague: Academia, 520 p. 1972.

DIETRICH, W.E. and DORN, R.I. Significance of thick deposits of colluvium on hillslopes: a case study in the coastal mountains of northern California. **Journal of Geology** 92: 147-158, 1984.

DOORNKAMP, J. C. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. **Journal of the Geological Society**. v.143, p.335-345. 1986.

DRAGUT, L. & BLASCHKE, T. Automated classification of landform elements using object-based image analysis. **Geomorphology**. v.81. p.330-344. 2006.

DUARTE, C. C. **Análise morfoestratigráfica do Gráben do cariatá, Paraíba**. Monografia de conclusão de curso de Bacharelado em geografia, UFPE.2007. 57p.

EMBRAPA SOLOS – BRASIL EM RELEVO. Disponível em <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download/index.htm>>. Acesso em: 15 Abr. de 2009.

ERHART H. **La Genése des soils en tent que phenomene géologique**. Paris:Masson, 1956.

ETCHEBEHERE, M.L.C. **Terraços neoquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. Rio Claro. 2 v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista. 2000.

ETCHEBEHERE, M.L. *et al.* Aplicação do índice Relação Declividade-Extensão – RDE na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências**, v.4, p. 43-56, 2004.

FLORENZANO, T.G. In: FLORENZANO, T.G. (org.) **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de textos, p.36-72. 2007.

FOLK, R.L. e WARD, W. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of sedimentary research**, v.27, 3-26. 1957.

FORTES, P.P., A tectonica de teclas da Bacia de Potiguar. **Anais XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia**, Goiania 3, 1986.

FRANÇOLIN, J.B.L., COBBOLD, P.R., SZATMARI, P. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. **Journal of Structural Geology** 16, 647–661. 1994.

FREITAS, R.O. Relevos policíclicos na tectônica do Escudo Brasileiro. **Bol. Paul. Geog.**, (7):3-19 1951.

FRYE, J.C. & WILLIMAN, H.B. Morphostratigraphic units in Pleistocene stratigraphy. **Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.**, v. 46, p.112-113, 1962.

GALE, S. J. e HOARE, P. C. Quaternary **sediments: petrographic methods for the study of un lithified rocks**, Londres: Bethonven press, 1991.

GERRARD, J. **Soil Geomorphology: an integration of Pedology and Geomorphology**. 2 ed. London: Chapman & Hall, 269 p. 1995.

GILBERT, G.K., **The geology of the Henry Mountains**. U.S. Department of the Interior, Washington, 1880. 160p.

GOY, J.L., SILVA, P.G., ZAZO, C., BARDAJI, T., SOMOZA, L. Model of morphoneotectonic map and legend. – **Neotectonic Comission**. v.4. p.19-31. 1991

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **Am. J. Sci.**, v. 258, p. 80 97, 1960.

HACK, J.T. **Geomorphology of the Shenandoah Valley, Virginia and West Virginia, and origin of the residual ore deposits**. U.S.Geol.Surv.Prof.Paper (484), 1965.

HACK, J. T. Interpretação da topografia erodida em regiões temperadas úmidas. **Notícia Geomorfológica**, V.12. Nº 24. Campinas – SP, p.3-37, 1972.

HASUI, Y. *et al.* Os Falhamentos e a Sismicidade Natural da Região das Serras da Mantiqueira e do Mar. ABGE, **Anais** do Cong. Bras. Geol. Eng., São Paulo, 1: pp. 353-357, 1978.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozóica continental no sudeste brasileiro, 1, Belo Horizonte – MG. **Bol. Soc. Bras. Geol.** Núcleo Minas Gerais. 1990.

HASUI, Y. PONÇANO, W. L. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfo-pedológicos na área do Alto Rio Pardo, SP e MG. **Revista do Instituto Geológico**., V.15. 1994.

HASUI, Y. et al. Estruturas neotectônicas transgressivas na região Sudeste do Brasil. In: VI **Simpósio de Geologia do Sudeste** SBG/UNESP. Sociedade Brasileira de Geologia SBG, São Pedro SP, p. 80. 1999.

HIRUMA, S.T. **Neotectônica no Planalto de Campos de Jordão, SP**. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar). Instituto de Geociências – USP. São Paulo. 1999. 102p.

HIRUMA, S. T.; PONÇANO, W. L. **Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfo-pedológicos na área do Alto Rio Pardo, SP e MG.** *Revista do Instituto Geológico*, v. 15, p. 49 – 57, 1994.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geol. Soc. America Bulletin**, v.56, pp.275-370, 1945.

HUNTLEY, D. J. *et al.* Optical dating of sediments. **Nature**. V.313, p.105-107. 1985

HUNTLEY, D.J. Thermoluminescence spectra of some minerals samples relevant to thermoluminescence dating. *Journal of luminescence*. V.39, p-123-126. 1988.

JACOMINE, P.K .T. , *et al.* **Levantamento exploratório – Reconhecimento de solos do estado da Paraíba.** SUDENE, Recife, 1972

JOHANSSON, M. Analysis of digital elevation data for palaeosurfaces in south-western Sweden. **Geomorphology**, v.26, 1999.

JOSHI, V.U.; KALE, V.S. Colluvial deposits in NW Deccan, India: their significance in the interpretation of late Quaternary history. **Journal of Quaternary Science**, 12: 391-403. 1997

KING, L.C.. Canons of Landscape Evolution. **Geol. Soc. America bull.**, 64: 721- 732. 1953.

KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. 18:2, 147-265, 1956.

KING, L. C. **The Morphology of the Earth**. Edinburgh: Ollier & Boyd, 1962.

KRZYSZOWSKI,D. & STACHURA,R. The thickness of alluvial deposits as an indicator of neotectonic faulting. **Bull. INQUA N.C.** 16:26-28. 1993.

LARUE, J. P. Tectonic influences on the Quaternary drainage evolution on the north-western margin of the French Central Massif: The Creuse valley example. **Geomorphology**, V.93. 2008.

LIMA, C. C. U. Neotectonismo na costa do sudeste e do nordeste brasileiro. **Ciência e Tecnologia**. Piracicaba - SP: , v.8, n.15, p.91 - 101, 2000.

LIMA FILHO, M.F.; Influência tectônica na deposição da Formação Sousa- Bacia Rio do Peixe- PB. **Atas do I Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste**, Crato-CE. 1990.

LIMA FILHO, M.F. **Evolução Tectono-Sedimentar da Bacia do Rio do Peixe (PB).** Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia., Universidade Federal de Pernambuco. 1991.

LIMA FILHO, M. F. **Análise Estrutural e Estratigráfica da Bacia Pernambuco.** Tese de Doutorado. Pós-graduação em Geociências – USP, 1998.139p.

LIMA FILHO, M. F; BARBOSA J. A.; NEUMANN, V.H; SOUZA, E. M. Evolução estrutural comparativa da Bacia de Pernambuco e da Bacia da Paraíba. **X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e IV International Symposium on Tectonics of the Brazilian Geological Society**. Curitiba- PR. 2005

MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento Geomorfológico do nordeste brasileiro. **B. Soc. Geol. Núcleo Nordeste**, v.3, p.5-36, 1975.

MABESOONE, J. M. **Sedimentologia**. Recife: Editora Universitária, 1982.

MABESOONE, J. M. & ALHEIROS, M. M. Evolution of the Pernambuco-Paraíba- Rio Grande do Norte Basin and the problem of the South Atlantic connection. **Geologie en Mijnbouw**, 71: 351-362. 1993.

MACKA, Z. Determination of texture of topography from large scale contour maps. **Geografski Vestnik** 73 -2, p. 53 – 62. 2001.

MacCANNUS, J. Grain size determination and interpretation: In: TUCKER, M. **Techniques in sedimentology**. Cambridge: Blackwell, pp.63-85, 1988.

MAGALHÃES JR. A. P. **Evolução da dinâmica fluvial cenozóica do Alto-médio Rio das Velhas na região de Belo Horizonte - MG**. Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 1993.

MAHER, E.; HARVEY, A.M.; FRANCE, D. The impact of a major Quaternary river capture on the alluvial sediments of a beheaded river system, the Rio Alias SE Spain. **Geomorphology**. V.84. 2007.

MATOS, R.M.D. Sistema de rifts cretáceos do nordeste brasileiro. In: **SEMIN.TECT.PETROBRAS**, 1, Rio de Janeiro. Atas... Rio de Janeiro, Depex/Cenpes, p.126- 159. 1987.

MAYER, L. Application of digital elevation models to macroscale tectonic geomorphology. In: M.A. SUMMERFIELD (ed) **Geomorphology and Global Tectonics**. West Sussex: Wiley, p.15-28. 2000.

MEADOWS, M. E. The role of Quaternary environmental change in the evolution of landscapes: case studies from southern Africa. **Catena** 42 39 57.2001.

MEIS, M.R.M.; MOURA, J.R.S. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution: Southeastern Brazilian Plateau. **American Journal of Science**, Vol. 284, March, p. 241-254, 1984

MELLO, C. L. Quaternário: o presente como chave do futuro – a natureza de uma ciência transdisciplinar. In **IBM. Monografias Vencedoras do Concurso Planeta Terra: O Mundo deu muitas voltas**. Rio de Janeiro, IBM, pp. 1-17. 1989.

MELLO, C. L. Aloestratigrafia e análise de fácies: “Revoluções” na geologia sedimentar e o estudo do Quaternário. **Anuário do Instituto Geológico do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro. 1994.

MELLO, C. L. **Sedimentação e tectônica cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos**. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar). Instituto de Geociências – USP. São Paulo. 1997. 275p.

MELO, J. S. **Dinâmica geomorfológica de ambiente de encosta em Brejo da Madre de Deus – PE. Uma abordagem morfoestratigráfica aplicada aos depósitos coluviais**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco. 2008. 126p.

MELO, M.S. **A formação piraquera-açu e depósitos relacionados : sedimentação, tectônica e morfogenese**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências UPS São Paulo. 1990. 211p.

MIKESELL, L.R; WEISSMANN, G. S.; KARACHEWSKI, S. A. Stream capture and piracy recorded by provenance in fluvial fan strata, **Geomorphology**. 2009.

MIOTO, J.A. **Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil**. Rio Claro: IGCE/UNESP. Tese de doutorado, 2 v. 1993.

MIRANDA, C.C.S. Mapeamento geomorfológico de detalhe do Gráben do Cariatá. **Anais do XIV Congresso de iniciação científica da UFPE**. Recife, UFPE, 2007.

MIRANDA, E. E. de; (Coord.). **Brasil em Relevo**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 22 ago. 2010.

MISSURA, R. **Análise morfoestratigráfica da bacia do Ribeirão dos Poncianos-MG**. Dissertação de Mestrado. UNESP. Rio Claro. 2006. 136p.

MORAIS, J. M. **As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande de Norte e a gênese da Antéclise da Borborema**. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 1999. 170p

MORAIS NETO, J. M. & ALKMIM, F. F. A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. **Revista brasileira de Geociências** 31(1), p.95-106. 2001

MORISAWA, M. e HACK, J.T. **Tectonic geomorphology**. Allen e Unwin, Boston. 1985.

MÖRNER, N. Neotectonics, the new global tectonic regime during the last 3 Ma and the initiation of ice ages. **An. Acad. Bras. Ci.**, V.65, 295-301p. 1993.

MÖRNER, N. Neotectonics, the new global tectonic regime during the last 3 Ma and the initiation of Ice Ages. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 65(Supl. 2): 295-301. 1993.

MOURA, J. R. S. & MEIS, M. R. M. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do sul, Bananal (SP). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 58, p. 89-102, 1986.

MOURA, J. R. S. e MELLO, C. L. Classificação aloestratigráfica do quaternário superior na Região de Bananal (SP/RJ). **Revista Brasileira de Geociências**. V.21. 236-254pp, 1991.

MOURA, J. R. S. Geomorfologia do quaternário. In: GUERRA, A. J. T. e CUNHA, S. B. **Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos**. Bertrand Brasil: Rio de Janeiro. 4ª edição. P.335-364. 2001

MUTZENBERG, D. S., TAVARES, B.A.C., CORRÊA, A.C.B. A influência controles estruturais sobre a morfogênese e a sedimentação neógena na bacia do Rio Carnaúba (RN) e sua aplicação aos estudos geoarqueológicos do Seridó. **Clio Arqueológica** Nº 19 – Vol.2, 2005.

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. UFPE, 2007. 142p.

NEUMANN, L. Die dichte des hussnetzes in Schwarzwald, **Beitrage fur Geophysiche**. 1900.

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

NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE – N.C.C.S.N. North American Stratigraphic Code. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.**, Tulsa V.67. 1983.

OBRUCHEV, V. A. Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektoniki. **Akad. Nauk. SSSR Izv. Ser. Geol.**, 5:13-24. 1948.

OLLIER, C.D. Morphotectonics of continental margins with great escarpments In: MORISAWA, M. & HACK, J.T. (ed.) **Tectonic Geomorphology**. Boston: Allen & Unwin, p.3-25. 1985

OWEN, D. E. Usage of stratigraphic terminology in papers, illustrations and talks. **Journal of Sedimentology and petrology**, Tulsa. V.57, 1987.

PANIZZA M. & CASTALDINI D.. Neotectonic research in applied geomorphological studies. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Suplem. 63 (Neotectonics and morphotectonics): 173 - 211. 1987.

PASSOS, E. BIGARELLA, J. J. Superfícies de erosão. In: GUERRA, A.J.T. e CUNHA, S. B. **Geomorfologia do Brasil**. (Eds.). Bertrand Brasil, p.107-141, 2006.

PENCK, W. Die morphologische analyse. **Ein kapitel der physikalischen geologie**. J. Engelhorn's Nachf. Stuttgart, 1924.

PENCK, W. **Morphological Analysis of Landforms**. Londres: McMillan, 1953.

PENTEADO, M. M. Novas Informações a Respeito do Pavimentos Detríticos (stone lines). **Notícia Geomorfológica**. Campinas, Vol. 9, N.º 17, , p. 15-41. 1969.

PETTS, G. E. & FOSTER, D. L. **Rivers and Landscape**. ED. Edward Arnold, 1985. 274p.

PLAISANCE, G. & CAILLEUX, A. **Dictionaire des Sols**. Paris: La Maison Rustique, 1958.

RAND, H. M.; MABESOONE, J. M. 1982. **Northeastern Brazil and the final separation of South America and Africa**. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. 38: p.163-183.

RAND, H.M. Ligação "landbridge" (ponte intercontinental) entre Pernambuco-Paraíba e Nigéria-camarões. Recife: Departamento de geologia, Universidade Federal de Pernambuco, **Textos didáticos**, n.1. Série D, 1985, p.5-73, 1999.

RENDELL, H.M., SHEFFER, N.L. Luminescence dating of sand ramps in the Eastern Mojave Desert. **Geomorphology** 17, 187–197. 1996.

RICCOMINI, C & CRÓSTA, A. P. **Análise preliminar de lineamentos em imagens de sensores remotos aplicasa à prospecção mineral na área dos granitóides Mandira, SP**. *Bol. IG-USP, Série Científica*, 19: 23-37. 1988.

RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste Brasileiro**. IG/USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 1989. 256 p

RILEY, C. & MOORE, J.M. 1993. **Digital elevation modelling in a study of the neotectonic geomorphology of the Sierra Nevada, southern Spain**. *Zeitsch. Geomorph*, Suplem. 94 ( Neotectonics and active faulting), p. 25-39

SAADAT, H., BONNELL, R., SHARIFI, F., MEHUYS,G., NAMDAR, M., ALE-EBRAHIM, S. Landform classification from a digital elevation model and satellite imagery. **Geomorphology**. v.100. p.453-464. 2008.

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese**. Tese para cargo de Professor Titular. Instituto de Geociências. UFMG. Belo Horizonte. 285 p. 1991

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, 1 (1): pp. 1-15, 1993.

SAADI, A. & TORQUATO, J. R. Contribuição a neotectônica do estado do Ceará. **Revista de Geologia**, v.2, p.5-38, 1992.

SALGADO-LABOURIAU, M.L. **História Ecológica da Terra**. Editora Edgard Blucher, São Paulo, 307pp. 1994.

SANT ANNA, L.G., SCHORSCHER, H.D., AND RICCOMINI, C., Cenozoic tectonics of the Fonseca basin region, eastern Quadrilátero Ferrífero, MG,Brazil: **Journal of South American Earth Sciences**: v. 10, nos. 3-4, pp. 275-284. 1997.

SANTOS, E. J. (org.) **Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba**. Recife: Ministério de minas e energia, 2002. 234p.

SANTOS, G. B. **Geomorfologia Fluvial no Alto Vale do Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero - MG: Paleoníveis Depositionais e a Dinâmica Atual Minas Gerais**, Brasil. UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS. Dissertação de Mestrado. 2008. 143p.

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

SCHEIDEGGER, A.E. AI, N.S.,. Tectonic processes and geomorphological design. **Tectonophysics** 126, pp. 285 300. 1986.

SCHUMM, S. A. **The Fluvial System**. Chichester: Wiley, Chichester.1977

SILVA, D. G. **Evolução paleoambiental dos depósitos de tanques em Fazenda Nova, Município de Brejo da Madre de Deus, Pernambuco**. Dissertação de Mestrado, Universidade federal de Pernambuco, 2007. 155p

SILVA, E. P. Mapeamento **Gravimétrico e Cintilométrico das estruturas da Bacia Paraíba (Parte Oriental) entre os paralelos Ponta do Funil (PE) e Pitimbú (PB)**. Monografia de conclusão de curso. Departamento de geologia, Universidade Federal de Pernambuco. 2006. 76p.

SILVA, T. M., MELLO, C.L., CARMO, I.O., MOURA, J.R.S. Relief compartments in the middle valley of Paraíba do Sul river and other neighboring mountainous areas (southeastern Brazilian plateau), morphotectonics relationships. In: **GEOVEC 99 IGU-GERTEC Meeting (IGU/UFRJ)**. Rio de Janeiro. p.40. 1999

STERNBERG, H.O.R. Vales tectônicos na planície Amazônica?.**Revista Brasileira de Geografia**, 12 (4): 3-26. 1950.

STERNBERG, H.O.R. Sismicidade e morfologia na Amazônia brasileira. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 25 (4):443-453. 1953.

STEWART I.S. & HANCOCK P.L. What is a fault scarp? **Episodes**, 13(4): 1990. p.256-263.

STEWART I.S. & HANCOCK P.L. Neotectonics. In: P.L.HANCOCK (ed.), **Continental deformation**. Oxford: Pergamon,. p.370-409. 1994

STRAHLER, A. N. - Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution, analisys. **Am. J. Set**. 1950.

SUGUIO, K. ; BIGARELLA, J. J. . **Ambiente Fluvial**. Curitiba, PR: Editora da UFPR (1a. edição) e UFPR-UFSC (2a. edição),. v. 1. 1979. 183 p.

SUGUIO, K. **Geologia do quaternário e mudanças ambientais: passado + presente = futuro?** São Paulo: Paulo's comunicação e Artes gráficas, 2001. 366p.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. São Paulo: Edgard Blucher, 2003.



SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**, New York: John Wiley & Sons, 1991. 245 p.

SUMMERFIELD, M.A. **Geomorphology and Global Tectonics**. West Sussex: Wiley, 2000. 367p.

TAVARES, B.A.C. **Análise dos controles estruturais sobre a compartimentação geomorfológica e a sedimentação neógena no gráben do Cariatá, PB**. Monografia (Graduação Bacharelado em Geografia), UFPE: Recife, 2007.

TRICART, J. Divisão Morfoclimática do Brasil Atlântico Central. **Boletim Paulista de Geografia**. N.º 31, p. 3-43. 1959.

TRICART, J. & SILVA, T.C. **Estudos de Geomorfologia da Bahia e Sergipe**. Salvador: Fundação Desenvolvimento da Ciência na Bahia, 1968. 167p.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the Tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd., 1994.

TROMPETTE, R. **Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma)**. Balkema, Rotterdam, 350 p. 1994.

TUCKER, M. **Techniques in Sedimentology**. London, Blackwell, 1995.

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

VALADÃO R.C. **Evolução de Longo-Termo do Relevo do Brasil Oriental: desnudação, superfície de aplanamento e movimentos crustais**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 1998. 243p

VERSTAPPEN, H.T. **Applied geomorphology**. Amsterdam: Elsevier, 1983. 437p.

VITA-FINZI, C. **Recent earth movements: An introduction to neotectonics**. London-Orlando: Academic Press: 1986. 226p.

WAGNER, G. A. **Age determination of young rocks and artifacts: physical and chemical clocks in quaternary geology and archaeology**. Springer, New York. Springer, 466p, 1998.

WAYLAND, E.J. Pediplains and some other erosions platforms. Annual Report and Bull. Protectorate of Uganda, **Geological Survey Dept. Notes** 1, 74, pp. 376-377, 1933.

WALKER, R. G. Facies modeling and sequence stratigraphy. **Jornal of sedimentology and petrology**., Tulsa. V.60, 1990.

WALLACE R.E. Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, North-Central Nevada. **Journal of Research of the U.S. Geological Survey**, 6(5): p.637-650. 1978