



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO**

**Centro de Filosofia e Ciências Humanas**

**Programa de Pós-Graduação em Geografia**

**DRIELLY NAAMMA FONSÊCA**

**EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E SEDIMENTAÇÃO  
QUATERNÁRIA NO SETOR ORIENTAL DO PIEMONTE DA  
BORBOREMA**



**RECIFE**

**2018**

**DRIELLY NAAMMA FONSÊCA**

**EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E SEDIMENTAÇÃO  
QUATERNÁRIA NO SETOR ORIENTAL DO PIEMONTE DA  
BORBOREMA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como Requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Linha de Pesquisa: Dinâmica superficial e climática das paisagens naturais tropicais úmidas e semiáridas.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa

Coorientador: Prof. Dr. Julio César Paisani

**RECIFE**

**2018**

Catálogo na fonte  
Bibliotecária: Maria Janeide Pereira da Silva, CRB4-1262

F676e Fonsêca, Drielly Naamma.  
Evolução geomorfológica e sedimentação quaternária no setor oriental do Piemonte da Borborema / Drielly Naamma Fonsêca. – 2018.  
194 f. : il. ; 30 cm.

Orientador : Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa.

Coorientador : Prof. Dr. Julio César Paisani.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, CFCH.  
Programa de Pós-Graduação em Geografia, Recife, 2018.

Inclui referências.

1. Geografia. 2. Geologia estrutural. 3. Geomorfologia ambiental. 4. Sedimentação e depósitos. 5. Bacias hidrográficas. 6. Reconstrução paleoambiental. I. Corrêa, Antonio Carlos de Barros (Orientador). II. Paisani, Julio César (Coorientador). III. Título.

918 CDD (22. ed.)

UFPE (BCFCH2018-191)

DRIELLY NAAMMA FONSÊCA

**EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E SEDIMENTAÇÃO QUATERNÁRIA NO  
SETOR ORIENTAL DO PIEMONTE DA BORBOREMA**

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

Aprovada em: 01/06/2018.

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa (Orientador – Examinador Interno)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof. Dr. Julio César Paisani (Coorientador - Examinador Externo)  
Universidade Estadual do Oeste do Paraná

---

Prof. Dr. Daniel Rodrigues de Lira (Examinador Externo)  
Universidade Federal de Sergipe

---

Prof. Dr. Bruno de Azevêdo Cavalcanti Tavares (Examinador Externo)  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof. Dr. Demétrio da Silva Mützenberg (Examinador Externo)  
Universidade Federal de Pernambuco

## AGRADECIMENTOS

A minha mãe Maria do Socorro, por toda ajuda e apoio em todas as etapas da minha vida. A minhas tias, Lindalva Fonsêca e Luzia Fonsêca que sempre me deram força para que eu continuasse meus estudos. A minha irmã Dreyssi Fonsêca pelo apoio incondicional.

Ao meu orientador o Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa, pela paciência e competência em me guiar durante toda a pesquisa e por toda ajuda e ensinamentos que tem me dado desde a época da graduação, além de partilhar o amor pela Geomorfologia, muito obrigada!

Ao meu Coorientador Julio César Paisani pela confiança e diálogos acadêmicos bastante enriquecedores.

Aos coordenadores do Programa de Pós-Graduação em Geografia Prof. Dr. Francisco Kennedy da Silva Santos e Prof. Dr. Alcindo José de Sá.

Ao Prof. Dr. Alcindo José de Sá pela amizade e ensinamentos.

Aos amigos Ana Clara Barros, Bruno Tavares, Bruno Torres, Daniel Lira, Rhandysson Barbosa e Wemerson Flávio pela ajuda acadêmica, no campo e pela amizade em todas as horas.

Às amigas Cynthia Manuely, Joana Matias e Maria Pessôa pelos momentos de descontração e por deixar tudo mais leve.

Aos amigos do GEQUA Antonio Carlos Rocha, Carla Suelânia, Carlos Bispo, Flavia Lima, George Oliveira, Kleython Monteiro, Leandro Diomério, obrigada pelos momentos juntos.

Aos amigos da graduação e da vida Keyla Alencar e Jéssica Menezes.

À CAPES pela concessão de bolsas de Doutorado.

Ao INAPAS pelo auxílio financeiro para realização das análises.

“O único lugar aonde o sucesso vem antes do trabalho é no dicionário.”

(EINSTEIN, 1960, p.572)

## RESUMO

O entendimento dos processos formativos é de extrema importância no esclarecimento das causas de rupturas do equilíbrio das condições ambientais e, conseqüentemente, desencadeadoras dos processos geomorfológicos. Estas formas são esculpidas no decorrer do tempo geológico, bem como são reafeiçoadas pela dinâmica superficial, cujo registros são preservados pelos modelados de acumulação sendo, portanto, capazes de elucidar a evolução das diversas paisagens. Desta maneira, esta pesquisa teve por objetivo compreender a gênese da paisagem geomorfológica e como esta evoluiu ao longo do Quaternário Tardio sobre o rebordo oriental do Piemonte da Borborema, entre os Estados de Pernambuco e Paraíba. Através da abordagem morfoestratigráfica, pontos representativos foram selecionados, amostras foram coletadas para análises sedimentológicas, geoquímicas e para datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). O cruzamento destas informações demonstrou que os registros deposicionais estão estocados na paisagem há pelo menos 60.000 anos desde o Último Máximo Interestadial até o Holoceno Superior, com intervalos que sugerem que houve momentos de instabilidades seguidos por momentos de estabilidade climática, responsáveis pelos diversos processos deposicionais e evolução geoquímica. Os momentos de estabilidade e instabilidade são coincidentes com eventos Heinrich e Dansgaard-Oeschger para os depósitos do Pleistoceno, assim como para os eventos ocorridos na transição Pleistoceno/Holoceno e durante todo Holoceno, motivadores por afetar consideravelmente a paleopluviosidade e consecutivo dismantelamento dos elúvios e colúvios, retrabalhando-os, além do aumento do transporte e deposição dos materiais atrelados à dinâmicas fluviais. Ademais, estes depósitos foram afetados pela complexidade tectônica da área, responsável pela criação de espaços de acomodação não concatenados, indicando uma dinâmica de alçamento e rebaixamento de blocos com características típicas de ambientes tafogênico. Portanto, a evolução geomorfológica da área se deu pela relação sistêmica entre a tectônica, criando e desarticulando espaços de acomodação e depósitos, juntamente com as mudanças paleoclimáticas ocorridas ao longo do Quaternário.

Palavra-Chave: Piemonte da Borborema. Reconstrução paleoambiental. Controle estrutural.

## ABSTRACT

The understanding of formative processes is extremely important in order to clarify the origins of environmental balance rupture and, consequently, the triggers of geomorphological processes. Landforms in the study area were formed throughout the geological time, and shaped by surface dynamics, whose records are preserved on aggradational units that favor the reconstruction of landscape evolution. Thus, this research aimed at reconstructing the genesis of the geomorphological landscape and how it has evolved through the Late Quaternary on the eastern sector of the Borborema Piedmont in the States of Pernambuco and Paraíba. By means of applying the morphostratigraphical approach some representative areas were chosen and sediments were sampled for sedimentological, geochemical and Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating. The analyzed data demonstrated that the depositional landforms have been stored in the landscape for at least 60 Ka, from the Last Pleistocene Interstadial until the Upper Holocene, with sedimentation intervals that suggest the occurrence of environmental instability followed by phases of a more stable climate. These alternating modes were responsible for the depositional events and geochemical evolution of the sediments respectively. Stability and instability episodes coincide with Heinrich and Dansgaard-Oeschger events as found in the deposits of Pleistocene, Pleistocene/Holocene transition and Holocene age. These events have been recognized as considerably affecting the paleo-precipitation patterns in the study area, which led to the consecutive dismantling and reworking of elluvial and colluvial covers, as well as enhancing the fluvial dynamics. Furthermore, the storage of the depositional record in the landscape was influenced by the tectonic complexity of the area, which led to the creation of accommodation spaces, pointing to the occurrence of uplifting and subsidence of blocks observing a characteristically taphrogenic pattern. Therefore, the geomorphological evolution of the area occurred as a result of the systemic relationship between tectonics – creating and disarticulating accommodation spaces – and climatic shifts occurring throughout the Late Quaternary which led to widespread hillslope and fluvial deposition.

Keywords: Borborema Piedmont. Paleo-environmental reconstruction. Structural control.

## LISTA DE FIGURAS

|  |     |
|--|-----|
| Figura 1 - Mapa de localização da área .....   | 16  |
| Figura 2 - Modelo de aplainamento clássico conforme proposta de King (1956). .....   | 21  |
| Figura 3 - Seção transversal da Bacia Aiuruoca situada no Planalto do alto Rio Grande, a noroeste e Serra da Mantiqueira, a sudeste demonstrando o escalonamento das estruturas e criação de espaços de retrabalhamento e acomodação de sedimentos. .... | 29  |
| Figura 4 - Criação de espaços de acomodação a partir da instalação do Gráben do Cariatá – PB. ....   | 31  |
| Figura 5 - Tipos de leques aluviais e respectivas fácies sedimentares: A) leque aluvial dominado por fluxos de detritos; B) leque aluvial dominado por fluxos fluidificados. ....  | 47  |
| Figura 6 - Relações das formações superficiais com o substrato. ....   | 49  |
| Figura 7 - Esquema utilizado para o cálculo do índice RDE .....  | 62  |
| Figura 8 – Diagrama representativo dos diferentes graus de arredondamento/esfericidade. ....   | 68  |
| Figura 9 – Mapa com as divisões da Província Borborema. ....   | 75  |
| Figura 10 - Mapa geológico da área. ....   | 78  |
| Figura 11 - Rede de drenagem da área de estudo. ....   | 86  |
| Figura 12 - Mapa pedológico da área de estudo. ....  | 88  |
| Figura 13 - Rosácea de frequência absoluta de fotolineamentos - Azimute de elevação 45° (A) e 90° (B). ....  | 92  |
| Figura 14 - – Rosácea de frequência absoluta de fotolineamentos - Azimute de elevação 315° (A) e 360° (B). ....  | 92  |
| Figura 15 - Espacialização dos fotolineamentos – Azimute de iluminação 45° (A) e 90° (B). ....   | 93  |
| Figura 16 - Espacialização dos fotolineamentos – Azimute de iluminação 315° (A) e 360° (B). ....   | 94  |
| Figura 17 - Localização dos setores anômalos de drenagem. ....   | 97  |
| Figura 18 - Perfis longitudinais do riacho Curimatã e rio Una. ....  | 98  |
| Figura 19 - Perfil longitudinal do riacho Mogeiro. ....  | 98  |
| Figura 20 - Perfil longitudinal do rio Capibaribe-Mirim. ....  | 99  |
| Figura 21 - Perfil longitudinal do rio Siriji. ....  | 100 |
| Figura 22 - Perfil longitudinal do rio Tracunhaém. ....  | 100 |
| Figura 23 - Perfil longitudinal do rio Itapinissu. ....  | 101 |

|   |     |
|---|-----|
| Figura 24 - Perfil longitudinal do rio Botafogo.....  | 101 |
| Figura 25 - Perfis longitudinais do rio Capibaribe e Goitá. ....  | 102 |
| Figura 26 - Unidades de Relevo para a área estudada. ....   | 104 |
| Figura 27 - Perfil longitudinal da unidade cimeira com cobertura elúvio/coluvionar.....   | 105 |
| Figura 28 - Setor de cimeira da área de estudo.....   | 106 |
| Figura 29 - Perfil longitudinal da unidade escarpa dissecada. ....  | 107 |
| Figura 30 - Setores da unidade escarpa dissecada na bacia do rio Capibaribe (A), no limite da bacia do rio Tracunhaém (B) e na bacia do rio Capibaribe-Mirim (C). ....                                | 107 |
| Figura 31 - Perfil longitudinal da unidade Modelado convexo amplo.....  | 108 |
| Figura 32 - Setores da unidade Modelado convexo amplo na bacia do rio Capibaribe-Mirim (A) e do rio Capibaribe (B). ....  | 109 |
| Figura 33 - Perfil longitudinal da unidade Modelado convexo amplo com topos tabulares.110   |     |
| Figura 34 - Setores da unidade Modelado convexo amplo na bacia do rio Tracunhaém (A), topos do modelados cobertos por pavimentos detríticos (B) e feições da unidade na bacia do rio Paraíba (C)..... | 110 |
| Figura 35 - Perfil longitudinal da unidade Modelado convexo estreito. ....  | 111 |
| Figura 36 - Perfil longitudinal da unidade Modelado tabular conservado. ....  | 112 |
| Figura 37 - Setores da unidade Modelado tabular conservado na bacia do rio Paraíba (A) e detalhe de fluxo de detritos estruturadores do modelado (B).....   | 112 |
| Figura 38 - Perfil longitudinal da unidade Modelado tabular dissecado. ....   | 113 |
| Figura 39 - Setores da unidade Modelado tabular dissecado na bacia do rio Botafogo (A e B). ....  | 114 |
| Figura 40 - Setores da Unidade de Relevo planícies indiferenciadas.....   | 114 |
| Figura 41 - Distribuição dos pontos de coleta e análise e pontos de visitação.....  | 115 |
| Figura 42 - Perfil topográfico da coleta PBBC01.....  | 116 |
| Figura 43 - Perfil estratigráfico (A), Diagramas de Pejrup (B e D) e Diagrama de Shepard (C e E).....   | 118 |
| Figura 44 - Análise Química total por amostra. ....   | 119 |
| Figura 45 - Valores $K_i$ e $K_r$ , e razão $Zr/Ti$ . ....  | 121 |
| Figura 46 - Perfil topográfico da coleta PBBC02.....  | 122 |
| Figura 47 - Perfil estratigráfico (A), Diagramas de Pejrup (B e D) e Diagrama de Shepard (C e E). ....  | 123 |
| Figura 48 - Análise Química total por amostra. ....   | 125 |
| Figura 49 - Relações Molares $Zr/Ti$ , $K_i$ e $K_r$ para as amostras.....  | 126 |

|   |     |
|---|-----|
| Figura 50 - Perfil topográfico da coleta PBBC03.....  | 128 |
| Figura 51 - Perfil estratigráfico (A), Diagramas de Pejrup (B) e Diagrama de Shepard (C).129                |     |
| Figura 52 - Análise Química total por amostra. ....   | 130 |
| Figura 53 - Relações molares Zr/Ti, Ki e Kr por amostra.....  | 131 |
| Figura 54 - Perfil topográfico da coleta PSLBB01.....   | 132 |
| Figura 55 - Perfil estratigráfico (A), Diagramas de Pejrup (B e D) e Diagrama de Shepard (C e E). ....      | 134 |
| Figura 56 - Análise Química total por amostra. ....   | 136 |
| Figura 57 - Relações molares Zr/Ti, Ki e Kr.....  | 137 |
| Figura 58 - Perfil topográfico da coleta PBBCM01.....   | 138 |
| Figura 59 - Perfil estratigráfico (A), Diagramas de Pejrup (B e D) e Diagrama de Shepard (C e E). ....      | 140 |
| Figura 60 - Análise Química total por amostra. ....   | 141 |
| Figura 61 - Relações molares Zr/Ti, Ki e Kr por amostra.....  | 142 |
| Figura 62 - Perfil topográfico da coleta PBBCM02.....   | 143 |
| Figura 63 - Perfil estratigráfico (A), Diagramas de Pejrup (B e D) e Diagrama de Shepard (C e E). ....      | 144 |
| Figura 64 - Análise Química total por amostra. ....   | 146 |
| Figura 65 - Relações molares Zr/Ti, Ki e Kr por amostra.....  | 147 |
| Figura 66 - Perfil topográfico da coleta PBBP01.....  | 148 |
| Figura 67 - Perfil estratigráfico (A), Diagramas de Pejrup (B) e Diagrama de Shepard (C).149                |     |
| Figura 68 - Análise Química total por amostra. ....   | 151 |
| Figura 69 - Relações molares Zr/Ti, Ki e Kr por amostra.....  | 151 |
| Figura 70 - Perfil topográfico da coleta PBBP02.....  | 153 |
| Figura 71 - Perfil estratigráfico (A), Diagramas de Pejrup (B, D e F) e Diagrama de Shepard (C, E e G)..... | 154 |
| Figura 72 - Análise Química total por amostra. ....   | 156 |
| Figura 73 - Relações molares Zr/Ti, Ki e Kr por amostras. ....  | 156 |

## LISTA DE TABELAS

|  |     |
|--|-----|
| Tabela 1 - Relação entre as formações superficiais e sua proveniência.....     | 48  |
| Tabela 2 – Mobilidade dos minerais sob condições predominantemente úmidas..... | 50  |
| Tabela 3 – Escala quantitativa para a descrição do grau de seleção.....        | 66  |
| Tabela 4 – Escala quantitativa para a descrição do grau de assimetria. ....    | 67  |
| Tabela 5 – Esqala quantitativa para classificação dos valores de curtose. .... | 67  |
| Tabela 6 – Índices morfométricos dos canais analisados. ....                   | 95  |
| Tabela 7 - Idade LOE dos depósitos de encosta.....                             | 158 |

## SUMÁRIO

|              |   |    |
|--------------|---|----|
| <b>1</b>     | <b>INTRODUÇÃO</b> .....   | 15 |
| 1.1          | JUSTIFICATIVA .....   | 16 |
| 1.2          | OBJETIVOS .....   | 18 |
| <b>1.2.1</b> | <b>Objetivos Gerais</b> .....   | 18 |
| <b>1.2.2</b> | <b>Objetivos Específicos</b> .....  | 18 |
| <b>2</b>     | <b>REVISÃO TEÓRICA</b> .....  | 19 |
| 2.1          | AS SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO NO CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO .....                                     | 19 |
| 2.2          | AMBIENTES DEPOSICIONAIS E A INFLUÊNCIA DA TECTÔNICA QUATERNÁRIA .....                               | 26 |
| <b>2.2.1</b> | <b>Tectônica Cenozoica e os ambientes deposicionais continentais na Plataforma Brasileira</b> ..... | 27 |
| <b>2.2.2</b> | <b>Neotectônica e ambientes deposicionais no Nordeste brasileiro</b> .....                          | 30 |
| 2.3          | RECONSTRUÇÃO DOS PALEOAMBIENTES QUATERNÁRIOS .....  | 33 |
| <b>2.3.1</b> | <b>Dinâmica Quaternária no Nordeste Brasileiro</b> .....  | 36 |
| 2.4          | AMBIENTES DEPOSICIONAIS E A PAISAGEM .....  | 42 |
| <b>2.4.1</b> | <b>Depósitos de origem coluvial</b> .....   | 43 |
| <b>2.4.2</b> | <b>Depósitos de origem aluvial</b> .....  | 45 |
| 2.5          | MARCADORES GEOQUÍMICOS NA DIFERENCIAÇÃO ESTRATIGRÁFICA .....  | 48 |
| <b>2.5.1</b> | <b>Geoquímica na caracterização dos ambientes deposicionais</b> .....                               | 53 |
| <b>3</b>     | <b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....  | 58 |
| 3.1          | COMPARTIMENTAÇÃO E ANÁLISE MORFOESTRUTURAL E GEOMORFOLÓGICA .....                                   | 58 |
| <b>3.1.1</b> | <b>Indicadores Morfotectônicos</b> .....  | 58 |
| 3.2          | MORFOMETRIA DO RELEVO E DA REDE DE DRENAGEM .....   | 59 |
| <b>3.2.1</b> | <b>Lineamentos de Relevo e Drenagem</b> .....   | 59 |
| <b>3.2.2</b> | <b>Relação Declividade X Extensão (RDE) ou índice de Hack</b> .... 61_Toc525303326                  |    |
| <b>3.2.3</b> | <b>Perfil Longitudinal de um Rio</b> .....  | 62 |
| 3.3          | ANÁLISE MORFOESTRATIGRÁFICA .....   | 63 |
| 3.4          | TRABALHO DE CAMPO E COLETA DE MATERIAIS .....   | 64 |
| 3.5          | PROCEDIMENTOS LABORATORIAIS .....   | 65 |

|              |  |     |
|--------------|--|-----|
| <b>3.5.1</b> | <b>Análises Sedimentológicas</b> .....   | 65  |
| 3.5.1.1      | <i>Granulometria</i> .....   | 65  |
| 3.5.1.2      | <i>Morfoscopia</i> .....   | 68  |
| 3.5.1.3      | <i>Assinatura Geoquímica dos Sedimentos por Fluorescência de Raios-X (XRF)</i> .....   | 69  |
| 3.5.1.4      | <i>Datação de sedimentos por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)</i> .....  | 71  |
| <b>4</b>     | <b>CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA</b> .....  | 74  |
| 4.1          | GEOTECTÔNICA E LITOLOGIA .....   | 74  |
| <b>4.1.1</b> | <b>Geotectônica da porção Oriental do Nordeste</b> .....   | 74  |
| <b>4.1.2</b> | <b>Arcabouço Litológico</b> .....  | 76  |
| 4.2          | ASPECTOS CLIMÁTICOS .....  | 82  |
| <b>4.2.1</b> | <b>Sistemas Climáticos Atuentes</b> .....  | 82  |
| 4.3          | REDE DE DRENAGEM .....   | 85  |
| 4.4          | ASPECTOS PEDOLÓGICOS .....   | 87  |
| <b>5</b>     | <b>RESULTADOS</b> .....  | 91  |
| 5.1          | MORFOMETRIA E MORFOESTRUTURA DO SETOR ORIENTAL DO<br>PIEMONTE DA BORBOREMA .....   | 91  |
| <b>5.1.1</b> | <b>Fotolineamentos de Relevô</b> .....   | 91  |
| <b>5.1.2</b> | <b>Morfometria e perfis longitudinais da rede de drenagem</b> .....  | 94  |
| <b>5.1.3</b> | <b>Compartimentação das unidades morfológicas do Piemonte da Borborema</b> 103   |     |
| 5.1.3.1      | <i>Domínio do Planalto da Borborema</i> .....  | 105 |
| 5.1.3.2      | <i>Domínio do Piemonte da Borborema</i> .....  | 107 |
| 5.1.3.3      | <i>Domínio do Planalto Sedimentar Litorâneo</i> .....  | 111 |
| 5.2          | ÁREAS DE COLETA, PROPRIEDADES SEDIMENTOLÓGICAS,<br>GEOQUÍMICAS E GEOCRONOLÓGICAS DO SETOR ORIENTAL DO PIEMONTE DA<br>BORBOREMA ..... | 115 |
| <b>5.2.1</b> | <b>Perfil Piemonte da Borborema Bacia do Capibaribe 01 (PBBC01)</b> .....  | 116 |
| <b>5.2.2</b> | <b>Perfil Piemonte da Borborema Bacia do Capibaribe 02 (PBBC02)</b> .....  | 122 |
| <b>5.2.3</b> | <b>Perfil Piemonte da Borborema Bacia do Capibaribe 03 (PBBC03)</b> .....  | 127 |
| <b>5.2.4</b> | <b>Perfil Planalto Sedimentar Litorâneo Bacia do Botafogo 01 (PSLBB01)</b> .....   | 132 |
| <b>5.2.5</b> | <b>Perfil Piemonte da Borborema Bacia do Capibaribe-Mirim 01 (PPBCM01)</b> 137   |     |
| <b>5.2.6</b> | <b>Perfil Piemonte da Borborema Bacia do Capibaribe-Mirim 02 (PPBCM02)</b> 142   |     |
| <b>5.2.7</b> | <b>Piemonte da Borborema Bacia Paraíba 01 (PBBP01)</b> .....   | 147 |
| <b>5.2.8</b> | <b>Piemonte da Borborema Bacia Paraíba 02 (PBBP02)</b> .....   | 152 |

|       |  |            |
|-------|--|------------|
| 5.3   | CRONOLOGIA E CORRELAÇÃO CRONOESTRATIGRÁFICA DOS<br>SEDIMENTOS DO PIEMONTE DA BORBOREMA.....  | 157        |
| 5.3.1 | <b>Relação entre os fatores Geoquímicos, Climáticos e Tectônicos na dinâmica<br/>Geomorfológica do Setor Oriental do Piemonte da Borborema .....</b> | <b>161</b> |
| 6     | <b>CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>   | <b>166</b> |
|       | <b>REFERÊNCIAS .....</b>   | <b>168</b> |

## 1 INTRODUÇÃO

A geografia física tem se constituído como um sistema teórico voltado para explicação dos elementos e processos que produzem a diferenciação da superfície da Terra. As raízes deste conceito remontam aos trabalhos clássicos de Estrabão, Varenius, Humboldt, Lomonosov, Berg, La Blache, Sochava, entre outros. O estudo da superfície da Terra foi axiomatizado por Ernst Neef (1967) o qual postulou que os elementos e processos da superfície da Terra estão, em maior ou menor grau, ligados à própria dinâmica do planeta, sua atividade mantélica e seus ciclos orbitais (axioma planetário).

Além disso, esta dinâmica terrestre altera a própria configuração do planeta, fazendo com que a distribuição da matéria e energia seja irregular, mas que em qualquer ponto da superfície da Terra, as interações entre seus componentes e processos ainda respondem diretamente às leis da natureza, (axioma da paisagem). Assim, todos os fatos geográficos (da superfície da Terra), possuem uma localização, que se define pelas características de matéria e energia do local, mas principalmente relações de troca e comunicação entre os diferentes lugares (axioma cronológico).

A evolução geomorfológica depende de uma interação dinâmica entre os fatores endógenos e exógenos de formação do relevo. Os fatores exógenos desencadeiam processos denudacionais e deposicionais que, associados aos processos endógenos, fornecem os registros morfológicos necessários para o estudo da evolução da paisagem.

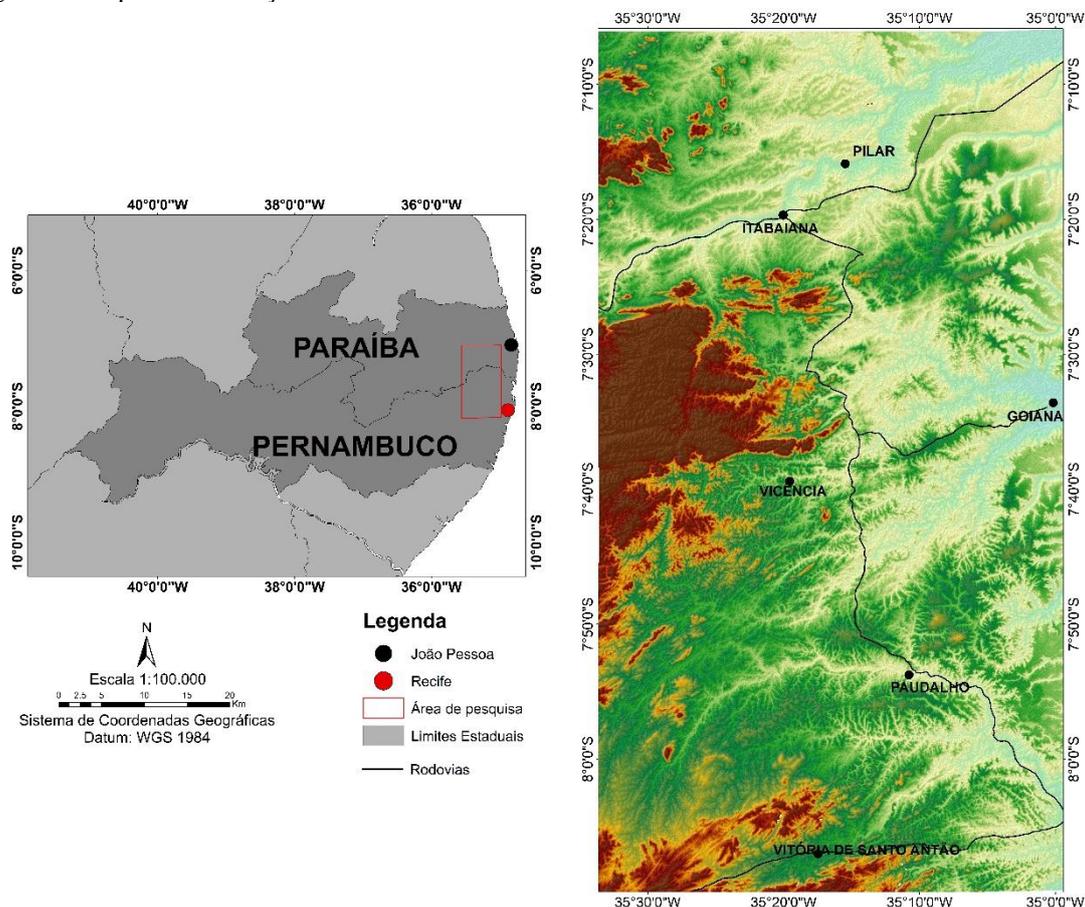
Inúmeras pesquisas vêm sendo realizadas desde o início da década de 1940 no intuito de identificar e classificar as superfícies deposicionais no território brasileiro, a partir da delimitação de grandes compartimentos regionais calcados em sucessivos eventos erosivos de escala temporal longa (BIGARELLA & AB'SABER, 1964; DEMANGEOT, 1961; DE MARTONNE, 1943; DRESCH, 1957; RUELLAN, 1956).

A presente pesquisa propõe-se a analisar a evolução da paisagem geomorfológica associada à variabilidade climática e a fatores neotectônicos, que têm impactado as coberturas superficiais em áreas do Nordeste Oriental do Brasil, a partir da análise das respostas sedimentares sobre a rede de drenagem e as superfícies de encosta. Em função de sua posição dentro do contexto geomorfológico do Nordeste Oriental, as áreas estudadas estão compreendidas na borda oriental do Planalto da Borborema nos Estados da Paraíba e Pernambuco (Figura 01). O conhecimento da dinâmica temporal dos processos geomorfológicos, bem como a evolução geoquímica dos sedimentos faz-se necessária para compreensão da história recente da paisagem. Através da análise dos depósitos superficiais é

possível interpretar a história da sedimentação e o ambiente deposicional, lançando luz sobre os processos formadores dos materiais superficiais.

Para tal, admite-se que os componentes estruturais e a dinâmica erosiva estão encadeados e se completam, ou seja, a tectônica seria responsável pela criação de *loci* deposicionais, enquanto que os agentes climáticos atuam na criação e remoção de mantos de intemperismo para os setores de média e baixa encosta. Portanto, a identificação e análise dos parâmetros morfotectônicos, juntamente com sua estreita relação com as coberturas quaternárias é crucial na compreensão da dinâmica evolutiva do setor de piemonte do Planalto da Borborema.

Figura 1 - Mapa de localização da área



## 1.1 JUSTIFICATIVA

O tema desta pesquisa justifica-se devido à necessidade em se elucidar as diferentes circunstâncias formativas da paisagem geomorfológica no Nordeste brasileiro, sobretudo no setor oriental do Planalto da Borborema, cuja a paisagem é marcada pelos movimentos verticais dos blocos falhados que se mantiveram em operação muito após a formação da margem

continental, impondo uma grande dificuldade de confrontação das informações espaciais com os modelos clássicos de evolução do relevo, por aplainamentos escalonados estabelecidos ao longo de grandes intervalos de tempo geológico (FORTES, 1986; BEZERRA *et al* 2008; TAVARES, 2010; FONSÊCA, 2012).

Na visão clássica de evolução geomorfológica (DAVIS, 1899; KING, 1956; BIGARELLA & ANDRADE, 1965; MABESOONE & CASTRO, 1975), o Planalto da Borborema evoluiu a partir da formação de pediplanos escalonados ao longo do Cenozoico gerados através de fases de reativação da plataforma brasileira, que por sua vez são decorrentes da própria dinâmica cíclica do tectonismo vertical das margens passivas de continente.

Contudo, trabalhos desenvolvidos por Corrêa (2001), Morais Neto & Alkimin (2001), Lima (2008), Tavares (2015), entre outros têm demonstrado a necessidade de uma análise mais detalhada no intuito de esclarecer a correlação entre as áreas fontes e a áreas receptoras e de transporte de sedimentos na paisagem, com vistas a entender a gênese de do relevo conquanto resposta aos sistemas erosivo-deposicionais. Assim, a visão generalista de que a gênese dos compartimentos geomorfológicos no Planalto se explicaria a partir da sua relação com depósitos de caráter regional, como os sedimentos da Formação Barreiras, passou a não ser suficiente (CORRÊA, 2001), uma vez que nem as formas de detalhe, nem os depósitos encontrados se enquadravam nos esquemas de evolução policíclica do relevo.

Assim sendo, ponderações baseadas na observação em campo e pelo cotejamento do referencial teórico referente à evolução do Planalto da Borborema e seu entorno, evidenciam que as definições regionais, com base numa evolução cíclica do relevo, não possibilitam a compreensão das relações de campo entre as formações superficiais e as formas de relevo. É preciso, portanto, estabelecer conexões claras entre os materiais estruturadores da paisagem e as formas de relevo.

A paisagem geomorfológica no setor de piemonte do Planalto da Borborema, apresenta formas atreladas à reativação de zonas de cisalhamento e instalação de grábens e horsts, como já razoavelmente bem estabelecido por BRITO NEVES *et al.*, (2004) e LIMA FILHO *et al.*, (2006). No entanto, o impacto dessas dinâmicas sobre a hierarquização dos conjuntos de formas erosivas e deposicionais ainda precisa ser discutido.

## 1.2 OBJETIVOS

### 1.2.1 Objetivos Gerais

A presente pesquisa propõe-se a analisar a evolução da paisagem geomorfológica, associada à variabilidade climática e a fatores neotectônicos, que têm impactado a estrutura superficial da paisagem em áreas do Nordeste Oriental, a partir da análise das respostas sedimentares sobre os níveis de base locais, além da identificação e diferenciação dos loci deposicionais contidos no piemonte do Planalto da Borborema, entre os Estados de Pernambuco e Paraíba.

### 1.2.2 Objetivos Específicos

- Identificação de áreas-tipo, sob forma de modelados de acumulação e denudação a partir do mapeamento morfoestrutural e geomorfológico.
- Através de parâmetros morfométricos, estabelecer possíveis controles estruturais sobre o relevo;
- Determinar a influência da tectônica neo-cenozoica na produção de sedimentos e identificar as áreas de estocagem;
- Descrição das propriedades sedimentológicas e cronologia dos materiais por Luminescência Opticamente Estimulada – LOE e posterior estruturação de coluna cronoestratigráficas avaliando os eventos formativos;
- Caracterização geoquímica dos sedimentos, estabelecendo uma relação com a litologia e determinando grau de amadurecimento destes depósitos;
- Estabelecer sequência evolutiva dos eventos tectônicos e paleoclimáticos envolvidos diretamente na gênese das formas de relevo.

## 2 REVISÃO TEÓRICA

### 2.1 AS SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO NO CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

As pesquisas geomorfológicas regionais em áreas plataformais, a partir da segunda metade do século XX, estavam balizadas na premissa chave da teoria da pediplanação, de que as formas seriam dependentes de um processo de soerguimento generalizado seguindo pelo recuo erosivo das encostas sem decréscimo de declividade, até o desenvolvimento final das superfícies de aplainamento. Essa assertiva tornou-se norteadora dos primeiros trabalhos sobre a compartimentação do relevo no Brasil, tendo por objetivo o reconhecimento e caracterização dos diferentes estágios de aplainamento (BEZERRA *et al.*, 2008; GROHMANN & RICCOMINI, 2012).

As superfícies de aplainamento são caracterizadas como sendo a última fase no processo evolutivo das formas de relevo, alimentadas por processos endógenos e dinamizadas pelos processos exógenos e representariam grandes extensões da superfície do relevo (GERRARD, 1995). Por se tratar de superfícies cuja a origem gera muita controvérsia, Bigarella (2007) sugere que não haveria um mecanismo que explicasse satisfatoriamente a gênese e a evolução das áreas aplainadas, haja vista que uma superfície totalmente aplainada só seria possível caso houvesse uma estabilidade tectônica dos fragmentos intraplaca.

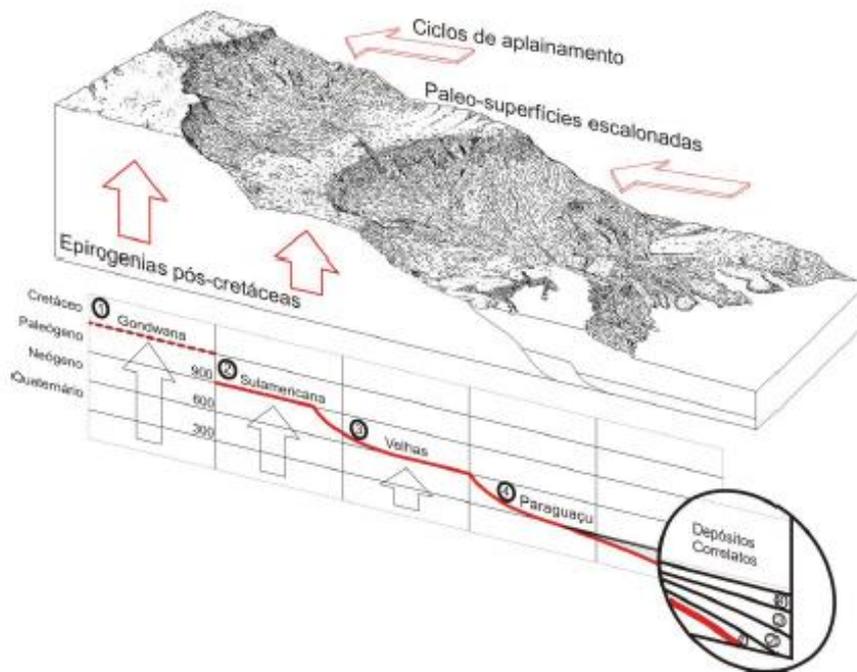
Estes pressupostos evolutivos têm como base a teoria proposta por Davis (1899), cujo postulados balizaram vários estudos acerca da evolução geomorfológica. No Brasil, Harder & Chamberlin (1915) foram os primeiros pesquisadores a tratar sobre as superfícies de aplainamento à ocasião dos estudos geológicos no Estado de Minas Gerais, onde reconheceram superfícies de aplainamentos na Serra do Espinhaço.

A ideia de que o relevo brasileiro evoluiria aos moldes apalachianos, ou seja, uma vez que o processo erosivo se instalasse em determinada área, operando sobre litologias distintas, resultaria no desenvolvimento de pequenas elevações orientadas paralelamente aos antigos dobramentos foi proposta por Deffontaine (1945) que assegurava que estas formas seriam resultantes de um soerguimento em escala regional, seguido dos processos erosivos rebaixando progressivamente o relevo. Todavia, a primeira postulação sistematizada sobre tais superfícies decorreu a partir do trabalho de De Martonne (1943; 1944), que através da discussão sobre a problemática morfológica nos trópicos brasileiros diferenciou inúmeras feições associadas à maciços antigos, se estendendo do litoral ao interior sob a ótica do clima agindo sobre o modelado.

Em meados da década de 1950, as superfícies de aplainamento seriam encontradas em diversos níveis erosivos, sendo essencialmente resultado do soerguimento da crosta e evoluindo para a formação de diversos patamares de piemonte, de acordo com os estudos engendrados por Penck (1924). Deste modo, King (1956) formulou o processo evolutivo para as superfícies do Brasil Oriental, substituindo os processos de peneplanização pelos processos de elaboração de pedimentos e pediplanação, orientado pela sua teoria do recuo paralelo das escarpas.

Este autor atribuiu à paisagem brasileira um aspecto escalonado que progride em direção ao interior do continente, aventando que cada superfície aplainada permanece inalterada até que um novo soerguimento subcontinental ocorra, destruindo um ciclo e demarcando o subsequente, onde se desenvolve uma nova pediplanice. Com base nesta premissa, King (1956) atribuiu os seguintes níveis evolutivos para o Brasil: a mais antiga seria a Superfície Fóssil, de idade carbonífera, caracterizada por estar predominantemente sedimentada sobre uma massa continental em subsidência e que também sofreu uma glaciação antiga; do Triássico Superior encontraríamos a Superfície Desértica, que teria uma grande extensão e apresentando relevo predominantemente baixo, correspondente à base da série Botucatu, de pouca importância na paisagem moderna; A Superfície Gondwana, datando do Cretáceo Inferior, integrante da antiga topografia do continente Gondwana antes do rifteamento que originou o Oceano Atlântico; a Superfície Pós-Gondwana, caracterizada por ser uma superfície mais alta e acidentada, um remanescente da Superfície Gondwana do Cretáceo Superior. Já a Superfície Sul-Americana seria do Terciário Inferior e teria sido dissecada a partir do Paleoceno pelas superfícies subsequentes, preservadas sob a forma de chapadas; a Superfície Velhas, do Terciário Superior, associada a uma paisagem pedimentada com remanescentes semelhantes à inselbergs, raramente apresentando um aplainamento generalizado e sob a forma de vales que dissecam o ciclo anterior com extensa sedimentação costeira, a exemplo da Formação Barreiras. Por último, a Superfície Paraguaçu de idade quaternária (Figura 02), cujas evidências morfológicas só são visíveis ao longo dos sistemas fluviais de maior extensão que desaguam diretamente do mar.

Figura 2 - Modelo de aplainamento clássico conforme proposta de King (1956).



Fonte: (MAIA, BEZERRA & CLAUDINO-SALES, 2010).

Ainda na década de 1950, Andrade (1958) também aventou hipóteses sobre superfícies de aplainamento de idade pliocênica para o Nordeste do Brasil, com base em estudos sobre o Planalto da Borborema e seu entorno, fundamentado na concepção cíclica dos processos de pediplanação, a partir de uma sucessiva atuação do processo erosivo, partindo do pressuposto de uma estabilidade tectônica prolongada. Esta estabilidade só seria rompida caso houvesse um novo alçamento regional, que marcaria o final e o início de uma nova superfície de erosão, marcado por relevos progressivamente mais rebaixados. Neste tipo de abordagem geomorfológica, eram desconsideradas as influências climáticas na evolução das vertentes, a exceção das regiões glaciais, periglaciais e extremamente áridas, sendo o seu papel reduzido no desenvolvimento das encostas (SALGADO, 2007).

Somente a partir do final da década de 1950 foi delineado um novo paradigma para os estudos geomorfológicos no Brasil, onde a partir dos trabalhos de Bigarella & Ab'Saber (1964) começou-se a se pensar sobre a influência do clima na escultura da paisagem. Deste modo, o clima passou a ser fator essencial e controlador dos processos exógenos, sendo possível explicar como as superfícies de aplainamento brasileiras evoluíam (BIGARELLA, 2007), a exemplo do que asseverou Ab'Saber (1969) atribuindo os extensos pediplanos e pedimentos embutidos em vales à climas essencialmente secos/semiáridos.

Já para Bigarella, Mousinho & Silva (1965), a paisagem atenderia às mesmas perspectivas cíclicas propostas por King (1956), entretanto esta ciclicidade não estaria atrelada

à tectônica, mas sim às alternâncias paleoclimáticas que variariam entre o semiárido e o úmido. Por conseguinte, as superfícies seriam desenvolvidas a partir de alvéolos de altitudes diversas, evoluindo a partir da existência de *knickpoints* mantidos pela rede de drenagem (BIGARELLA & AB'SÁBER, 1964).

Através destas assertivas, Bigarella, Mousinho & Silva (1965) estabeleceram uma outra classificação das superfícies de aplainamento brasileira, bastante aceita por várias décadas, estando dividida em três superfícies onde a superfícies se encadeariam da mais antiga para a mais jovem, onde a superfície Pd3 dataria do Eoceno/Oligoceno, a Pd2 seria do Mioceno e a Pd1 dataria do Plio-Pleistoceno, além dos níveis de pedimentos embutidos nos vales P2 e P1, interpretados como quaternários.

Outra alegação sobre o desenvolvimento das superfícies de aplainamento e seus depósitos correlativos teve como axioma a intrínseca relação entre os eventos de denudação e de agradação atrelados às variações climáticas terrestres através de processos bem definidos de acordo com a teoria da bio-resistasia proposta por Erhart (1955), na qual sob a influência de uma morfodinâmica semiárida (correspondente à resistasia), as vertentes seriam extensivamente degradadas lateralmente, seguida de uma fase com a formação de extensos mantos de intemperismo devido à estabilidade morfodinâmica gerada por condições climáticas úmidas (MABESOONE & CASTRO, 1975; AB'SÁBER, 2011).

Esta interpretação para áreas no Brasil meridional e sudeste é bastante válida, haja vista que a evolução do relevo condicionada às alternâncias entre semiaridez e umidade acarretaria a decomposição química das rochas e formação de solos extremamente profundos (PASSOS & BIGARELLA, 2011). Assim, essas paleosuperfícies seriam o resultado da correlação entre mudanças climáticas, cujo o clima úmido favoreceria os processos pedogenéticos e a dissecação do relevo pela erosão linear da drenagem, ao passo que o clima seco e quente resultaria no aumento dos processos morfogenéticos e as dinâmicas pluviais de alta intensidade e baixa recorrência contribuiriam para o processo de pediplanação (AB'SÁBER, 1960). Esta alternância resultaria no recuo das vertentes, ficando o material erodido acumulado na base da encosta no formato de rampa em direção ao fundo do vale, dando origem aos pedimentos que ao se unirem dariam origem às superfícies aplainadas (BIGARELLA, 2007).

Do mesmo modo que tais estudos tentaram explicar a formação das superfícies de aplainamento para o sudeste brasileiro, outros autores tentaram transportar tais assertivas a fim de explicar o desenvolvimento geomorfológico do Nordeste do Brasil, uma vez que, por estar sob condições climáticas atuais de semiaridez, a paisagem refletia de forma bastante clara os processos de acumulação e denudação defendido por tais modelos (AB'SABER, 1969).

Para o Nordeste, Crandall (1910) foi o pioneiro na interpretação pautada em sucessivos ciclos de aplainamentos regidos por processos epirogênicos pós-cretáceos como mais tarde consolidado pelas contribuições de Dresch (1957), Andrade (1958), Mabesoone & Castro (1975), Mabesoone (1978), entre outros, que identificaram no relevo da região patamares escalonados desenvolvidos ao longo do Cenozoico. No caso do Planalto da Borborema, os processos de aplainamento decorrentes do soerguimento regional constituíram peça fundamental na elucidação da evolução geomorfológica como proposta por Andrade & Caldas Lins (1963)

Dentro desta mesma linha de argumentação, Mabesoone & Castro (1975) propuseram que o Planalto da Borborema seria um domo rejuvenescido, com diversas áreas aplainadas em seu interior, onde a tectônica teria pouca importância na sua evolução, haja vista que o seu soerguimento teria acontecido a partir de um bombeamento generalizado, sendo a morfogênese subsequente influenciada unicamente pelas mudanças climáticas. A posteriori, Mabesoone (1978), mesmo que de forma generalizada, reconheceu a importância da tectônica na estruturação destas superfícies, haja vista que a reativação tectônica ocorrida durante o Cretáceo e o Cenozoico na plataforma sul americana, havia influenciado na configuração geomorfológica, propondo que o relevo nordestino seria cenozoico, sobretudo do Quaternário.

Em suma, a história Cenozoica do relevo do Nordeste brasileiro, a partir do Terciário Inferior, foi marcada pela elaboração de três pedimentos e dois pediplanos sob condições climáticas de semiaridez alternadas por dinâmicas climáticas intermediárias e mais úmidas. Durante as fases úmidas desenvolveram-se mantos de intemperismo lateríticos e até crostas ferruginosas. Em seguida, ocorreram momentos de deposição de sedimentos correlativos ao término dessas fases úmidas, extremamente erosivas, enquanto nas fases semiáridas subsequentes predominava a pediplanação (MABESOONE, 1966).

Nesta linha de argumentação acerca das superfícies de aplainamento, os patamares mais elevados do Nordeste brasileiro estariam relacionados às superfícies mais antigas, ou seja, a Superfície Pós-Gondwana de King (1956), o patamar Pd3 conforme Bigarella, Mousinho & Silva (1965) ou Superfície Borborema, de acordo com Mabesoone & Castro (1975), tendo sido possivelmente desenvolvidas entre o Albiano e o Oligoceno, caracterizadas por estarem num patamar altimétrico acima dos 1.000 metros, o que ocasionaria uma forte dissecação. Num patamar mais abaixo, entre as isoípsas de 650 e 900 metros, equivalendo à Superfície Sul-Americana proposta por King, o pediplano Pd2 de Bigarella ou ainda a Superfície Sulamericana de Mabesoone & Castro (1975), inseridas exclusivamente dentro do Planalto da Borborema, estaria o nível inferior denominado Cariris Velhos ou Soledade, com idade miocênica.

O aplainamento geral para área ocorre entre as cotas altimétricas de 350 e 600 metros de altitude, que corresponde à Superfície Sertaneja de Mabesoone & Castro (1975), Superfície Velhas de Lester King ou Pd1 de Bigarella. Sua idade está estabelecida a partir da sedimentação da Formação Barreiras então atribuída ao Plio-Pleistoceno, visto como o aplainamento mais recente da região. Incisões lineares esculpiram este aplainamento durante o Neógeno através do trabalho erosivo da drenagem, dando origem a dois níveis de terraços e pedimentos, equivalentes ao ciclo polifásico Paraguaçu, cuja evolução no Nordeste brasileiro estaria vinculada às glaciações quaternárias nas latitudes altas e médias.

A despeito do caráter lógico/dedutivo, as interpretações cíclicas do relevo do Nordeste Oriental são deveras generalistas, uma vez que a ideia de erosão generalizada como responsável pela evolução das superfícies de aplainamento não responde à contento a real evolução de uma paisagem plataformal em margem passiva (TWIDALE, 1982; THOMAS, 1994), sobretudo devido à inadequação das suas escalas espaço-temporais e a idade das formações superficiais, inviabilizando a abordagem para estudos de maior detalhe (CORRÊA, 2001).

Neste sentido, é necessário estabelecer uma cronologia absoluta dos eventos denudacionais e deposicionais (SUMMERFIELD, 2000), haja vista que são responsáveis pela formação das superfícies aplainadas ou topos aparentemente concordantes. Esta afirmação se torna válida a partir do momento que nem sempre é possível correlacionar cronoestratigraficamente níveis topográficos situados no interior dos continentes baseados apenas nos depósitos que estão confinados em determinados níveis, como a Formação Barreiras no litoral do Nordeste.

Estudos mais recentes, portanto, ratificam a necessidade de uma análise mais precisa e complexa na tentativa de esclarecimento da correlação das chamadas áreas fontes, áreas de transporte de material e áreas deposicionais. Os problemas advindos da não observância e investigação mais detalhada são apontados por Morais Neto (1999) e Morais Neto & Alkmin (2001) que, em crítica aos esquemas meramente interpretativos utilizando parâmetros generalistas, asseveram que o próprio escalonamento do piemonte que antecede a escarpa do Planalto da Borborema apresenta níveis de 100, 200 e 350 metros, sugerindo a ocorrência de tectônica disjuntiva e reativação de antigas zonas de fraquezas paralelas à linha de costa, corroborando mais uma vez a assertiva que as superfícies de aplainamento se formam a partir da correlação dos parâmetros climáticos e tectônicos.

Da mesma maneira, analisando a problemática acerca da conceituação das superfícies de erosão, Corrêa & Mendes (2003) apontam diversos problemas que necessitam elucidação na aplicação clássica da teoria das superfícies de aplainamento, sobretudo na relação entre os

processos denudacionais e deposicionais. Segundo estes autores, esta é uma relação bastante complexa, haja vista que como o relevo é resultado de fenômenos destrutivos, os modelados não se detêm inertes após a produção de outro nível deposicional correlato. Contrariamente, eles continuam a evoluir de acordo com as leis do equilíbrio dinâmico de ajuste entre formas, arcabouços litoestruturais e processos superficiais.

Destarte, as superfícies de aplainamento não devem ser consideradas como fases terminais, mas sim como fases intermediárias, onde os testemunhos responsáveis pela exposição dos diversos níveis de evolução e/ou degradação estão conservados na paisagem como heranças (PEULVAST & CLAUDINO-SALES, 2002). Do mesmo modo, estes testemunhos não podem ser compreendidos unicamente pela morfologia e suas inter-relações a fim de atender um modelo hipotético sem que haja dados geocronológicos para validá-los (CORRÊA & MENDES, 2003).

Portanto, parâmetros como grau de intemperismo e remoção dos mantos de alteração, outrora considerados como auxiliares, devem ser julgados como determinantes na gênese morfológica (CORRÊA & MENDES, 2003). Nesta perspectiva, Damuth & Fairbridge (1970) asseguram que a evolução do relevo por etchplanação pode ser uma metodologia muito válida no entendimento do relevo regionalmente, uma vez que a morfogênese é condicionada pela renovação da elaboração e evacuação das coberturas pedogenéticas (CORRÊA, 2001).

Como a concepção de superfícies de aplainamento em patamares escalonados, cuja ideia de evolução cronológica seria “quanto mais alta topograficamente mais antiga” não pode ser aplicável extensamente para o Nordeste Brasileiro. Maia, Bezerra & Claudino-Sales (2010) apontam que as novas concepções acerca dos estudos geomorfológicos estão validadas a partir da aceitação da teoria da tectônica de placas. A partir destas afirmações, estudos mais precisos acerca da dinâmica e gênese das margens passivas e áreas intraplacas foram responsáveis pela reformulação das metodologias investigativas, a exemplo da inserção da ideia de reativações tectônicas que, segundo Summerfield (1991) podem ocorrer no contexto intraplaca a partir de quadros oscilatórios entre momentos de estabilidade e instabilidade, influenciando diretamente a geodinâmica do relevo continental.

Bezerra *et al.*, (2008; 2011) ratificam a influência do tectonismo intraplaca na evolução do relevo no Nordeste brasileiro através da constatação de reativação das falhas durante o Cenozóico como sendo responsável pela morfologia e a sedimentação contemporânea, contrapondo-se à ideia de tectônica inativa nas bacias sedimentares de margem passiva. Estes autores afirmam que a história geomorfológica das margens passivas é mais complexa do que conjecturam os modelos de pediplanação e, portanto, nenhuma das teorias poderia explicar

completamente a evolução das superfícies de aplainamento (ADAMS, 1975). Os elementos envolvidos no processo são extremamente mutáveis na escala do tempo-espço, configurando um problema de adequação a tais estudos às superfícies contemporâneas, assim, uma única teoria não é capaz de explicar completamente sua origem (SALGADO, 2007).

A existência de superfícies mais antigas em níveis altimétricos mais rebaixados, contrapõe-se à teoria das superfícies escalonadas (PEULVAST & CLAUDINO-SALES, 2002), sendo esta afirmativa base para os autores afirmarem uma origem poligênica para as superfícies de aplainamento, em eventos que vão do Cretáceo Inferior até o Quaternário. Durante estes eventos ocorreram inversões de relevo e elaboração de depósitos sedimentares correlatos, ao longo de variações dos níveis de base geral, à medida que zonas de cisalhamento brasileiras controlavam as principais feições de erosão diferencial (MAIA & BEZERRA, 2014).

Deste modo, o relevo do Planalto da Borborema e das bacias marginais circunvizinhas apresentam feições controladas por falhamentos datados do Brasileiro e reativados durante o Cenozoico (BRITO NEVES, 1999), sendo a tectônica pós-cretácea um dos principais mecanismos atuantes nos processos evolutivos deste setor do relevo brasileiro. Como o modelo de pediplanação não pode ser confirmado apenas pelo componente topográfico, mas sim pelos componentes morfoestratigráficos e morfotectônicos, faz-se necessário incorporar a tectônica quaternária bem como as mudanças climáticas para se obter um entendimento mais realista da dinâmica morfológica do relevo no Nordeste Brasileiro.

## 2.2 AMBIENTES DEPOSICIONAIS E A INFLUÊNCIA DA TECTÔNICA QUATERNÁRIA

A elucidação acerca da dinâmica e evolução dos ambientes deposicionais envolve uma gama de fatores interconectados, que trabalhados de forma isolada não refletem a real história evolutiva e os processos relacionados. Isto é, no momento em que estas informações não compreendem o modo como os materiais superficiais se comportam atualmente, assim como se comportaram ao longo do tempo, as explicações acerca da dinâmica destes tornam-se incompletas.

Desta maneira, os eventos ocorridos durante o Quaternário são de vital importância a fim de explicar a dinâmica exercida sobre a paisagem geomorfológica onde os primeiros modelos desenvolvidos na tentativa de estabelecer cenários geomorfológicos tinham um viés puramente climático, como pode ser visto nos trabalhos de Tricart (1959), Ab'Saber (1967) e Bigarella (1971) que buscaram apresentar dados geocronológicos dos ambientes de deposição, além da reconstrução dos processos envolvidos nestes ambientes. Do mesmo modo houve a

tentativa de delimitar grandes domínios morfoclimáticos atuais, fazendo um comparativo com testemunhos evolutivos do Quaternário, propiciando os modelos iniciais sobre os paleoambientes.

A ideia de um afinamento na relação entre a tectônica, as formas e os depósitos correlativos foi consolidada nas últimas décadas através dos estudos morfotectônicos, considerados uma das abordagens mais importantes no ramo da geomorfologia estrutural, uma vez que se utiliza da premissa que os mecanismos estruturais condicionam o relevo (TAVARES, 2015). Tais análises vêm sendo realizadas com mais ênfase nas últimas décadas, com o intuito de buscar indicadores de atividades tectônicas durante o Cenozoico a partir de marcadores estratigráficos sob a forma das diversas coberturas sedimentares (MAIA & BEZERRA, 2011; 2014; GURGEL *et al.*, 2013; FONSÊCA, 2012).

### **2.2.1 Tectônica Cenozoica e os ambientes deposicionais continentais na Plataforma Brasileira**

Postulações sobre a tectônica quaternária no Brasil datam do início da década de 1950 com o trabalho de Freitas (1951) que utilizou critérios geológicos e geomorfológicos com a finalidade de determinar os grandes aspectos acerca da tectônica moderna, do mesmo modo que a pesquisa produzida por Guimarães (1951) utilizando dados obtidos através da rede de drenagem e de sedimentos cenozoicos para o setor central em faixas norte-sul do Estado de Minas gerais, que apenas poderiam ser interpretados por controles tectônicos ativos.

Somente a posteriori, com o trabalho de Hasui (1990), é que de fato houve uma reflexão mais aprofundada sobre a neotectônica brasileira, baseada na história das reativações de estruturas desde o Pré-Cambriano até o Cenozoico, abrindo um viés aos estudos de caráter evolutivo da paisagem, associando os eventos tectônicos às mudanças paleoclimáticas ocorridas durante o Quaternário. Estas reativações foram responsáveis pelos rifteamentos que formaram as bacias sedimentares, resultando em bacias de compressão jovem, caracterizadas pela inversão do Relevo (SAADI, 1993). Este autor também assegura que as discontinuidades derivadas da tectônica quaternária podem ser observadas em algumas formas de relevo, bem como nos padrões de drenagem e orientação de algumas bacias hidrográficas.

Desta maneira, para as regiões Sul e Sudeste do Brasil, mesmo apresentando trabalhos acerca do sistema de rifts da Serra do Mar que resultou nas bacias no formato de hemi-grábens com gênese a partir do arqueamento da Serra do Mar e basculamento da Bacia de Santos, conforme afirmações pioneiras de Almeida (1976), somente a partir da década de 1990 as

evidências acerca da tectônica recente foram corroboradas por estudos mais aprofundados, a exemplo dos realizados no Planalto de Campos do Jordão por Hiruma (1999), utilizando da abordagem morfoestratigráfica dos depósitos deformados, bem como do mapeamento dos campos de tensão.

Uma série de eventos termocronológicos exerceram influência na configuração da região Sudeste do Brasil, indo desde de eventos de soerguimentos termais anteriores à abertura do Oceano Atlântico, chegando a eventos deformadores da paisagem recente (GENARO, 2008). Assim, foram identificados quatro intervalos de idades por traços de fissão em apatitas, na qual o último intervalo (60-40 Ma) teria sido responsável pela origem das bacias do Rift Continental do Sudeste do Brasil, assim como a reativação de falhas e novos pulsos na Serra da Mantiqueira (GUEDES *et al.*, 2000; RIBEIRO, 2003).

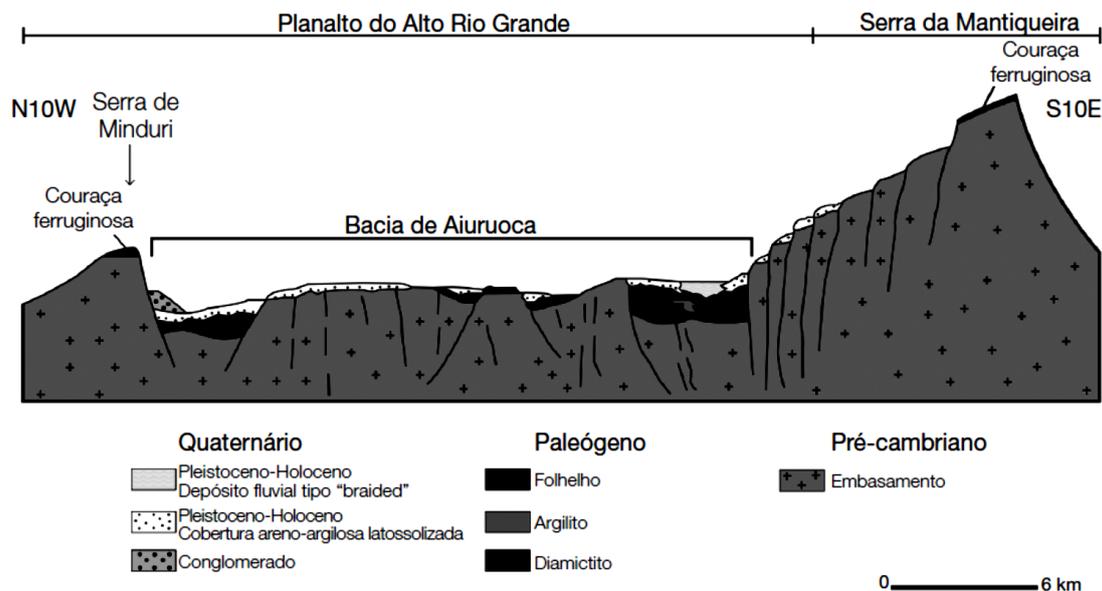
Estes trabalhos indicaram que a região sudeste do Brasil se constitui em uma região de margem passiva *sui generis*, caracterizada por movimentos ocorridos durante o Cenozoico, responsáveis pela fissuração e abatimento de diversas áreas lineares, por sua vez gerando grábens paralelos à linha de costa (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005) e propiciando o duplo escarpamento formados pelas serras do Mar e da Mantiqueira (HIRUMA *et al.*, 2010). Assim, as bacias terciárias do sudeste brasileiro resultam da reativação das zonas de cisalhamento pré-cambrianas durante o Neógeno sob regime transpressional, a exemplo da bacia de Taubaté (COGNÉ *et al.*, 2013), bem como a instalação da bacia de Aiuruoca, relacionada ao avanço do rifteamento da margem continental rumo ao interior (SANTOS *et al.*, 2006).

Neste sentido, Gontijo (1999) já asseverava acerca do controle tectono-estrutural para a área do rio Paraíba do Sul, haja vista que a sedimentação aluvial associada aos terraços e planícies da área é extremamente controlada por lineamentos estruturais. A tectônica cenozoica também é tida como responsável pela presença de soleiras que interrompem a sedimentação, causando o estrangulamento da drenagem e desenvolvimento de alvéolos alongados.

Os eventos tectônicos cenozoicos teriam sido responsáveis pelo escalonamento das estruturas (figura 03) e, conseqüentemente, a criação de espaços de acomodação para os processos denudacionais, assim como o desajuste dos depósitos das planícies fluviais e o conseqüente rearranjo da rede de drenagem. Desta maneira, Etchebehere (2000) e Bistrichi (2001) utilizaram parâmetros morfométricos sobre a drenagem, além da abordagem morfoestratigráfica com o intuito de comprovar a atuação da tectônica na alteração da drenagem na bacia do rio do Peixe, no caso do primeiro autor, enquanto que o segundo autor utilizou tais métodos na verificação do desempenho das pulsações neotectônicas no controle da drenagem na região de Atibaia/Bragança Paulista.

Arruda (2004), por exemplo, identificou esse tipo de escalonamento de anfiteatros desarticulados por soleiras rochosas na região de Queluz, vinculados aos movimentos compressivos do Paleógeno-Pleistoceno e do Pleistoceno Superior, corroborando as assertivas de Bistrichi (2001). O processo de captura fluvial também foi verificado em todo domínio da Mantiqueira Meridional, como as encontradas na bacia do rio Aiuruoca (SANTOS, 1999), com a ocorrência de planícies de inundação soerguidas para o domínio das encostas, assim como depósitos de canal discordantemente soterrados por material alúvio-coluvial indicando processos de soerguimento e rebaixamento do nível de base (MARQUES NETO & PEREZ FILHO, 2013).

Figura 3 -Seção transversal da Bacia Aiuruoca situada no Planalto do alto Rio Grande, a noroeste e Serra da Mantiqueira, a sudeste demonstrando o escalonamento das estruturas e criação de espaços de retrabalhamento e acomodação de sedimentos.



Modificado de Santos (1999).

Utilizando as taxas de denudação de longo prazo pela metodologia de isótopos cosmogênicos  $^{10}\text{Be}$  juntamente com dados morfométricos, Rezende (2013) sugere que as atuais formas de relevo das bacias do rio Grande e Paraíba do Sul seriam uma herança direta dos eventos tectônicos ocorridos dentro do intervalo entre o Plioceno-Pleistoceno, e que a partir daí a paisagem evoluiu mais lentamente, resultando numa boa correlação entre as baixas taxas de denudação e declividade. Tais dados corroboram ainda com a ideia de que o tectonismo deformador do rift continental do Sudeste do Brasil adentrou o Holoceno (RICCOMINI *et al.*, 2004) e a tectônica holocênica na região da Bacia de Aiuruoca (SANTOS, 1999) não tiveram influência significativa na morfogênese local. Deste modo, é possível que tenha havido um

período de calma tectônica durante o Holoceno, conforme hipótese também levantada por Modenesi-Gauttieri *et al.*, (2010; 2011) em estudos no planalto de Campos do Jordão, na parte ocidental da serra da Mantiqueira.

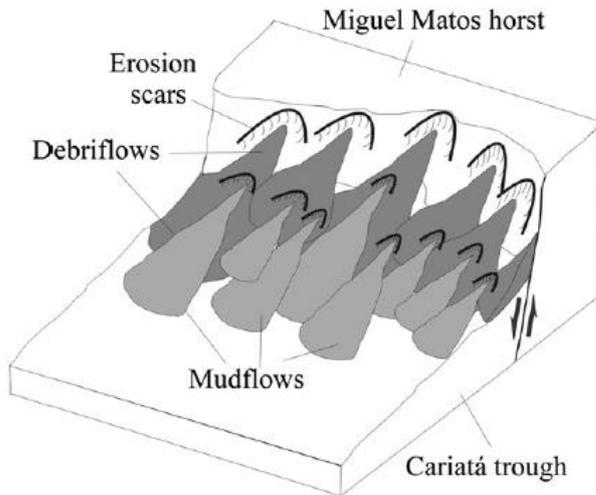
### **2.2.2 Neotectônica e ambientes deposicionais no Nordeste brasileiro**

Para o Planalto da Borborema e seu entorno, os estudos sobre atividades neotectônicas têm demonstrado um papel decisivo na elucidação da evolução morfogenética, uma vez que corroboram a premissa de que os altos estruturais são sustentados por sequências litológicas do Pré-Cambriano, configurando os principais divisores da drenagem, sendo controlados por uma intumescência regional e pelas direções tectônicas principais (DRESCH, 1957; CZAJKA, 1969; BEURLEN, 1967). Do mesmo modo que os trabalhos para o Sul e Sudeste do Brasil, dados morfométricos demonstraram que anomalias de drenagem encontradas, a exemplo dos platôs de Portalegre e Martins, no Rio Grande do Norte (BARROS, 1998) são ocasionadas pelo sistema de falhas que afetaram a disposição das escarpas, bem como foram responsáveis pela deformação dos sedimentos da Formação Barreiras

Desta maneira, o tectonismo intraplaca tem se configurado como um importante dispositivo nas considerações acerca dos depósitos quaternários, haja vista que marca o controle estrutural sobre a formação das áreas de acumulação e denudação (BEZERRA *et al*, 2008; 2011; GURGEL *et al*, 2013; MAIA & BEZERRA, 2014) ocorridos após o rifteamento do continente Gondwana, responsável por modificações no engendramento do relevo nordestino (CLAUDINO SALES & PEULVAST, 2007).

Estudos realizados no setor oriental do Nordeste asseguram que o tectonismo quaternário foi responsável pela gênese tanto de feições erosionais quanto de espaços deposicionais preenchidos durante o Pleistoceno Superior (BEZERRA *et al*, 2008) a partir da instalação da sequência de grábens e horsts (figura 04). Ao norte do Planalto da Borborema, as evidências de tectonismo são arroladas por estudos realizados por Maia (2005), Gomes Neto (2007), entre outros, que demonstraram que nos vales do Jaguaribe e Açu a tectônica é responsável pelo controle da disposição dos sedimentos, bem como pela morfologia dos depósitos.

Figura 4 -Criação de espaços de acomodação a partir da instalação do Gráben do Cariatá – PB.



Fonte: Bezerra *et al.*, (2008).

Tais evidências também podem ser corroboradas a partir de setores anômalos na drenagem dos Platôs de Serra dos Martins e Portalegre, haja vista que devido às reativações dos sistemas de falhas controlados pela Zona de Cisalhamento Portalegre (BARROS, 1998), há um controle na disposição das escarpas na área, bem como da deformação dos sedimentos da Formação Barreiras, que de acordo com Bezerra *et al.*, (2001) e Lima (2008) é comprovada pela presença de estruturas de liquefação.

O pressuposto de que as margens passivas da plataforma brasileira seriam caracterizadas por superfícies aplainadas e que não sofreram deformações posteriores comprovou-se sem fundamentos a julgar pelas evidências encontradas ao longo do litoral Norte e Nordeste do Brasil, manifestando até indícios de paleosismicidade. Além destes dados comprobatórios, Rossetti (2004) e Rossetti *et al.*, (2011) reconheceram níveis de sedimentação do Quaternário intercalados com sedimentação do Terciário da Formação Barreiras, onde há sobreposição desses sedimentos pós-miocênicos, estando alguns vinculados ao Último Máximo Glacial, demonstrando uma dinâmica relacionada à transgressões e regressões marinhas deste o Mioceno até o Holoceno, controlando a geometria estratigráfica dos depósitos miocênicos e quaternários.

Sistema de falhas normais de direção N-S e NE-SW responsáveis pelo controle de grábens e horsts estruturados em sedimentos da Formação Barreiras e depósitos colúvio-aluvionares foram investigados por Lima *et al.*, (2014) ao longo da plataforma continental próximo ao rio São Francisco, demonstrando que o sistema de falhas controla a disposição das formas, bem como a criação de áreas de acomodação de sedimentos e posterior deformação dos mesmos.

Inversões do relevo também compõem o rol das evidências da tectônica recente no Nordeste brasileiro, a exemplo da pesquisa de Maia e Bezerra (2014) realizada no Estado do Rio Grande do Norte, mais precisamente na Serra do Mel, fundamentada a partir de depósitos aluviais no topo de um domo estruturado por sedimentos da Formação Jandaíra e Formação Barreiras. Tais depósitos quaternários configuram um importante marcador cronoestratigráfico para estudos sob a perspectiva da neotectônica, tendo em conta que episódios de soerguimento elevaram antigos sedimentos aluvionares a cotas altimétricas superiores.

O controle de tais sistemas de falhas sobre a paisagem foi corroborado pela pesquisa de Gurgel *et al.*, (2013) no Maciço do Pereiro, localizado entre o Rio Grande do Norte e do Ceará. Essas estruturas foram tidas como responsáveis pela morfologia de grábens e horsts da área, onde as escarpas controlam o processo erosivo e o seu recuo formam sequências coluvionares de idades entre o Pleistoceno e Holoceno nas escarpas e depósitos aluviais nos baixios.

Tal controle estrutural a partir da reativação de sistema de zonas de cisalhamento na criação de novos espaços de acomodação também foi evidenciado pelo trabalho de Tavares (2015), que atesta que durante o Pleistoceno desencadeou-se um processo de rebaixamento do nível de base e criação de novos espaços de acomodação nas encostas. Este contínuo abatimento do nível de base afetou consideravelmente as depressões intraplanálticas de Santa Cruz da Baixa Verde e São José das Princesas, entre os Estados de Pernambuco e Paraíba, desarticulando-as em resposta ao controle estrutural. Ademais, a presença de crostas lateríticas fragmentadas de idade provável pliocênica/miocênica ofereceu mais um indício da ação da tectônica quaternária para região. Na área o autor também observou uma maior ocorrência de rampas de colúvio e *hollows* suspensos desarticulados.

Isto posto, é legítimo afirmar que as principais zonas de cisalhamento e sistemas de falhas atuantes no leste do Nordeste Brasileiro, em especial os que afetam o Planalto da Borborema e as bacias marginais, mesmo sendo oriundas da última colagem orogênica do Ciclo Brasileiro, foram reativadas no Cretáceo Inferior (ALMEIDA *et al.*, 2000) e são responsáveis pelos diversos regimes deformacionais encontrados na área (MATOS, 2000). Assim como no decorrer do Cenozoico, as tensões relacionadas à migração da placa Sulamericana para oeste e as tensões compressivas intraplacas de direção E-W geradas devido à expansão do assoalho oceânico e orógeno acrecional andino explicam o regime deformacional e constituem marcadores cronoestratigráficos da atuação tectônica (BEZERRA *et al.*, 2008; MORAIS NETO *et al.*, 2008; GURGEL *et al.*, 2013).

Outrossim, tais deformações ainda são explicadas com base na teoria de que a área teria sido afetada pela sismicidade devido ao mecanismo de convecção de borda impulsionada

(LIMA, 2008), engendrando correntes de convecção atuantes no contato entre a crosta continental mais espessa e o manto mais quente, culminando no alçamento do Planalto da Borborema, gerando novos níveis erosivos, assim como sistemas deposicionais derivados (BEZERRA *et al*, 2001; 2005; 2008).

### 2.3 RECONSTRUÇÃO DOS PALEOAMBIENTES QUATERNÁRIOS

Na tentativa de buscar respostas no que diz respeito à gênese e evolução das feições geomorfológicas, incorporou-se o período Quaternário neste estudo, haja vista que neste período houve intensas variações climáticas (MOURA, 2007) influenciando diretamente nas taxas de denudação, na pedogênese, nos regimes fluviais e nos depósitos inconsolidados. Ademais, este período caracteriza-se por diversas informações paleoecológicas na qual se insere toda a história da civilização e as grandes intervenções humanas nos ecossistemas (SALGADO-LABORIAU, 1994).

Os processos geomorfológicos ocorridos durante todo o Quaternário deixaram evidências no modelado, sejam estas expressas em sua totalidade ou não a partir da sua resistência à erosão, diferindo de outras evidências exumadas pelo fato de ainda estarem atuantes no modelado da paisagem atual (MELLO, 1989). Deste modo, é possível correlacionar estes eventos a acontecimentos pretéritos, podendo prever possíveis respostas do sistema na tentativa da reconstrução da paisagem.

Como a evolução do relevo se dá de modo sistêmico, ou seja, a partir das interações dos diversos fatores físicos que atuam de forma rápida, a exemplo dos eventos climáticos sobre os modelados, gerando processos físicos e químicos que deixarão evidências claras na paisagem geomorfológica. Assim, as análises das ações climáticas e suas respostas no modelado permitem a confecção de hipóteses sobre as instabilidades pretéritas. E tais evidências estariam ligadas ao período Quaternário pelo fato de que os processos formadores do relevo não permitirem a existência de formas muito mais antigas que poucos milhões de anos devido às taxas de evolução e erosão (SCHEIDEGGER & AI, 1986).

Assim, o Quaternário irá abranger os últimos 2,6 milhões de anos, estando subdividido, de acordo com suas peculiaridades ambientais, entre o Pleistoceno que abarca a maior parte do Quaternário, sucedendo o Plioceno e tendo seu limite demarcado pela primeira grande glaciação de caráter global seguida do Holoceno, correspondente aos últimos 11.700 anos até o presente, considerado extremamente breve comparado ao Pleistoceno (SUGUIO, 2005; INQUA, 2014).

Assinalado também como um período majoritariamente frio, contando com mudanças climáticas e vigorosas modificações na paisagem, Salgado-Labouriau (1994;2007) afirma que o Quaternário contou com cerca de dezesseis glaciações, com duração média de 100.000 anos, intercaladas por interglaciais de duração média de 20.000 anos. Estes nortearam as pulsações climáticas em diferentes intensidades e, a partir da disposição cíclica dos eventos são considerados como a principal característica deste período.

As mudanças climáticas definem e caracterizam, segundo Meadows (2001), o Quaternário e, através da análise dessas flutuações climáticas, são revelados as mudanças e o dinamismo dos sistemas no globo. Esta premissa atrelada à proximidade deste período com o presente, faz com que haja uma quantidade substancial de informações desde a última glaciação do Pleistoceno – a Würm-Wisconsin, caracterizada pelo seu frio intenso e duração aproximada de 100.000 – 12.000 AP) e o posterior Holoceno (INQUA, 2014). Tal proximidade favorece, por conseguinte, a manutenção dos registros que mesmo estando espacialmente dispersos e limitados, muitas vezes encontram-se bem preservados (SUGUIO, 2005).

Entretanto, estas flutuações climáticas não foram sentidas uniformemente em todo globo, nem mesmo os ciclos estáveis estiveram livres de oscilações, que marcaram notadamente o final do último Máximo Glacial pleistocênico e todo o Holoceno, principalmente no último milênio (LIMA, 2015). Baseado nas pesquisas até então, há um cenário generalizado dessas oscilações onde, entre 20.000 e 14.000 anos AP deu-se o processo de retração das geleiras em direção aos polos com o aquecimento de todo o planeta. Em torno dos 10.000 anos AP teve início do atual interglacial, sendo que entre 8.000 e 7.000 anos AP, chuvas torrenciais e consequente umedecimento dos climas continentais afetaram fortemente a América do Norte, ao passo que nas áreas intertropicais foram acometidas por condições de secura e intenso trabalho eólico sobre a paisagem (SANT'ANNA NETO & NERY, 2005; SALGADO, 2007).

Estes autores ainda afirmam que entre 7.600 e 4.500 anos AP teve início um Ótimo Climático caracterizado como um momento mais quente que o atual interglacial em cerca de 2°-3°, ao passo que entre 4.500 e 4.000 anos AP houve uma queda brusca na temperatura, marcando o início de uma das épocas mais frias do interglacial, só não sendo superior do que as temperaturas do período entre 2.5000 e 2.000 anos AP. O chamado Segundo Ótimo Climático ocorreu entre 1.800 e 1.000 anos AP, caracterizado pelo aumento mais uma vez da temperatura. Vale ressaltar que entre o século XVI e XIX foi experimentado uma pequena idade do gelo, onde as condições de temperatura voltaram a diminuir, com o retorno das temperaturas mais altas somente a partir de 1850 e que se prolongam até os dias atuais, caracterizada com o recuo dos gelos para os polos e para as altitudes mais elevadas.

No que tange aos fatores desencadeadores dos ciclos glaciais e interglaciais não há uma resposta determinante, uma vez que há a falta de informações sobre uma única responsável pelo início e/ou fim dos ciclos. O que existe é a especulação de fatores combinados como responsáveis pelos ciclos, a exemplo de mudanças topográficas no relevo, mudanças na radiação solar devido aos meteoros, mudanças na radiação atrelada ao vulcanismo, mudanças na inclinação do eixo de rotação da Terra, mudanças no ciclo solar e a teoria de Milankovitch – onde a partir das variáveis astronômicas de excentricidade da órbita, longitude do periélio e obliquidade da eclíptica – seriam causadoras de importantes modificações climáticas durante o Quaternário (BERNARD, 1967; BIGARELLA, 1971).

Mesmo com o conhecimento de toda essa dinâmica oscilatória durante o Quaternário, não é possível precisar até quando e o quanto a temperatura do planeta irá aumentar diante do interglacial atual, ou se continuará estável, ou ainda se haverá um novo ciclo glacial. O consenso reside na afirmativa que tais oscilações são condições naturais da Terra, interagindo das mais diferentes formas e magnitudes de acordo com a disposição física do ambiente. Ademais, as influências das glaciações não ficaram restritas somente às altas latitudes e montanhas do hemisfério Norte, influenciaram também as baixas latitudes e regiões intertropicais do hemisfério Sul. Desta maneira, Thomas (2006) salienta que é necessária uma interação entre as evidências dos trópicos e das regiões extratropicais, para que possa haver uma visão global sobre o assunto e que os modelos utilizados para os ambientes temperados não explicam de forma satisfatória a dinâmica ocorrida sobre as paisagens tropicais.

Outrossim, o Quaternário Tardio se configura como um momento de intensa alteração na dinâmica climática global, repercutindo diretamente sobre os padrões eólicos, de precipitação e temperatura ao longo das faixas latitudinais sendo estes, por sua vez, responsáveis pelo fator de continentalidade, taxas de sedimentação, mudanças no nível do mar que irão alterar tanto a dinâmica costeira quanto fluvial, bem como na distribuição da flora e fauna contribuindo significativamente na disposição das ocupações humanas (LIMA, 2015).

Assim sendo, estudar a paisagem quaternária se faz desafiante à medida que as respostas encontradas utilizando os parâmetros climáticos e suas oscilações não são iguais nem tampouco simultâneas como se asseverava. Tais respostas vão estar intrinsecamente ligadas aos fatores regionais e locais, além da capacidade de fornecer respostas rápidas ou não, haja vista que os registros na paisagem podem não ser condizentes com as condições ambientais atuais ou aos padrões conhecidos e generalizados (LEDRU *et al.* 2002). Desta maneira, há a necessidade cada vez mais urgente de se produzir dados de amplitude regional dos mais diversos ambientes a fim de se estabelecer correlações cronoestratigráficas.

### 2.3.1 Dinâmica Quaternária no Nordeste Brasileiro

Episódios ocorridos durante o Quaternário estão intrinsicamente ligados à dinâmica erosiva e deposicional para a região Nordeste do Brasil, sendo notória a relação entre as mudanças climáticas globais e tais eventos, responsáveis pela esculturação do modelado. Estas pulsações climáticas deixaram marcas na paisagem brasileira, sendo comprovadas por marcadores biogeográficos, paleontológicos, sedimentológicos e geomorfológicos (BIGARELLA & AB'SABER, 1964; BIGARELLA & ANDRADE, 1965).

Os eventos climáticos de grande magnitude têm sido apontados como os principais responsáveis pelo processo de coluvionamento nos ambientes semiáridos e subúmidos (BEZERRA *et al*, 2008), sendo possível sua ocorrência até mesmo em escala regional e em ambientes com estabilidade climática e biogeográfica (THOMAS, 1994), desde que haja uma mudança brusca nas condições climáticas.

No intuito de entender como as pulsações climáticas afetaram a paisagem é elementar entender a dinâmica atmosférica e padrões sinóticos de escala regional e/ou continental, muitas vezes utilizando dados de regiões congêneras (GURRGEL *et al*, 2013) no que diz respeito aos eventos extremos atuais para entender os processos ocorridos durante o Pleistoceno Tardio e Holoceno. Assim, assume-se que as regiões da América do Sul tropical vêm sendo afetadas pelos padrões circulatórios semelhantes aos atuais desde o início do Último Máximo Glacial, diferindo somente no que tange à intensidade e distribuição espacial (BRÄUNING, 2009).

Dentro das perturbações circulatórias atuantes para o Nordeste brasileiro, os mais importantes são aqueles diretamente envolvidos com a inibição da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico (ZCIT) e dos demais sistemas de perturbação meteorológica (PETERSON & HAUG, 2006) causando episódios de seca, sendo o mais amplamente reconhecido na literatura os episódios quentes ENOS (El Niño Oscilação Sul). Do mesmo modo que há uma conexão entre os *El Niños*, com intensidade moderada a forte no Oceano Pacífico tropical, e as secas generalizadas no Nordeste, de acordo com Oliveira *et al*, (1999) a ausência de *El Niño* ou condições semelhantes corrobora com a pluviometria acima do normal na mesma região. Assim, é de se esperar que o entendimento dos Paleo-ENOS possa ser considerado como fonte confiável de dados a fim de interpretar os mecanismos desencadeadores da produção de sedimentos.

Dos primeiros postulados que apontaram semelhanças entre as circulações atmosféricas atuais e as das últimas glaciações e penúltima fase interglacial sobre o Nordeste está o de Damuth & Fairbridge (1970) baseados em dados sedimentológicos e biológicos retirados do

fundo oceânico, fora da plataforma continental. Tal combinação associada a datação por radiocarbono e análise de isótopos de oxigênio corroboram com tal proposição acerca das circulações atmosféricas, demonstrando que as principais células de perturbações controladora das precipitações e dos períodos de seca na região, mudaram de posição e intensidade ao longo dos anos, levando a mudanças regionais significativas no que diz respeito a cobertura vegetal e as respostas erosivas do relevo continental.

Tais mudanças já eram assinaladas por Ab'Saber (1979) propondo que já no início do período Würm-Wisconsin (13.000 - 20.000 AP) havia áreas úmidas no Nordeste brasileiro, embora as condições semiáridas prevalecessem na região de forma semelhante ao encontrado atualmente. Da mesma forma, estudos sedimentológicos apontam para a ocorrência de períodos secos durante o Holoceno (8.000, 3.000 e 2.000 AP), onde através da articulação de variáveis ambientais Martin & Suguio (1992) e Martin *et al.*, (1993) afirmaram que da metade para o final do Holoceno, o processo de sedimentação ao longo da costa do nordeste continental e leste do Brasil foi vigorosamente influenciada pelo ENOS e controlada por eventos extremos semelhantes no que diz respeito à sua gênese e distribuição espacial aos eventos modernos, embora com intensidade diferente das atuais.

Após estas primeiras considerações acerca da reconstrução dos paleoambientes e paleoclimas do Quaternário Tardio no Nordeste brasileiro, diversos outros estudos foram realizados no intuito de compreender o paleoambiente e apresentar uma visão mais abrangente das modificações na paisagem da área. As peculiaridades encontradas nos depósitos, seja solos típicos de ambientes úmidos em atuais ambientes semiáridos, áreas com espessas cascalheiras, depósitos de encostas, entre outros, fizeram com que a análise morfoestratigráfica passasse a ser utilizada com mais afinco na reconstrução da paisagem, sendo aplicada por Behling *et al.*, (2000), Corrêa (2001), Ferreira *et al.*, (2013), Galvão (2012), Lima (2015), Lira (2014), Melo (2008), Missura (2013), Mützenberg (2007; 2010), Tavares (2015).

A partir da utilização de tais parâmetros, Corrêa (2001) ressaltou que as coberturas superficiais (colúvios) no setor do maciço da serra da Baixa Verde, em Pernambuco, são recentes e não vão além do UMG, haja vista que a unidade mais antiga foi datada em cerca de 20.000 anos. Ademais, três situações irão caracterizar as coberturas superficiais, onde a primeira estaria atrelada a uma intensa remobilização dessas coberturas no limiar Pleistoceno/Holoceno (10.000 – 8.500 AP) com o material de origem vinculado a uma súbita reumidificação e ocorrência de tempestades torrenciais da ZCIT, capazes de alterar a dinâmica das encostas e remobilizar este tipo de material.

O segundo cenário estaria inserido no Holoceno Médio, entre 7.500 – 4.500 AP, período em que a estabilização das encostas se dá através do desenvolvimento da cobertura vegetal e por este não estava completo, foi marcado por uma máxima umidificação que remobilizou mantos de intemperismo, causando coluvionamento induzidos por fluxos de detritos e corridas de lama. Já o terceiro cenário estaria dentro de uma fase considerada contemporânea e atrelada aos padrões do uso da terra, cuja consequência seria deposição de unidades colúviais de expressão restrita nas encostas sob a forma de pequenos leques e depósitos laminares em decorrência da acentuação do processo erosivo em lençol (CORRÊA, 2001).

Para o setor oriental do Planalto da Borborema, Corrêa *et al.*, (2005) e Bezerra *et al.*, (2008) os dados encontrados permitiram correlacionar a sedimentação com eventos climáticos ocorridos no Pleistoceno Médio, onde o preenchimento do gráben do Cariatá/PB, por exemplo, estaria ligado a uma concentração de corrida de lama associada aos períodos estadiais, apresentando uma redução da temperatura em até 6 graus em relação ao presente e chuvas concentradas entre 45.000 e 28.000 AP. Já a ocorrência dos fluxos de detritos na área estaria associada a episódios interglaciais e/ou interestaduais apresentando temperaturas semelhantes ao presente ou ligeiramente mais baixas, datando entre 244.000 a 128.000 AP.

Já na pesquisa realizada por Tavares (2010) para a mesma área foram encontrados depósitos em formas de terraços próximo ao leito do rio Mumbaba/PB correspondentes ao início do Último Máximo Glacial (97.000 AP), demonstrando que este rio já teria seu fluxo firmado no antigo vale do rio Paraíba há pelo menos 100.000 anos AP. Um segundo depósito de fluxo de detritos foi encontrado com idade de 25.000 AP, bastante recente quando comparada ao estabelecimento do rio Mumbaba e condizente aos depósitos encontrados por Bezerra *et al.*, (2008).

Em área vizinha às trabalhadas por Tavares (2010) e Bezerra *et al.*, (2008), Fonsêca *et al.*, (no prelo) procurou identificar episódios de flutuação climática geradores dos eventos erosivos/deposicionais e sua correlação com a tectônica recente da área. Baseado na sistematização dos dados, ao contrário do encontrado no Gráben do Cariatá, os sedimentos não tiveram idades superiores a 50.000 AP relacionadas a base dos depósitos dos setores mais baixos da bacia do rio Capibaribe-Mirim/PE, indicando a presença de uma formação em cascata de 50.000, 37.000 e 31.000 AP, respectivamente, indicando um retrabalhamento dos depósitos devido à eventos extremos com capacidade de remover os mantos de alteração e fluxo de detritos dentro de períodos curtos e de frio.

Há uma segunda situação, caracterizada por fluxo de detritos semelhantes aos encontrado por Tavares (2010), com idades de 22.000 AP (do final do UMG) e desconexos com

nível de base atual. Enquanto que uma terceira situação de deposição está atrelada à transição Pleistoceno/Holoceno (10.000 AP), marcada por uma grande reumidificação em escala regional após um período de maior aridez que afetou tanto boa parte do Nordeste semiárido quanto nas áreas subúmidas, em alguns casos decorrentes do efeito em cascata dos depósitos de 22.000. Nos setores mais baixos da bacia, sobre os sedimentos de 31.000 e 37.000 AP, foram encontrados mais dois cenários deposicionais, o primeiro de 8.500 referente ao Ótimo Climático, caracterizado pela presença de uma maior umidade na região que pode ter causado o retrabalhamento de sedimentos à montante. Já o colúvio encontrado sobre o depósito de 37.000, apresenta idade de 3.600 AP atrelado a um Paleo-ENSO ocorrido entre 3.500 a 2.800 AP, uma vez que após 5.400 houve uma queda acentuada na precipitação e uma maior flutuação na temperatura, relacionado à migração da ZCIT.

Situação semelhante foi encontrada por Tavares (2015) em estudo no maciço da serra da Baixa Verde em Triunfo/PE, atestando que o início do processo deposicional em rampas deu-se a partir da transição Pleistoceno/Holoceno até o Holoceno Médio, apresentando picos entre 9.000 e 7.000 AP, relacionados ao período de reumidificação pós-glacial e Ótimo Climático. A partir dos 5.000 AP, ou seja, a partir do Holoceno Médio, ocorre uma diminuição significativa do sistema deposicional de encostas, muito provavelmente relacionado ao padrão atual de semiaridez que não favorece nem os movimentos de massa, nem a formação de novos mantos de intemperismo e tampouco aprofundar os já existentes. Assim, o autor assevera que a ocorrência de depósitos de idade a 2.000 e 730 AP são evidências de eventos climáticos extremos, como os Paleo-ENSO de ciclo curtos, conforme observado nos trabalhos de Corrêa (2001) e Lira (2014).

A dinâmica climática no Nordeste do Brasil também pôde ser comprovada na pesquisa desenvolvida por Silva (2013) em depósitos de encostas e depósitos de preenchimento de marmitas de dissolução na área de Fazenda Nova, no município de Brejo da Madre de Deus e Afrânio, no Estado de Pernambuco, onde foi possível também assegurar que alguns eventos deposicionais estão intrinsecamente relacionados à ritmos climáticos já conhecidos para a região desde o Pleistoceno Superior. Para o município de Afrânio constatou-se eventos isolados de precipitação de alta magnitude, responsáveis pela remoção maciça das coberturas sedimentares por volta de 40.200 AP, corroborando com a ideia de condições climáticas mais frias e secas. No final desse período de seca prolongada, entre 26.900 a 24.700 AP, houve uma nova remoção de sedimentos das encostas por movimentos de massa, em decorrência da vegetação esparsa e precipitações torrenciais.

Ao longo do vale do rio Carnaúba, no Estado do Rio Grande do Norte, também foram encontrados depósitos que evidenciam processos de deposição para o Nordeste brasileiro desde o UMG, como assegurou Mützenberg (2007) ao propor que na transição Pleistoceno/Holoceno houve um período mais úmido, favorecendo o estabelecimento de uma cobertura vegetal mais densa, o que sugere um possível aquecimento do planeta. Há cerca de 11.000 AP, ou seja, anterior ao limite Pleistoceno/Holoceno a área atravessou por um período de clima mais seco devido ao intenso resfriamento, possivelmente atrelado ao evento Younger Dryas, seguido de um retorno súbito da umidade que marcou o Holoceno Inferior. Esta umidade propiciou uma intensa remobilização dos materiais devido a eventos pluviométricos de grande magnitude, podendo associar essa umidade a condições mais quentes que permaneceram durante o Holoceno Médio, favorecendo o intemperismo químico e adensamento da cobertura vegetal, ao passo que para o Holoceno Superior, o clima favoreceu as situações deposicionais e de estabilização destes na paisagem.

Gurgel *et al*, (2013) em pesquisa na região do maciço do Pereiro (RN/CE) constataram que pelo menos desde os últimos 46.000 anos os processos de coluvionamento estiveram ativos, ocasionando colúvios de idade estratigráfica invertida devido ao retrabalhamento dos sedimentos ao longo do maciço em direção à base da escarpa em pulsos espasmódicos. Assim, os autores demonstraram que os depósitos correspondem aos eventos do Último Interstadial, concentrados no UMG e na transição Pleistoceno/Holoceno. Já no Holoceno Superior, houve uma redução na taxa de sedimentação de encosta e surgimento de sedimentação aluvial em resposta ao início do ENOS contemporâneo com alta frequência e secas de alta magnitude, apresentando poucos intervalos de umidade e baixa capacidade de gerar fluxos gravitacionais significativos de abrangência regional, não coincidindo com o padrão esperado para a região.

Além dos dados sedimentológicos, dados obtidos através de isótopos de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  em estalagmites da Chapada Diamantina, sugerem que as interferências sobre a paleopluviosidade para o Nordeste ocorrem há pelo menos nos últimos 93.000 (BARRETO, 2010). A autora constata que durante todo o período deglacial e o Holoceno, assim como parte da última glaciação estiveram sob condições de paleopluviosidade subordinadas às fases de alta (baixa) insolação de verão, levando a gradativa alteração na insolação, levando a uma diminuição (aumento) da paleoprecipitação na região, demonstrando que este cenário não foi observado apenas no período de 40.000 e 20.000, quando houve predominância de clima seco mesmo na fase de baixa insolação.

A redução geral dos valores dos isótopos de  $\delta^{18}\text{O}$  corroboram que fases relativamente mais úmidas ocorreram apenas entre 93.000-82.000 e 68.000-57.000 AP, ao passo que

condições mais secas foram verificadas no período de 80.000-69.000 e 57.000-47.000 AP, correspondente com o aumento generalizado dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e coincidentes com os valores de alta insolação de verão (BARRETO, 2010). Já para o intervalo entre 45.000-20.000 ou até mesmo a transição do UMG para o deglacial, as anomalias de isótopos de  $\delta^{18}\text{O}$  foram maiores do que os encontrados nos intervalos de 17.500-15.500 AP e de 13.000-3.700 AP, sugerindo que o final do glacial foi relativamente seco na região.

Da mesma maneira, análises de pólen, pelo método do carbono 14, contidos em sedimentos marinhos do talude continental no Estado do Ceará, mostraram que desde o final do Último Máximo Glacial e início do Holoceno (42.000 a 8.500 AP) a vegetação da caatinga já se encontrava presente no Nordeste brasileiro, refletindo condições ambientais de semiaridez intercaladas com curtos intervalos com volume de precipitação alto. Tais momentos do aumento de precipitação foram corroborados pelo aumento da sedimentação transportadas pela drenagem para o Oceano Atlântico, por volta de 40.000, 33.000 e 24.000 AP (BEHLING *et al.*, 2000).

Entretanto dados obtidos através da datação também por carbono 14 demonstram que entre 15.500 e 11.800 AP houve a expansão da vegetação de floresta e de mata de galeria devido ao aumento da umidade no Nordeste do Brasil (BEHLING *et al.*, 2000). Behling & Hooghiemstra (2001) afirmam que este aumento na umidade no final do glacial é explicado pelo deslocamento anual da ZCIT sobre o Nordeste, influenciada fortemente pelas frentes frias da Antártica e mudanças das células de alta pressão sobre o Atlântico Sul.

Ainda abordando sobre as inferências paleoclimáticas para o Nordeste, Gouveia *et al.*, (2005) e Pessenda *et al.*, (2010) utilizaram matéria orgânica de solos e fragmentos de carvão encontrados em áreas de cerrado, floresta e campo nos Estados do Piauí, Ceará e Paraíba, onde através de dados obtidos por isótopos de carbono asseguraram que apesar de mudanças na cobertura vegetal, desde o final do Pleistoceno e início do Holoceno já ocorria uma cobertura vegetal arbórea típica de cerrado nas áreas estudadas.

Estes autores reconheceram três fases vegetacionais dentro deste período, a primeira com a predominância de vegetação com porte arbóreo típica de floresta, entre 18.000 e 10.000 AP, sustentada por um clima mais úmido conforme observado por Behling (2000). O segundo período, caracterizado pela redução da umidade entre 10.000 para 4.500-3.200 ka AP, fez com que houvesse um aumento na vegetação aberta do tipo savana, com distribuição de plantas C4, ao passo que após 3.000 AP houve uma nova umidificação, provavelmente semelhante a atual, na qual predominou na paisagem uma vegetação típica de floresta.

Com base nos registros paleoclimáticos ocorridos até o presente para a região Nordeste, percebe-se uma padronização dos eventos ocorridos desde o UMG até o Holoceno Superior. Uma maior umidade pode ser verificada na transição Pleistoceno/Holoceno, ao passo que entre o Holoceno Inferior e o Holoceno Médio a região passou por condições climáticas menos úmidas e mais quentes. Já a partir do Holoceno Médio, características ambientais próximas das atuais foram registradas (LIMA, 2015). Portanto, mesmo havendo conhecimento sobre os padrões climáticos, faz-se necessário uma melhor espacialização das pesquisas, a fim de compreender as particularidades ambientais de cada lugar dentro do contexto regional do Nordeste.

## 2.4 AMBIENTES DEPOSICIONAIS E A PAISAGEM

Fatores interconectados são responsáveis pela compreensão da dinâmica evolutiva da paisagem, visto que quando tratados isoladamente os diferentes fatores não exprime a natureza dos processos e subsequente desenvolvimento. Na hipótese de as informações disponíveis não abrangerem a forma como o sedimento tem se comportado na paisagem, a elucidação da dinâmica geomorfológica torna-se incompletas e ineficientes (WHALLEY, 2003).

Desta maneira, os estudos que tratam dos ambientes deposicionais baseiam-se numa abordagem sistêmica, utilizando a premissa do modelo de processo/resposta, onde os processos são definidos através do tipo de energia atuante no sistema, que por sua vez é regulado pelas características fisiográficas da paisagem (ARRUDA *et al.*, 2005). Como essa energia tem uma origem dispersiva, ela vai estar diretamente ligada as especificidades do ambiente, resultando em diferentes respostas, como formas geométricas, composições e espacialidades dos depósitos dispostos na paisagem (MABESOONE, 1983), no caso específico desta pesquisa os depósitos coluviais e aluviais.

Estes depósitos atuam como marcadores dos processos que os originaram, guardando parte da dinâmica evolutiva pós-deposicional, assim como a da sua gênese. Portanto, na reconstrução da paisagem geomorfológica quaternária, sobretudo do mundo tropical, faz-se necessária a compreensão destes depósitos em respostas às mudanças de ordem climática que irá interferir na história erosiva e/ou deposicional localmente e regionalmente, a exemplo dos depósitos provenientes de fluxos d'água ou por gravidade (BRIGGS *et al.*, 2006).

### 2.4.1 Depósitos de origem coluvial

Os depósitos são formados por materiais com origem eluvial e/ou coluvial que se movem por gravidade do topo das encostas, ficando aprisionados em pequenos vales não canalizados (*hollows*) (BIGARELLA, BECKER & SANTOS, 2009) dentro do mesmo contexto climático que desencadeou a movimentação. Nos estudos de evolução de encosta se tornam essenciais devido ao fato de que fazem parte de mais de 50% das paisagens, tanto nas regiões úmidas, como semiáridas no mundo tropical, podendo atingir espessuras consideráveis (THOMAS, 1994; GOUDIE, 2004). Leopold & Völkel (2007), entretanto, apontam que nem sempre estes depósitos são resposta de um único e grande evento formativo, podendo se tratar de uma sucessão de pequenos eventos, alguns de alta magnitude.

Mesmo estando presente em diversos setores da paisagem, inicialmente não foi dada a devida importância aos depósitos coluviais (GOUDIE & BULL, 1984), mesmo tais depósitos conservando informações capazes de explicar a evolução do relevo. Deste modo, a princípio, somente geomorfólogos e pedólogos trataram os depósitos coluviais como sendo produto da história erosiva ao longo das encostas (LANG & HÖNSCHEIDT, 1999), tendo o interesse sobre esses materiais aumentado significativamente através de estudos arqueológicos, relacionando-os às interações a longo prazo entre o homem e a paisagem.

Assim, os colúvios podem também estar associados às atividades antrópicas e, portanto, serem definidos como resultantes dos processos erosivos induzidos pelo homem, podendo ser encontrados em qualquer posição do relevo, sobretudo no sopé das encostas (LEOPOLD & VÖLKEL, 2007). Estes autores ainda destacam que a quantidade de água envolvida no transporte fará com que o material apresente particularidades, a exemplo de estratificações no momento da deposição.

Os materiais de origem coluvial podem sofrer durante o transporte a destruição da estrutura original do material de origem, seja esta uma estrutura eluvial, coluvial ou pedológica (RODRIGUEZ, 2005). Estes ainda podem ser compostos tanto por sedimentos areno-argilosos, bem como por fragmentos de rocha dos mais diversos tamanhos mais ou menos intemperizadas (SUGUIO, 2003), além de serem mais ou menos espessos a depender do processo envolvido no transporte e da disponibilidade de material a ser mobilizado.

Numa definição mais genética, Plaisance & Cailleaux (1958) ratificam que os colúvios tratam-se de materiais transportados através das encostas por solifluxão e escoamento superficial, estando atrelados a mudanças na cobertura vegetal nessas áreas, expondo estruturas mal estratificadas e que, na maioria dos casos, não se diferenciam do regolito. Da mesma

maneira, os depósitos coluviais são originados através da relação entre os processos de intemperismo e de transporte, a curta ou média distância, sem a ação canalizada do escoamento superficial (MELO *et al.*, 2005).

Desta maneira, a formação dos materiais coluviais estará dependente da atuação do intemperismo físico e químico das rochas, atrelado aos movimentos gravitacionais com ou sem presença de água (MABESOONE, 1983), reunindo todos os sedimentos que foram transportados, a exceção daqueles sedimentos transportados pela dinâmica fluvial, glacial e eólica. Como já falado, podem derivar diretamente do material eluvial, apresentando propriedades físico-químicas semelhantes, mas ao contrário do elúvio os colúvios são delimitados pelo contato abrupto com o embasamento, além da má seleção e da menor angulosidade dos grãos se comparados à área fonte.

Ainda sobre as definições de colúvio, Bigarella, Becker & Santos (2009) utilizam o termo para definir os depósitos formados a partir dos movimentos de massa e escoamento superficial, embora optem por delimitar a aplicação do termo para materiais onde predominam os movimentos de massa, sendo a catena ideal aquela onde a parte superior da encosta há a presença ou de material eluvial ou afloramentos rochosos, enquanto nos setores médios e inferiores das encostas estarão as cobertura coluvial que aumentará sua espessura à medida que se direciona aos setores inferiores onde entram em contato com os sedimentos aluviais.

Para além das definições generalistas acerca do termo, Thomas (1994) salientou que o termo colúvio é impreciso, pois envolve diferentes tipos de materiais e processos formadores. Ademais, é usado na descrição dos mais variados depósitos, cuja origem está interligada aos movimentos de massa e fluxos não canalizados de sedimentos juntamente com água. Os colúvios estão comumente atrelados à grandes mudanças climáticas (MOUSINHO & BIGARELLA, 1965; MODENESI-GAUTIERI & TOLEDO, 1996) ocorridas de forma rápida, seja de condições mais secas para mais úmidas, seja o contrário de dimensões regionais. Entretanto, vale ressaltar que tais mudanças também podem ser resultado de eventos curtos e de alta magnitude, dentro do sistema climático contemporâneo, onde a abrangência espacial não é regional, sendo capazes de perturbações apenas na escala das encostas.

Deste modo, o termo colúvio deve ser empregado como qualquer depósito sedimentar acumulado ao longo das encostas em decorrência do transporte gravitacional (CORRÊA, 2001) independentemente da quantidade de água incorporada nestes materiais. Exibem uma composição heterogênea, com uma seleção textural pobre e geralmente estão ligados a processos formadores em escala local, refletindo uma dinâmica episódica e restrita. Qual que seja os fatores envolvidos na formação dos colúvios, eles registram as ações da morfogênese

na esculturação da paisagem, impulsionando a evolução geomorfológica (PAISANI & PONTELLI, 2012), cuja a intensidade irá depender do contexto geográfico que esteja envolvido. Assim, tais depósitos poderão ser caracterizados pela ocorrência de horizontes incipientes, de uma estratificação ocasional, a conservação das estruturas do material de origem, separação dos depósitos por lentes de materiais de outras origens, assim como a incorporação de materiais datáveis (CORRÊA, SILVA & MELO, 2008).

#### **2.4.2 Depósitos de origem aluvial**

Da mesma maneira que o ambiente coluvial, o ambiente aluvial atua como receptor dos materiais detríticos formados na superfície, ou seja, o elúvio, que é remobilizado pelos processos gravitacionais até atingirem o nível de base nos vales fluviais (LIMA, 2015) na área limítrofe entre as fácies colúvio-aluvionar. A sucessão de uma feição deposicional para a outra é extremamente complexa, não uniforme e nem didático, estando interconectada a partir das especificidades estruturais, litológicas e dos agentes exógenos atuantes no modelado. Mabesoone (1983) afirma que neste ambiente a água é o principal responsável por desencadear os processos de transporte e deposição, estando comumente subdivididos em depósitos de canal mais grosseiros e depósitos finos de inundação (ASLAN, 2007).

Aslan (2007) ainda reforça que por estes sedimentos serem resposta do trabalho fluvial, encontram-se bem distribuídos espacialmente na paisagem, cuja dimensão das partículas irão variar desde de material com granulometria argilosa até a granulometria cascalho e blocos. A distribuição granulométrica dos sedimentos aluviais vai estar interligada à energia desencadeadora e presente durante o transporte, bem como atrelada às características topográficas na área, além do material disponível para a remobilização. Da mesma maneira que os depósitos coluviais, estes são registros importantes na elucidação da história geomorfológica das paisagens continentais.

Os depósitos de ambiente aluvial irão atuar como indicadores bastante adequados das mudanças ambientais, fornecendo informações úteis sobre a resposta geomórfica dos sistemas aluviais em função das mudanças climáticas (SANCHO *et al.*, 2008). Quando são puramente aluviais, estes depósitos vão estar ligados ao transporte fluvial e confinados a um canal ou vale (TAYLOR & ENGGLETON, 2001), ao passo que quando associados aos depósitos coluviais, irão se sedimentar nas margens laterais do vale, sob a forma de leques aluviais. Ademais são depósitos com características complexas, cuja a estratigrafia normalmente indica a permanência

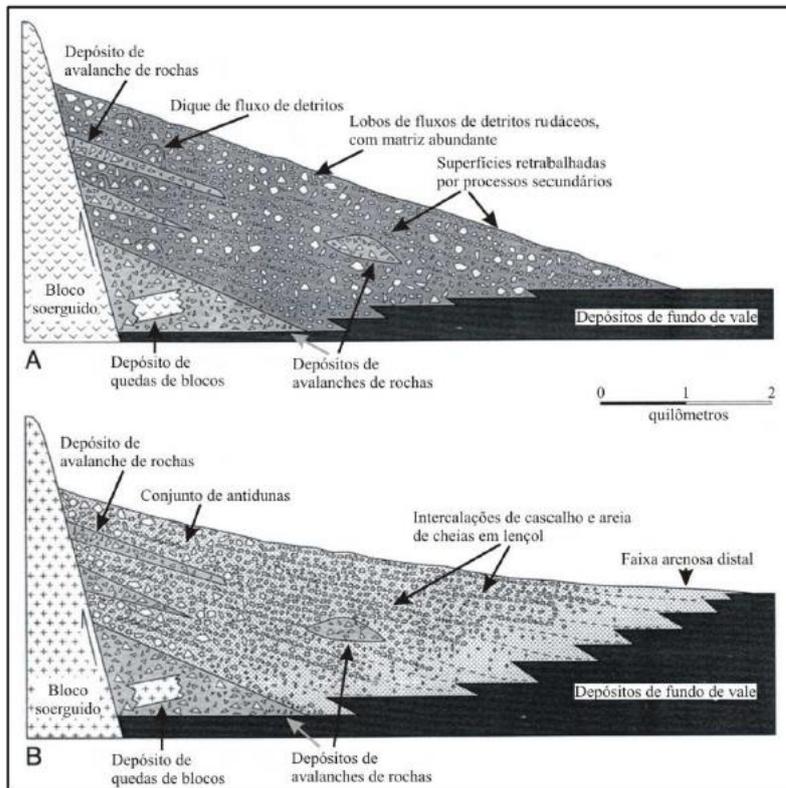
recente na paisagem, de acordo com Bezerra *et al.*, (2008) na faixa entre o Pleistoceno ao Holoceno.

Tanto em ambientes semiáridos quanto em ambientes úmidos, o clima irá influenciar diretamente no comportamento hidrológico e na capacidade de transporte fluvial sendo, no caso dos ambientes semiáridos, caracterizados por drenagens rasas e de fluxo intermitentes comumente submetidos a enchentes periódicas e torrenciais, com alto poder erosivo (CORRÊA, 2001), enquanto que nos ambientes úmidos, esta capacidade será aumentada, refletindo diretamente na granulometria do material, bem como no espessamento dos depósitos devido ao grande poder de remobilização dos sedimentos. No setor de piemonte do Planalto da Borborema, onde o presente estudo se insere, há uma interligação direta entre os materiais de origem coluvial com os de origem aluvial, além da formação de extensas planícies, por conta do regime hidrológico atual. E com a reativação das zonas de cisalhamento culminaram no desarticulamento de algumas antigas planícies e fundos de canal (FONSÊCA, 2012), perdendo sua posição topográfica agradacional.

Para além dos depósitos aluviais ligados estritamente à dinâmica fluvial, há de se observar também os sistemas deposicionais sob a forma de leques aluviais dominados pelos fluxos gravitacionais na esculturação das formas na paisagem do Nordeste do Brasil. Os sistemas de leques aluviais vão ser caracterizados pelo caráter distributário dos materiais (MIALL, 1990), contrariamente dos sistemas fluviais típicos, que são contributários. Este padrão distributário vai estar relacionado à redução do gradiente topográfico, devido ao desconfinamento do fluxo, diminuição da velocidade da corrente e profundidade da água.

Tradicionalmente os leques aluviais são associados a ambientes áridos e semiáridos, pois necessitariam condições climáticas que favoreçam uma alta variabilidade de regimes de fluxo alimentador do transporte (FETT JÚNIOR, 2011). Entretanto, em condições climáticas úmidas vão estar atrelados a concentração da precipitação em determinados períodos do ano e há a disponibilidade de material a ser remobilizado (BOGGS, 2006). Em ambos ambientes, os depósitos deste tipo de leque vão ser produzidos por movimentos de massa de sedimentos e água através dos processos (Figura 05) de fluxo de detritos (*debris flows*) e fluxos fluidificados (*sediment fluidal flow*).

Figura 5 - Tipos de leques aluviais e respectivas fácies sedimentares: A) leque aluvial dominado por fluxos de detritos; B) leque aluvial dominado por fluxos fluidificados.



Fonte: (BLAIR & MCPHERSHON, 1994).

Estes processos, a partir das características do material transportado – maior ou menor porcentagem de sedimentos de granulação fina ou grossa -, são extremamente importantes no entendimento da dinâmica envolvida na formação destes depósitos e, conseqüentemente, na evolução geomorfológica, uma vez que os materiais apresentarão características distintas (como a presença de imbricações), gerando indícios sobre o sentido de transporte, por exemplo (ASSINE, 2003). Para além disso, o tipo de material pode auxiliar no entendimento de mudanças ambientais devido a sua associação a eventos catastróficos e de ocorrência episódica.

A textura dos sedimentos, o tipo, a abundância de fácies, os seus direcionamentos organizados em seqüências verticais e horizontais destes componentes refletem toda a história do sistema (BIGARELLA, 2007). Assim, a estratificação dos depósitos aluviais é capaz de trazer à luz elementos da dinâmica local e de curta duração, além de testemunhar as diferentes respostas do regime hidrológico às flutuações climáticas, auxiliando na interpretação dos eventos condutores da evolução das paisagens, juntamente com os depósitos de dinâmica estritamente coluvial.

## 2.5 MARCADORES GEOQUÍMICOS NA DIFERENCIAÇÃO ESTRATIGRÁFICA

A utilização de marcadores geoquímicos como proxies da alteração mineral, ou seja, índices intempéricos está alicerçada na remoção seletiva dos elementos “móveis” comparado ao enriquecimento dos elementos “imóveis” dentro das formações superficiais (YANG *et al.*, 2004). Com base neste princípio, há uma grande variabilidade de elementos que podem ser utilizados como indicativos do grau de intemperismo dos mais variados tipos de sedimentos, auxiliando inclusive nos estudos de proveniência dos materiais (SCHELLENBERGER & VEIT, 2006; TAN *et al.*, 2006; JEONG *et al.*, 2008; BOKHORST *et al.*, 2009).

A designação geral “formações superficiais” alude a todos os materiais superficiais sobrepostos à rocha, compreendendo desde o manto de intemperismo formado *in situ* até o material transportado. Tais formações constituem o material que recobre parcialmente ou totalmente o substrato rochoso, se apresentando normalmente de forma consolidada e com espessuras variando de poucos decímetros a dezenas de metros de altura.

Estas formações podem ser resultado da degradação física e/ou química da rocha, ou seja, alteritas autóctones ou para-autóctones, como pode ser resultado de processos sedimentares deposicionais, alóctones (tabela 01) e discordantes do material imediatamente abaixo dentro do perfil (CAMPY & MACAIRE, 1989). Desta maneira, a natureza litológica é variável e pode ser constituída por sedimentos detríticos e terrígenos, resíduos direto da alteração e/ou de materiais coerentes, a exemplo de encrostamentos e outros, cuja a gênese pode ser de precipitações físico- ou organo-químicas ou mesmo de rochas vulcânicas (figura 06).

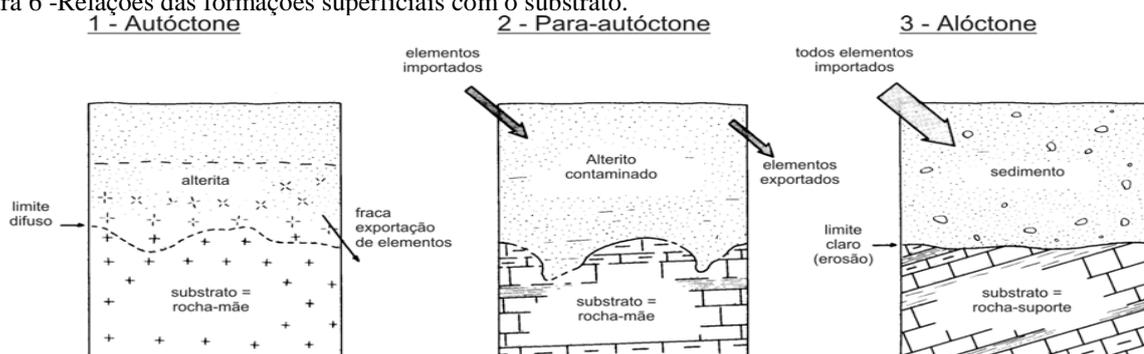
Tabela 1 - Relação entre as formações superficiais e sua proveniência.

| <b>Proveniência</b>           |                |  |
|-------------------------------|----------------|--|
| <b>Formações Superficiais</b> | Autóctone      | Resultado direto da degradação e decomposição do substrato rochoso, caracterizado principalmente pela conservação <i>in situ</i> dos produtos da transformação da rocha-mãe em formação superficial.   |
|                               | Para-autóctone | Produto resultante de materiais procedentes em parte pela desagregação da rocha-mãe posteriormente carregada por dissolução, lixiviação, escoamento, entre outros, onde a fração residual é enriquecida por elementos importados por agentes de transporte diverso (água, vento, etc.). Por consequência, as formações resultantes possuem apenas um parentesco muito distante do substrato. |

|          |  |
|----------|--|
| Alóctone | Material que não possui nenhuma relação com o substrato rochoso imediatamente abaixo. Sua ocorrência está atrelada a um agente de transporte que pode se dá à curta ou longa distâncias. São, por exemplo, as formações de vertentes deslocadas pelos movimentos gravitacionais. |
|----------|--|

Fonte: Adaptado de Campy & Macaire (1989).

Figura 6 -Relações das formações superficiais com o substrato.



Fonte: Campy & Macaire (1989).

Portanto, os materiais constituintes das formações superficiais serão resultado da rocha exposta às condições ambientais diversa daquelas da sua formação (BIRKELAN, 1984; OLLIVIER & PAIN, 1996). Neste sentido, tais mudanças estarão subordinadas ao intemperismo químico, e esta complexa alteração irá depender da composição química e mineralógica do material de origem, além das condições ambientais influenciando, por exemplo, nas condições químicas da água que se move dentro do perfil de alteração (BIGARELLA, BECKER & SANTOS, 2008).

Os materiais decompostos pelo intemperismo poderão ser removidos por lixiviação ou ainda poderão reagir com outros constituintes formando uma grande quantidade de produtos cristalinos e amorfos. As características específicas de cada material, irão interagir com as condições climáticas locais, determinando a intensidade do intemperismo e propriedade dessas formações (PAISANI, PONTELLI & ANDRES, 2008). Normalmente, os produtos decorrentes destas reações são os minerais de argila e oxi-hidróxidos de ferro e alumínio (BIRKELAND, 1999).

Quimicamente, os elementos se distribuem dentro do perfil de acordo com seus comportamentos frente à lixiviação e retenção durante o intemperismo e transformação mineralógica, como pode ser observado na tabela 02, proposta por Butt *et al.*, (2000). Entretanto, o comportamento dos elementos apresentados neste sumário deve ser visto como

uma tendência, haja vista que, segundo os autores, nenhum elemento possui um comportamento totalmente inalterado, nem é totalmente lixiviado de qualquer horizonte do regolito e tampouco é inteiramente imóvel.

Tabela 2 – Mobilidade dos minerais sob condições predominantemente úmidas.

**Mobilidade sob condições predominantemente úmidas.**

| <b>Minerais que contêm os elementos</b>                              | <b>Lixiviados</b>                  | <b>Parcialmente retidos em minerais secundários</b>                                       |
|--|------------------------------------|---|
| <b><i>Liberados na frente do intemperismo</i></b>                    |                                    |   |
| Sulfetos   | As, Au, Cd, Co, Cu, Mo, Ni, Zn, S. | As, Cu, Ni, Pb, Sb, Zn (óxidos de Fe; sulfatos, arsenatos, carbonatos, alunita–jarosita). |
| Carbonatos   | Ca, Mg, Fe, Mn, Sr.                |   |
| <b><i>Liberados no saprólito inferior</i></b>                        |                                    |   |
| Aluminosilicatos   | Ca, Cs, K, Na, Rb.                 | Si, Al (caulinita); Ba (barita).  |
| Ferromagnesianos (piroxênio, olivina, anfibólios, clorita, biotita). | Ca, Mg                             | Fe, Ni, Co, Cr, Ga, Mn, Ti, V (óxidos de Fe e Mn).  |
| <b><i>Liberados no saprólito superior</i></b>                        |                                    |   |
| Aluminosilicatos (muscovita)   | Cs, K, Rb                          | Si, Al (caulinita).   |
| Ferromagnesianos (clorita, talco, anfibólio).                        | Mg, Li                             | Fe, Ni, Co, Cr, Ga, Mn Ni, Ti, (óxidos de Fe).  |
| Esmectitas   | Ca, Mg, Na,                        | Si, Al (caulinita).   |
| <b><i>Liberados nas zonas mosqueada e ferruginosa</i></b>            |                                    |   |
| Aluminosilicatos (muscovita, caulinita).                             | K, Rb, Cs                          | Si, Al (caulinita).   |
| Óxidos de Fe; ouro.  | Elementos traço; Au.               |   |
| <b><i>Retidos em minerais estáveis</i></b>                           |                                    |   |
| B, Cr, Fe, Hf, K, Nb, Rb, REE, Th, Ti, V, W, Zr, Au                  |                                    |   |

Fonte: Adaptado de Butt *et al* (2000).

Corroborando com tal afirmação, Taylor & Enggleton (2001) e Thornber (1992) pontuam que mesmo os elementos considerados insolúveis possuem certa mobilidade sob a forma de partículas coloidais, ou seja, através dos argilominerais. Como exemplo, apontam o

titânio (Ti) que pode se movimentar na forma de partícula coloidal como anatásio, mineral secundário formado pela precipitação do titânio. Da mesma forma que o titânio, Paton (1978) afirma que tanto a sílica quanto o alumínio podem ter comportamento imóvel, sendo apenas possível uma movimentação à curta distância e como compostos dos argilominerais. A exceção para estes elementos seria a sílica na forma de  $H_4SiO_4$ , que mesmo em pequenas quantidades podem ser transportadas à grandes distâncias, enquanto que o ferro, quando ocorre em superfícies altamente oxigenadas sob a forma férrea  $Fe^{3+}$ , é altamente inerte.

Os elementos resultantes do processo de intemperismo costumam ser agrupados sob a forma de minerais resistentes ou resistatos. Na paisagem, o quartzo destaca-se pela sua resistência mineralógica, juntamente com o zircão, rutilo, ilmenita, anatásio, granada e magnetita (e outros espinélios), turmalina e monazita, tornando-se assim componentes traços da rocha de origem, sendo concretados por depleção durante o processo de intemperismo (TAYLOR & ENGGLETON, 2001). Além desses, alguns minerais podem ainda ser intemperizados em fases secundárias, a exemplo da hematita, goethita e gibsitita que se tornam estáveis em condições de alteração superficial.

Isto posto, considerando que os processos de modificação geoquímica das formações superficiais estão intrinsecamente relacionados aos fatores climáticos, os elementos imóveis vão atuar como marcadores além da proveniência do material, como auxiliar na estruturação dos possíveis cenários formativos. Assim sendo, Taylor & Enggleton (2001) reconhecem que entre os elementos marcadores e a mineralogia dos materiais transportados serão resultando da distribuição geoquímica dentro do perfil de intemperismo em diversos ambientes, e uma vez que cada ambiente irá possuir uma característica mineralógica específica, os sedimentos terão assinaturas geoquímicas distintas.

Sequencialmente, um manto de intemperismo em zonas tropicais irá evoluir geoquimicamente de modo que, no estágio inicial do processo de intemperismo haverá a destruição dos feldspatos e dos minerais ferromagnesianos; passando pelo processo de lixiviação do sódio (Na) e cálcio (Ca) de modo a reter o silício (Si) e o alumínio (Al) sob a forma de caulinita e halloysita, podendo ainda ocorrer as esmectitas como produtos intermediários; ao passo que no terceiro estágio se daria a partir da alteração de todos os minerais primários, mesmo estes minerais se mantendo no perfil, enquanto que os minerais secundários, caracterizados pela menor estabilidade, seriam alterados (BUTT *et al*, 2000), considerando o processo de intemperismo *in situ* da parte inferior para a média e superior, respectivamente.

Por definição, a parte superior do saprólito mantém a estrutura do material de origem, porém ocorre a alteração da maioria dos minerais primários, a exceção do quartzo (TAYLOR & EMGGLETON, 2001). Essa zona imediatamente acima do saprólito é caracterizada pela predominância de sílica, ferro e alumínio na forma de caulinita, quartzo e óxidos de ferro (hematita e goethita) e gibsita. A distribuição destes elementos maiores dentro do perfil é extremamente importante na distribuição de vários elementos menores e elementos traço devido ao seu controle total e/ou parcial na substituição ou co-precipitação. Butt *et al.*, (2000) utilizam como exemplo o elemento Cromo (Cr), que assim como outros elementos, tende a se acumular juntamente com os óxidos de ferro e é derivado principalmente de minerais ferromagnesianos, podendo estar associado também com caulinita neoformada.

Assim sendo, muito dos elementos considerados imóveis também tenderão a se concentrar juntamente com os óxidos de ferro em horizontes lateríticos, embora, para a maioria, interações químicas não estejam envolvidas. Portanto, a distribuição de Cromo (Cr), Potássio (K), Zircônio (Zr), Titânio (Ti), entre outros, vão se relacionar totalmente ou em parte à inércia dos mesmos frente ao intemperismo, resultado das suas imobilidades químicas relativas (exemplo do Ti) e/ou à estabilidade de seus minerais primários e/ou secundários que os contém (exemplo, o Zr no zircão, o Ti no rutilo e anatásio, o Cr na cromita e o K na muscovita) (BUTT *et al.*, 2000).

A abundância destes elementos tende a crescer em direção à parte superior do perfil, haja vista que há a perda gradual de outros componentes, marcado pela acumulação residual, podendo haver uma dispersão lateral pela ocorrência de processos de coluvionamento durante a evolução do perfil (BUTT *et al.*, 2000). Os produtos residuais do intemperismo irão conter, progressivamente, grande proporção de cada mineral da rocha originária em profundidade no perfil. Em virtude deste aspecto, Taylor & Enggleton (2001) salientam que em muitas paisagens em que há alguma erosão na superfície, a quantidade absoluta de qualquer mineral residual pode crescer na parte inferior ou superior do perfil, mas a variedade desses minerais residuais geralmente decresce na parte superior.

Portanto, a distribuição dos minerais dentro do perfil vai está baseada no fato de que os depósitos residuais são produtos do intemperismo diferencial e do processo de lixiviação, responsáveis pela remoção dos elementos relativamente mais solúveis, deixando os elementos de mais baixa mobilidade (BIRKELAND, 1999; FRIEDRICH *et al.*, 1992; MCFARLANE *et al.*, 1994). Por consequência, a tendência de acumulação ou depleção de uma curva de elementos de baixa mobilidade pode seguir o padrão normal – aquela dada pela sequência normal do intemperismo -, ou o inverso ao comportamento esperado ao longo do perfil, ou seja,

nos casos em que houve a dispersão lateral do material, considerando que estas descontinuidades podem interromper tendências dentro das curvas de concentração, produzindo variações bruscas em seu comportamento.

### **2.5.1 Geoquímica na caracterização dos ambientes deposicionais**

As propriedades mineralógicas e químicas são destacadas por Taylor & Enggleton (2001) como ferramentas na detecção da natureza do material, seja solo ou sedimentos, se ele foi formado *in situ*, transportado, ou ainda, uma mistura de ambos. Estes autores explicam que a partir do conhecimento prévio da rocha de origem é possível afirmar a origem do material, a exemplo dos solos desenvolvidos sobre rochas metamórficas ou ígneas serão geralmente enriquecidos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$ . Em contrapartida, materiais provenientes de rochas máficas serão mais enriquecidas por  $\text{TiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , enquanto os de proveniência de rochas félsicas terão um enriquecimento maior de Rubídio (Rb) (FRYIRS & GORE, 2013).

Resende *et al.*, (2007) destacam que uma curva de distribuição de espécies minerais resistentes, ou elementos químicos que os representam, deverá se comportar de forma suave e contínua, indicando assim um intemperismo gradativo, ao passo que curvas descontínuas e com mudanças bruscas, possivelmente indicaram diferenças no material de origem ou ainda diferentes fases deposicionais.

Cruz (2006) destaca que essa colocação se fundamenta levando em consideração que haverá situações de acumulação absoluta, relativa ou depleção de certos elementos, onde estes poderão permanecer inalterados durante o intemperismo e mesmo se mantendo inalterados, em determinadas condições, poderão se mobilizar como o Zr e o Ti, favorecendo assim na identificação da gênese do material. Os minerais pesados, devido à sua composição química de elementos menos móveis, também são utilizados neste tipo de identificação, uma vez que eles tendem a se conservar durante o intemperismo.

Por serem mais densos que os minerais silicatados e os minerais neoformados, os minerais resistentes tendem a concretar sob a forma de lentes e camadas à medida que eles são erodidos, transportados, selecionados e depositados. Esta tendência foi observada por Friedrich *et al.*, (1992) ao afirmarem que o grau de intemperismo de minerais pesados geralmente aumenta da parte inferior para a parte superior do perfil *in situ* e a mistura de grãos fortemente intemperizados e menos intemperizados de um mesmo mineral normalmente indica retrabalhamento e transporte.

Nesta perspectiva, vários trabalhos têm utilizado as técnicas geoquímicas na caracterização de sedimentos e identificação da sua gênese, sobretudo na identificação de materiais transportados, utilizando os elementos considerados geoquimicamente “imóveis” e relações derivadas destes elementos (PEREZ FILHO *et al.*, 1983; WELLS *et al.*, 1990; COOPER *et al.*, 2002; OLIVEIRA & JIMÉNEZ-RUEDA, 2002; TOUNI *et al.*, 2003; COSTA *et al.*, 2005; FIGUEIREDO *et al.*, 2006; HORBE *et al.*, 2007; GONÇALVES *et al.*, 2008; OLIVEIRA, *et al.*, 2009).

Em estudos na Depressão de Gouveia/MG, Cruz (2006) identificou materiais alóctones em uma vertente a partir da razão entre elementos “imóveis”, haja vista que tais materiais apresentaram acréscimo nos valores em direção ao topo do perfil, bem como mudanças abruptas nestes valores. Em área vizinha, entretanto, Ávila (2009) assinalou que os valores dos elementos traços demonstraram que o material que recobre a toposequência teria uma origem autóctone, pois mesmo não havendo uma regularidade nos valores, não foram detectadas variações abruptas, considerando que em ambos estudos os materiais possuem a mesma área fonte.

Ávila (2009; 2012) ainda salienta que através da caracterização geoquímica, associada aos dados morfológicos e mineralógicos foi possível definir a origem do material como autóctone, contrariamente à estudos realizados na mesma área anteriormente que considerava o material como sendo de origem coluvial. Ademais, os dados geoquímicos levaram à interpretação de uma movimentação hídrica vertical predominante sobre a lateral, corroborando com a ideia de ocorrência de processos pedogenéticos nos materiais analisados.

Em estudo semelhante, Holanda & Bueno (2010) empregou parâmetros geoquímicos para determinar grau de laterização de um solo no Sudeste do Brasil concluindo, entretanto, que estes não são tão antigos, haja vista da pouca concentração dos elementos “imóveis” da base para o topo do perfil, indicando uma fraca laterização destes materiais e que possíveis processos de coluvionamento, atrelado ao retrabalhamento dos materiais, teve papel importante na gênese da formação superficial.

Da proveniência controversa de depósitos de areias brancas no nordeste do Amazonas suscitou a pesquisa de Horbe, Horbe & Suguio (2003), que ao utilizarem a geoquímica associada aos dados granulométricos na elucidação de tais depósitos, tentavam responder se estes teriam uma origem eólica devido ao processo erosivo seletivo com retirada do material argiloso ou se estariam relacionados à latossolos intensamente lixiviados formando espodosolos. As correlações geoquímicas entre  $\text{SiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2 \times \text{SiO}_2$  e  $\text{TiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$  sugeriram que a evolução destes pacotes se deu *in situ*, onde os teores de  $\text{SiO}_2$  são mais elevados na parte superior do perfil, em detrimento aos teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_2$  e  $\text{TiO}_2$ , com valores mais

elevados à medida que se aumenta a profundidade, característico do processo de pedogênese. Deste modo, os autores conseguiram atestar que tais sedimentos na verdade estão passando por um típico processo de podzolização, gerando espodossolos, oriundos do saprólito. Ademais, a comprovação da formação destes espodossolos é atestado devido ao fato que estes evoluíram muito recentemente e de forma agressiva, dado seu desenvolvimento em menos de 3.000 anos sob vegetação florestal, corroborando com o estudo da evolução das paisagens quaternárias.

Ainda dentro de um contexto da floresta amazônica, no Estado de Mato Grosso, Novaes Filho *et al.*, (2012) encontraram indicativos de descontinuidades deposicionais em materiais originalmente identificados como autóctones. Utilizando de razões moleculares entre  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e entre  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , além das relações entre o zircônio e o titânio os autores observaram valores discordantes nas proporções de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  dado o aumento da profundidade. Além disto, as relações moleculares entre estes dois elementos e destes juntamente com o teor de Ferro, demonstraram que a parte superior dos pacotes se apresentam muito menos intemperizado do que deveria, corroborando a hipótese de aporte de material externo, e condizentes com as mudanças bruscas na relação entre o Zr e Ti. Em suma, a utilização destes índices geoquímicos auxiliaram na interpretação da paisagem, haja vista que o trabalho em toposequência revelou que somente os perfis da base e do topo tem uma origem alóctone, ao passo que os dois perfis na meia encosta possuem origem autóctone, o que possibilita a interpretação de que não houve um retrabalhamento do material do topo da toposequência a partir do momento do estabelecimento da floresta amazônica, e os ocorridos na base da toposequência se deu de forma incipiente, ficando restrita às camadas mais superficiais deste perfil.

Para o Nordeste do Brasil, o uso dos parâmetros geoquímicos como subsídio ao estudo evolutivo da paisagem ainda é pouco abordado. Entretanto, sua utilização tem sido utilizada com bastante êxito na tentativa de elucidar a complexidade das coberturas superficiais. Fonsêca (2012) encontrou descontinuidades nos sedimentos no que tange às concentrações de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , além dos teores de  $\text{TiO}_2$  e  $\text{ZrO}_2$ , reforçando a hipótese de material alóctone e que estes foram depositados em fases distintas. O pouco amadurecimento químico desses depósitos foi demonstrado pelas relações moleculares entre o  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  dentro dos diferentes pacotes sedimentares, e conseqüentemente se correlaciona com os demais perfis.

Outrossim, os teores de titânio e zircônio confirmaram este comportamento descontínuo dentro de um mesmo perfil, levando-se em consideração o comportamento esperado para um perfil de alteração *in situ*. Assim, ao analisar tais pacotes sedimentares sob a perspectiva de toposequência dentro da área estudada, Fonsêca (2012) além de identificar estes pacotes como

de origem alóctone, através dos dados geoquímicos associados com os mineralógicos foi possível aventar que estes depósitos têm sua origem tanto do processo de coluvionamento quando da dinâmica fluvial atualmente desajustado por fatores tectônicos. Da mesma maneira, a ideia da evolução deposicional em cascata a partir do retrabalhamento dos sedimentos à montante pôde ser sugerida e posteriormente ratificada pela datação destes sedimentos.

Os indicadores geoquímicos em consórcio outros métodos analíticos foram utilizados por Lira (2014) na tentativa de compreensão das dinâmicas deposicionais e formativas dos latossolos em uma área do semiárido nordestino. Os dados geoquímicos mostraram que os sedimentos estavam muito pouco intemperizados devido aos altos teores de  $\text{SiO}_2$ , além da grande presença de minerais primários, bem como a quase ausência dos teores de  $\text{ZrO}_2$ . O pouca intemperização destes materiais foi verificada na relação molecular entre o  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , entretanto foi possível estabelecer, numa relação topo/base, que estes materiais se tratavam de eventos deposicionais distintos e que o pacote basal estaria mais intemperizado que o pacote do topo e, conseqüentemente, inferindo sobre a sequência deposicional.

Na análise da concentração de  $\text{TiO}_2$  ratificou-se o pouco amadurecimento geoquímico dos depósitos e os diferentes momentos de sedimentação, havendo em alguns perfis o enriquecimento do Ti provavelmente explicado pela dinâmica fluvial (LIRA, 2014), haja vista que o material de origem coluvial não apresenta concentrações elevadas de Ti, nem tampouco a área fonte destes. A diferenciação dos ambientes deposicionais pôde ser comprovada também na razão entre o Zr e o Ti, revelando a origem coluvial, flúvio-eólicas e eólica dos sedimentos e, juntamente com os dados cronológicos pôde-se aventar sobre a dinâmica evolutiva da paisagem que margeiam o rio São Francisco, passando por fases de menor carga hídrica, onde os depósitos foram retrabalhados pela ação eólica formando áreas de dunas, seguida de uma posterior reumidificação climática que destruiu tais formas, sendo posteriormente retrabalhadas pela dinâmica fluvial de extravasamento do leito, contribuindo na formação das manchas de latossolos. Desta maneira, fica evidente as teleconexões entre a origem dos processos deposicionais com quadros paleoclimáticos, corroborados pelas assinaturas geoquímicas.

Ainda no semiárido nordestino Tavares (2015) averiguou como a manutenção e/ou remoção de coberturas ferruginosa em patamares de cimeira e encosta estão interligadas às modificações na dinâmica climática e conseqüentemente na esculturação da paisagem. Para tal, o autor também se utilizou dos padrões geoquímicos na determinação da proveniência e do grau de amadurecimento dessas pedorelíquias, aparentemente originárias de uma mesma litologia e num mesmo grau de amadurecimento, mas que apresentaram diversas particularidades geoquímicas no que diz respeito às concentrações de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$ . Nos setores de

cimeira, os teores de Fe, Al e Si demonstraram que estas crostas se encontram em sua maioria num estágio ainda inicial de laterização, ao passo que as crostas encontradas em porções de média e baixa encosta apresentam-se mais amadurecidos geoquimicamente.

Tavares (2015) concluiu que mesmo estas crostas tendo uma origem autóctone, as concreções ferruginosas encontradas na média e na baixa encosta, possivelmente são produto do retrabalhamento de crostas que estavam nas superfícies de cimeira através do coluvionamento dentro de um contexto climático de maior torrencialidade pluviométrica. Isto explicaria o maior amadurecimento destas em relação às crostas encontradas nas superfícies de cimeira atualmente, bem como sua posição topográfica atual. Além disto, a nova formação de crostas ferruginosas nas atuais superfícies de cimeira, denotam que após o período de remoção das antigas crostas para os setores de média e baixa encosta, houve uma nova condição paleoclimática que deu condições para a formação das crostas menos amadurecidas nas cimeiras, do mesmo modo que possibilitou a recimentação de crostas localizadas nos setores de média encosta através da contribuição lateral de Fe.

Assim, os estudos evolutivos da paisagem necessitam cada vez mais da utilização dos parâmetros geoquímicos, uma vez que as coberturas superficiais nas paisagens tropicais são complexas e distribuídas nos mais distintos segmentos do relevo. Tal complexidade é atribuída à uma gênese poligenética destas formações, que pode se dar tanto por intensos processos intempéricos, como a lixiviação e acumulação de elementos, bem como os processos erosivos e transporte dos materiais. Portanto, a quantificação geoquímica destes materiais auxilia nas relações entre estes e a paisagem, juntamente aos seus processos formativos.

### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1 COMPARTIMENTAÇÃO E ANÁLISE MORFOESTRUTURAL E GEOMORFOLÓGICA

A compartimentação morfoestrutural e geomorfológica foi baseada em imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) e cartas topográficas em escala de 1:25.000, conforme proposta de Liu (1984), onde se procedeu a caracterização e mapeamento (DEMEK & EMBLETON, 1972; NUNES *et al*, 2009). Demais cartogramas e modelos evolutivos da paisagem foram realçados através da modelagem tridimensional. Para tal foram utilizados *software* ArcGIS 10.4 do Laboratório de Geomorfologia do Quaternário da UFPE.

Os parâmetros morfométricos, morfológicos, genéticos e cronológicos são favorecidos por estas metodologias na medida que é possível o entendimento das particularidades da área estudada. Neste sentido, o mapeamento geomorfológico permite uma visualização mais precisa das morfologias denudacionais e deposicionais, bem como os seus condicionantes estruturais correlatos. Entretanto, o mapeamento não deve ser tomado como um documento isento de falhas, uma vez que o método possui limites no que diz respeito à aquisição de dados em campo e gabinete. Deste modo, tenta-se elaborar uma representação que aponte genericamente as subordinações entre a forma, suas dimensões, materiais formadores e processos vigentes e pretéritos (DEMEK, 1972).

A modelagem numérica foi extraída a partir das imagens SRTM com resolução de 30 metros disponibilizadas pela USGS (*United States Geological Survey*), de onde foram extraídas as informações acerca do Modelo Digital de Elevação (MDE) e a distribuição de isoípsas extraídas do MDE utilizando o *software* ArcGIS 10.4. Atrelado a estes, incorporou-se os dados geológicos contidos na folha Natal (CPRM 2007). Com estes dados confeccionou-se o mapa geomorfológico a partir da edição de vetores seguindo o raciocínio hipotético-dedutivo, utilizando o sistema de coordenadas LAT/LONG, Datum WGS 1984.

##### 3.1.1 Indicadores Morfotectônicos

Baseada através da identificação de anomalias geomorfológicas, a análise morfotectônica foi primeiramente proposta por Goy *et al.*, (1991) afim de identificarem atividades ligadas à neotectônica, analisando a ocorrência de feições associadas à falhamentos, a exemplo das facetas triangulares e trapezoidais identificadas por Wallace (1978), *Shutter Ridges* proposta por Cotton (1948), feições escarpadas (STEWART & HANCOCK,

1990;1991), ocorrência de capturas de drenagem (BIANCOTTI, 1979), depósitos superficiais deformados analisados por Verstappen (1983), além dos anfiteatros de erosão, cristas e vales assimétricos e lineares.

Para tal, fez-se necessária a utilização de imagens de satélite do LANDSAT 7 TM, disponibilizadas no *site* do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), manipuladas posteriormente no *software* Erdas 9.3. A partir da identificação das feições morfotectônicas, conseguiu-se realizar a divisão dos compartimentos da área com o intuito de compreender a história geomorfológica e morfotectônica e auxiliar no mapeamento final das unidades de relevo. As evidências deformacionais recentes foram analisadas a partir do uso das imagens LANDSAT 8 TM através do empilhamento das bandas 1 a 7 e composição das bandas 7, 5 e 4, observando assim as feições relacionadas à captura de drenagem, vales retilíneos, facetas triangulares e trapezoidais, cristas e anfiteatros de erosão, conforme metodologia proposta por Hiruma (1999), Missura (2006) e Tavares *et al.*, (2014).

## 3.2 MORFOMETRIA DO RELEVO E DA REDE DE DRENAGEM

### 3.2.1 Lineamentos de Relevo e Drenagem

Christofoletti (1981) assevera que a densidade de drenagem e de fotolineamentos é sabidamente uma das variáveis mais importantes na análise morfométrica do relevo, evidenciando o grau de dissecação topográfica em paisagens esculpidas pela atuação fluvial, bem como expressando a qualidade disponível de canais para o escoamento e controle exercido pela estruturação litológica, reativadas ou sobrepostas, sobre a compartimentação hidrográfica.

Desta forma, o termo lineamento, proposto originalmente por Hobbs em 1912 (VENEZIANI, 1987), assinala as relações espaciais de feições, como as cristas, bordas de áreas elevadas, alinhamentos de contatos litológicos, ravinas ou vales, e fraturamentos ou zonas falhadas visíveis, ou seja, utilizado para designar feições do relevo e drenagem alinhados. Na fotointerpretação dos produtos de sensoriamento remoto é preciso distinguir os lineamentos estruturais e falhamentos, uma vez que os lineamentos não estão restritos a um tipo de movimento tectônico ao longo da sua extensão ou em decorrência dos diferentes ciclos ou fases tectônicas, responsáveis por afetar determinada área. Ademais, zonas falhadas podem ser responsáveis por diversos lineamentos paralelos e subparalelos, ou vice-versa, ou seja, várias fraturas associadas à uma zona de falha pode dar origem a apenas um lineamento distinguível através da fotointerpretação (VENEZIANI, 1987).

Ramsay & Huber (1987) definiam o termo fratura como um plano de ruptura onde a coesão da rocha foi perdida e este plano pode estar correlacionado a juntas ou falhas. Portanto, quando se encontra na paisagem elementos da drenagem que estão fortemente estruturados (disposição regularmente ordenada), retilíneos ou em arco, caracterizando-os como lineamentos de drenagem, estes devem ser interpretados como traços de fraturas, ou seja, uma zona de concentração de juntas (SOARES & FIORI, 1976).

Os lineamentos também podem ser reconhecidos a partir do conjunto de zona de juntas, definido por Plicka (1974) como uma série de zonas de juntas paralelas entre si e com uma gênese comum. Normalmente estas características vão auxiliar na prospecção mineral (NICKELSEN, 1974), podendo ter sua origem relacionada à emersão de litologias mais antigas, estendendo-se verticalmente pelas rochas subjacentes mais novas, além destes padrões de fraturamentos serem cumulativos e persistentes (PLICKA, 1974).

Esta pesquisa se alicerça no conceito proposto por Etchebehere *et al.*, (2007), na qual definem lineamentos como feições topograficamente lineares ou tonais observáveis por fotointerpretação, podendo representar discontinuidades estruturais. Estes traços foram anotados tendo o cuidado de se evitar interferências de extensões ou continuidades no terreno, limitando-se o mais fielmente possível, ao aspecto factual observado nas imagens de sensores remotos, conforme recomendado por (LIU, 1984; TAYLOR, 1988).

A confecção dos traços referente aos fotolineamentos foram obtidos a partir da ferramenta *Hillshade* inclusa no *software* ArcGIS 10.4. O *Hillshade* ou relevo sombreado é confeccionado a partir das imagens SRTM, onde é possível dispor de diferentes ângulos de incidência de luz solar com relação à topografia. Tais modificações dos ângulos de incidência solar sobre a imagem topográfica, permite a visualização de feições lineares do relevo sob a angulação de 45°, 90°, 315° e 360°. Após este delineamento é possível correlacionar os modelados – a partir da confecção do Modelo Digital do Terreno (MDT) -, sua linearidade e as principais estruturas geológicas que ocorrem na região.

Já os lineamentos de drenagem foram confeccionados a partir da extração da rede hidrográfica dos dados SRTM no ArcGIS 10.4, estando os traços conseqüentemente condicionados aos canais que apresentam segmentos retilíneos. Estes traços propiciaram a correlação entre a disposição geométrica da drenagem com o arcabouço litológico, estrutural e geomorfológico.

### 3.2.2 Relação Declividade X Extensão (RDE) ou índice de Hack

O pressuposto de que um rio estaria em equilíbrio geomorfológico ou não a partir da relação entre a declividade deste canal e sua extensão, foi proposta por Hack em 1973, sendo também denominada por *Stream Length-Gradient Index* (SL Index) e no Brasil conhecida como a Relação Declividade X Extensão (RDE), proposta por Etchebehere *et al.*, (2006). Esta metodologia serve como um elemento básico e de fácil aplicação na determinação das anomalias nos cursos d'água, permitindo identificar no perfil longitudinal do rio alterações no seu curso, através da relação entre a declividade do canal com a extensão do respectivo trecho, permitindo assim um parâmetro quantitativo na comparação de trecho fluviais de diferentes magnitudes (CHEREN, 2008).

Estudos realizados por Etchebehere (2000), Etchebehere & Saad (1999), Etchebehere *et al.*, (2004;2006); Monteiro (2010;2015) são de grande contribuição metodológica na aplicação deste índice em áreas de margem passiva e intraplaca, a julgar pelo índice ser utilizado majoritariamente em áreas de margem tectonicamente ativa, onde o objetivo é verificar como as forças de dobramento orogénético, ou até mesmo epirogenético, atuam de modo a deformar o perfil do canal, que sempre buscará se reorganizar a fim de manter um perfil de equilíbrio. A aplicação deste índice permite então verificar os pontos onde o equilíbrio do rio ainda não foi atingido (TROIANI & DELLA SETA, 2007). Tomando por base a proposição original, a aplicação do índice de Hack permite a identificação dos setores processualmente anômalos ao longo do curso do rio, sendo os valores do índice maiores ou menores quando da passagem da drenagem por uma litologia ou estrutura mais ou menos resistente.

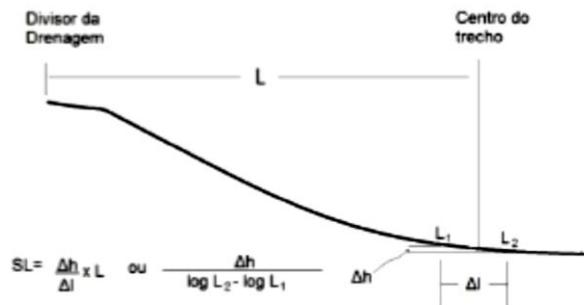
Na ocorrência de um mesmo tipo litológico, a anomalia geralmente recai sobre uma zona de movimentação tectônica pós-implantação da drenagem contemporânea. Nos setores de margem passiva, este método tem sido utilizado no intuito de corroborar pesquisas relacionadas à erosão diferencial, controle litológico e estrutural, além de ser ferramenta importante na identificação de deformações neotectônicas ao longo do curso dos rios (FONSÊCA *et al.*, 2016 *no prelo*; GONÇALVES, 2016; MONTEIRO *et al.*, 2014; SILVA, 2016; TAVARES, 2015).

O índice de Hack permite a identificação ao longo do perfil longitudinal de um rio, assim como alterações em seu curso, considerando-se a relação entre a declividade do canal fluvial com a extensão do referido trecho. Partindo desta premissa, o índice declividade-extensão por trecho é calculado através da seguinte fórmula:

$$RDE_{\text{trecho}} = (\Delta H / \Delta L) \cdot L \quad (1)$$

Onde o  $\Delta H$  se dá pela diferença altimétrica entre os dois pontos selecionados do curso do rio; ao passo que o  $\Delta L$  corresponde à extensão do trecho analisado; e  $L$  é a extensão total do canal da nascente até o ponto final para onde o índice RDE está sendo calculado. Esta relação pode ser visualizada na figura 07:

Figura 7 - Esquema utilizado para o cálculo do índice RDE



Modificado de Hack (1973).

Há ainda a possibilidade do cálculo do índice RDE (Fórmula) de um canal fluvial em sua totalidade. Para tal, considera-se a diferença altimétrica entre a isoípsa superior e inferior do canal, ou seja, a diferença altimétrica entre a isoípsa da cabeceira e a isoípsa da foz do canal em metros e o logaritmo natural da extensão total do curso d'água.

$$RDE_{\text{Total}} = \Delta H / \ln L \quad (2)$$

A partir destes cálculos será considerado como um setor anômalo os índices de  $RDE_{\text{Trecho}}$  que divididos pelo índice  $RDE_{\text{Total}}$  obtiverem valores acima de 2. Estas anomalias ainda podem ser divididas em duas categorias, ou seja, aquelas em que o índice obtenha resultados entre os limiares de 2 e 10, serão consideradas como anomalias de 2ª ordem, ao passo que aqueles trechos cujos os índices apresentem resultados superiores à 10, serão consideradas como anomalias de 1ª ordem (SEEBER & GORNITZ, 1983).

### 3.2.3 Perfil Longitudinal de um Rio

O perfil longitudinal do rio se refere a curva obtida a partir dos dados plotados em gráficos de coordenadas cartesianas, onde o eixo das ordenadas correspondem à altimetria (H), enquanto que o eixo das abscissas corresponde à distância da drenagem à jusante (L), expressa pela equação:

$$H = f(L) \quad (3)$$

Na qual a tangente expressa o gradiente do canal do trecho estudado (MARTINEZ, 2005). Por meio deste perfil, aplicado a um curso fluvial, pode-se inferir também sobre o comportamento deste gradiente ao longo do canal fluvial, da cabeceira à foz (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Em conformidade com o exposto por McKeown *et al.*, (1998), o perfil longitudinal de um curso fluvial em equilíbrio (*graded*) exhibe a típica forma côncava e qualquer alteração no perfil leva a corrente a se reajustar na busca de um novo equilíbrio, seja por erosão do seu próprio leito, seja gerando agradiação. Tomando esta assertiva como válida, trechos da drenagem fora de equilíbrio podem ser indicativos de atividade tectônica recente (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004).

### 3.3 ANÁLISE MORFOESTRATIGRÁFICA

A tentativa de associar as diversas formas de relevo com as formações superficiais que as estruturam, trazem aos estudos geomorfológicos a abordagem morfoestratigráfica como metodologia utilizada tal qual Moura & Meis (1986), Mello *et al.*, (1991) e Mello *et al.*, (1995) para os setores planálticos do Sudeste e Sul do Brasil. A partir deste pressuposto, as unidades deposicionais e perfis de alteração *in situ* passaram a integrar a estrutura epidérmica da paisagem, e não somente os arcabouços litológicos constituintes dos diversos embasamentos regionais. Entretanto, a elucidação da morfogênese dos depósitos torna-se o alicerce dessa metodologia, baseado nos aspectos sedimentológicos, já que os processos e modelos que agrupam a história erosiva de uma paisagem formam a estrutura da leitura de sua evolução (MISSURA, 2006).

A análise morfoestratigráfica consorciada ao mapeamento geomorfológico, tem por objetivo identificar um corpo litológico primordialmente pela sua feição superficial, diferenciada ou não das unidades que lhe são contíguas, transgredindo os limites temporais ao longo de sua extensão (FRYE & WILMAN, 1962). Utilizando essa linha metodológica, as unidades deposicionais e coberturas superficiais diversas (BALATKA *et al.*, 2010) mantêm uma estreita relação com a morfologia superficial contemporânea. Portanto, a importância deste enfoque teórico reside na sua ênfase morfogenética, dado que cada unidade morfoestratigráfica está alicerçada sobre materiais que resgatam a história erosiva e deposicional da área.

Metodologicamente esta abordagem está fundamentada no estudo das propriedades sedimentológicas e pedológicas identificadas durante o mapeamento das unidades morfoestruturais. A descrição de fácies e a análise de seções verticais seguem, em geral, o esquema proposto por Miall (1996), salvo algumas adaptações, atrelando a esta a metodologia de análise aloestratigráfica, na qual cada unidade aloestratigráfica definida registra um episódio de sedimentação, separada de outra unidade por episódios de erosão ou pedogênese (SUGUIO, 2010).

A morfoestratigrafia aparece então como de fundamental importância na separação dos pacotes sedimentares que possuem origem litológica semelhante, onde a ideia de contribuição lateral em fácies só se faz devido às contribuições acerca da morfoestratigrafia (RAWSON *et al.*, 2002). Portanto, surge como componente chave nos estudos geomorfológicos (HUGUES, 2010), uma vez que além das semelhanças genéticas, os registros deposicionais não se dão de forma contínua na paisagem, possuindo diferentes taxas de sedimentação e erosão ao longo do tempo, muitas vezes dificultando a interpretação destes depósitos na paisagem.

Destarte, a semelhança na gênese dos sedimentos terrígenos (fluxos de detritos e corridas de lamas) responsáveis pela formação das coberturas superficiais, fomentam a necessidade de adicionar técnicas pedológicas (BIRKELAND, 1999) que visem à compreensão da evolução pós-deposicional, permitindo traçar ligações entre as unidades com características semelhantes. Neste sentido o uso das técnicas de análise assinatura geoquímica dos sedimentos e granulometria de modo geral auxiliam na compreensão de tais particularidades.

Estas correlações, entretanto, requerem um controle geocronológico haja vista que nem sempre as correlações com base na posição morfoestratigráfica são suficientes no entendimento da dinâmica geomorfológica de determinadas áreas. Assim, a abordagem aloestratigráfica pode oferecer uma visão mais realista das formas, levando em consideração processos que possam ocorrer após a deposição.

### 3.4 TRABALHO DE CAMPO E COLETA DE MATERIAIS

O trabalho de campo e as coletas dos materiais constituintes dos depósitos coluviais e aluviais ao longo da área estudada teve por o objetivo de adquirir materiais para realização das análises sedimentológicas (granulometria e Morfoscopia), análises geoquímicas por Espectrometria de Fluorescência de Raios-X (FRX) e análise geocronológica por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Ademais, foram feitas a validação em campo dos índices morfométricos e dos mapeamentos realizados.

A partir da validação dos índices morfométricos foram escolhidas áreas para a coleta das amostras, utilizando tanto perfis previamente expostos – neste caso, havendo a necessidade de limpeza do perfil -, com a finalidade de analisar os perfis estratigraficamente e suas propriedades sedimentológicas, ressaltando que cada ponto amostrado foi georreferenciados a partir do uso do GPS Garmim 60CXS.

As amostras utilizadas para análise sedimentológica foram coletadas em sacos plásticos, com cerca de 1Kg de amostras, para análise laboratorial posterior. Estas amostras também se prestaram para as análises geoquímicas, utilizando os procedimentos descritos por Cruz (2006), baseadas na descrição dos perfis deposicionais de Lemos & Santos (1996), sendo coletadas para cada pacote sedimentar existente dentro de um perfil, incluindo as *stone lines*.

### 3.5 PROCEDIMENTOS LABORATORIAIS

Após a fase de coleta, todas as sessões estratigráficas descritas e passaram para a análise sedimentológica em laboratório. Tal fase foi realizada nas dependências do Laboratório de Geomorfologia do Quaternário - LABGEQUA, no Departamento de Ciências Geográficas da Universidade Federal de Pernambuco, assim como as análises morfoscópicas e análises geoquímicas. Por fim, os sedimentos para análise geocronológica por Luminescência Oticamente Estimulada (LOE), utilizando o protocolo SAR utilizando 10 alíquotas, foram enviados para a empresa Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA, em São Paulo.

#### 3.5.1 Análises Sedimentológicas

Tais análises, tiveram o objetivo de caracterização qualitativa e quantitativa dos sedimentos, assim como parte integradora da preparação das amostras para as análises granulométricas e morfoscópicas.

##### 3.5.1.1 Granulometria

A necessidade de estabelecimento da relação entre os tamanhos das partículas em sedimentos detríticos, faz com que a análise sedimentológica seja parâmetro primordial na análise das propriedades físicas dos sedimentos, sendo empregadas na classificação dos sedimentos em rudáceos, arenáceos e lutáceos (SUGUIO, 2003). A relevância das análises granulométricas dos sedimentos reside no fato dessas fornecerem bases para a descrição mais

precisa destes. Portanto, a distribuição granulométrica caracteriza os sedimentos a partir dos diversos ambientes deposicionais, fornecendo assim, informações detalhadas sobre os processos físicos e hidrodinâmicos atuantes durante o processo deposicional. Outrossim, a distribuição granulométrica está relacionada a outras propriedades, como a porosidade e permeabilidade, cujas modificações podem ser estimadas apoiando-se nas características granulométricas.

Por permitir o reconhecimento da natureza da área-fonte dos diferentes depósitos, a análise granulométrica foi realizada de acordo com a metodologia de peneiramento das amostras de Gale & Hoare (1991), empregando a escala de Wentworth na definição das classes do tamanho das partículas. Inicialmente, todas amostras foram secas na estufa, sendo posteriormente quarteadas em quarteador tipo Jones, com a finalidade de obtenção da amostra final representativa com cerca de 100 gramas. Em seguida, as amostras foram colocadas em uma solução contendo 20 gramas do dispersante hexametáfosfato de sódio e 500ml de água destilada, agitada por 20 minutos continuamente para desflocular e deixada em repouso por 24 horas. Após o período de repouso, as amostras foram submetidas à lavagem afim de separar os sedimentos finos (silte e argila) dos grossos (areia e cascalho), sendo posteriormente colocadas para secar na estufa a uma temperatura de até 100 °C.

Após a secagem das amostras, estas são novamente pesadas para poder passar pelo peneiramento utilizando conjunto de peneiras com intervalos sucessivos de 1  $\phi$  ( $\phi$ ) no intuito de determinar as frações de areia muito fina, areia fina, areia média, areia grossa e cascalho. Os valores obtidos para cada fração granulométrica foram submetidos a tratamento seguindo os parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957). A partir destes dados foram calculados o diâmetro médio, o grau de seleção, grau de assimetria e curtose (Tabelas 03, 04 e 05). Na classificação dos sedimentos e da hidrodinâmica foram utilizados respectivamente os diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988). Estas análises foram realizadas a partir do *software* Sysgran 3.0.

Tabela 3 – Escala quantitativa para a 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

Fonte: Folk & Ward (1957).

Tabela 4 – Escala quantitativa para a 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   |

Fonte: Folk & Ward (1957).

Tabela 5 – Escala quantitativa para classificação dos valores de curtose.

| Curtose            | Valor       |
|--------------------|-------------|
| Muito platicúrtica | < 0,67      |
| Platicúrtica       | 0,67 a 0,90 |
| Mesocúrtica        | 0,90 a 1,11 |
| Leptocúrtica       | 1,11 a 1,50 |
| Muito leptocúrtica | 1,50 a 3,00 |

Fonte: Folk & Ward (1957).

Através dos resultados obtidos pelos parâmetros estabelecidos por Folk & Ward (1957), os valores foram plotados no gráfico de Shepard (1954). Este autor idealizou um diagrama capaz de fornecer as características ambientais no que concerne à sua deposição e à sua energia e viscosidade para grupos de amostras provenientes de diferentes perfis. Parâmetros de diâmetro médios, de desvio padrão e de curtose foram utilizados por Shepard na produção de um gráfico empírico, dispendo de linhas que separam os diversos ambientes de sedimentação, assim como as indicações dos sentidos de aumento de fluidez e energia do meio deposicional utilizando uma fórmula (4), plotada em escala bi-logarítmica, lançando o primeiro valor na ordenada e o segundo da abscissa.

$$(\sigma_1^2)^{1/2} \cdot S(Kg) / S(Mz) \cdot S \sigma_1^2 \quad (4)$$

Onde,  $(\sigma_1^2)^{1/2}$  é igual a média da variância de um conjunto de amostras sendo  $n \geq 2$ ;  $S(Kg)$  é igual ao desvio padrão dos valores de curtose desse mesmo conjunto de amostras;  $S(Mz)$

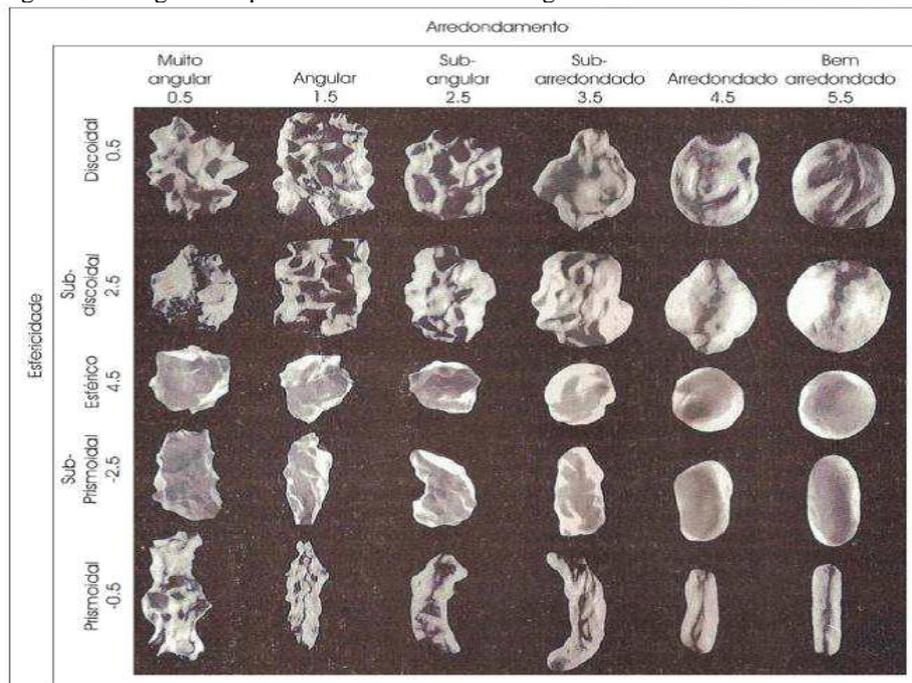
é igual ao desvio padrão dos valores de diâmetro médio deste mesmo conjunto de amostras; e  $\sigma_1^2$  é o desvio padrão dos valores de variância deste mesmo conjunto de amostras.

### 3.5.1.2 Morfoscopia

Esta análise está relacionada a caracterização dos sedimentos no que diz respeito à sua forma, seu grau de arredondamento, o grau de esfericidade do grão, a textura (brilhante, fosca ou polida), a opacidade (transparente ou opaco) e a composição mineralógica, ou seja, se o material é homogêneo ou heterogêneo. Tais parâmetros são, em parte, uma resposta do meio deposicional e do modo de transporte auxiliando na caracterização e interpretação dos diferentes tipos de ambientes em que foram transportados e depositados.

Esta análise foi realizada pelo método visual, constituídos pela comparação entre a projeção máxima do contorno da partícula em um conjunto de imagens (figura 08), cujo o arredondamento é previamente calculado conforme procedimento descrito por Tucker (1995). Em cada amostra, foram separados 100 grãos da fração 0,250mm e observados a partir de uma lupa binocular técnica (com aumento de 4x e 2x). A escolha desta fração justifica-se por representar o ponto de ruptura entre o predomínio do transporte por tração, onde os grãos são maiores que 0,400mm e por suspensão, cujo grãos são menores que 0,200mm (KRINSLEY & DOORKAMP, 2011).

Figura 8 – Diagrama representativo dos diferentes graus de arredondamento/esfericidade.



Fonte: Tucker (1995).

Na tentativa de tornar mais objetiva a análise do grau de arredondamento, foram definidas as categorias muito angular (0,5), angular (1,5), sub-angular, sub-arredondado (3,5), arredondado (4,5) e bem arredondado (5,5). Para o grau de esfericidade foram definidas as categorias de esfericidade alta (0,5 a 4,5); esfericidade média (-2,5) e esfericidade baixa (-0,5).

### 3.5.1.3 Assinatura Geoquímica dos Sedimentos por Fluorescência de Raios-X (XRF)

A análise geoquímica dos solos e sedimentos é de grande interesse aos estudos geomorfológicos, uma vez que os dados analíticos são utilizados na confecção de mapas geoquímicos de composição elementar, na gênese dos materiais analisados, nas possíveis concentrações anômalas de metais pesados, tanto de origem natural quanto antropogênica (CIVICI & VAN GRIEKEN, 1997; LOMBARD *et al.*, 1999; SZALOKI *et al.*, 1999). Deste modo, o reconhecimento dos perfis de alteração a partir da concentração dos elementos químicos constituintes, permite o diagnóstico no que diz respeito a origem, assim como as possíveis alterações a que foram submetidos ao longo do seu desenvolvimento (CRUZ, 2006).

Estudos tal qual o de Cruz (2006), Fonsêca (2012), Gonçalves *et al.*, (2008), entre outros, mostram a provável origem dos sedimentos através da análise conjunta dos elementos maiores (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti e P) e elementos traços (Zr, Ba, Cu, Ga, Nb, Ni, Pb, S, Sr, V, Zn) como sendo de material transportado, apresentando características totalmente distintas do substrato rochoso aonde está assentado, de materiais com origem *in situ*, assim como materiais que passaram por retrabalhamento e que, por conseguinte, possuem características diferentes da esperada. A exemplo, Oliveira *et al.*, (2009) destacaram a provável origem alóctone para sedimentos em que houve um ganho absoluto de certos elementos onde não há fonte dentro do próprio perfil.

A Fluorescência de Raios-X (XRF – *X-Ray Fluorescence*) é uma técnica analítica multielementar e não destrutiva empregada na obtenção de informações qualitativas e quantitativas da composição elementar das amostras. Esta metodologia se alicerça na produção e detecção de raios-x característicos emitidos pelos elementos constituintes da amostra quando irradiada com elétrons, prótons, raios-x ou gamas com energias apropriadas. A XRF está dividida em duas variantes analíticas distintas, onde a primeira está baseada na dispersão por comprimento de onda (WDXRF – *Wavelength Dispersive X-Ray Fluorescence*) desenvolvida em meados da década de 1960, ao passo que a segunda se fundamenta na dispersão por energia (EDXRF – *Energy Dispersive X-Ray Fluorescence*), idealizada na década de 1970 após o surgimento dos detectores de silício e germânio (ZAMBELLO, 2001).

Para a presente pesquisa foi utilizada a técnica EDXRF, que além da abordagem convencional, possui a metodologia de Fluorescência de Raios-X por Reflexão Total (TXRF – *Total Reflection X-Ray Fluorescence*) que dispõe da vantagem da possibilidade de detecção de porções diminutas das amostras, na ordem de 5µl e valores menores dos limites identificados em relação à EDXRF convencional; e a Microfluorescência de Raios-X (µ-XRF – *Micro X-Ray Fluorescence*), sendo o único método capaz de fornecer informações acerca da distribuição elementar das amostras. Nesta técnica e suas variantes, utiliza-se raios-x de elementos alvos, como o Molibdênio e o Ródio, de um tubo de raios-x e mais recentemente raios-x da luz síncroton (NASCIMENTO FILHO, 1993; NASCIMENTO FILHO, 1997).

Com os dados obtidos através da análise geoquímica e com a finalidade de descrever acerca da intensidade do intemperismo, utilizou-se a análise química total proposta por Thomas (1994), onde foram determinados os 26 tipos de óxidos contidos na matriz de cada perfil levantado. Ademais, estabeleceu-se a relação dos índices Ki e Kr, utilizados na determinação do grau de intemperismo, expressos pela seguinte razão:

$$K_i = (1,7 \cdot \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) \text{ e,} \quad (5)$$

$$K_r = \{1,7 \cdot \text{SiO}_2/ [\text{Al}_2\text{O}_3 + (0,6 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3)]\} \quad (6)$$

Na quantificação das perdas e ganhos absolutos em relação à rocha Mãe, durante o processo de alteração intempérica, procedeu-se ao cálculo do balanço geoquímico, baseado no pressuposto que o Ti tenha se comportado como elemento imóvel. A escolha do Ti está fundamenta em seu comportamento geoquímico de muito baixa solubilidade em meio hidrolítico (OLIVEIRA *et al.*, 2009). Os autores destacam que outro elemento que é comumente utilizado neste tipo de cálculo é o Zr, por motivos semelhantes ao Ti, e nos trabalhos citados, tanto o Ti quanto o Zr foram utilizados como referência e os valores obtidos para as perdas e ganhos foram estritamente comparáveis. Tsai & Chen (2000), Oliveira & Jiménez-Rueda (2002) e Touni *et al.*, (2003) utilizaram esta mesma proposição entre o Zr/Ti dada por:

$$\text{Desvio } (\text{Ti}/\text{Zr}_S - \text{Ti}/\text{Zr}_P) \quad (7)$$

Onde S é o valor encontrado nos solos e sedimentos, enquanto o P é o valor encontrado para o material de origem, que comumente exibem tendências similares e uniformes através dos perfis. As mudanças abruptas nos contatos entre o *solum* e horizonte C nos perfis das

sequências de solo, ao passo que tendências de acréscimo do material em direção ao topo do perfil sugerem transporte de materiais, ou seja, que o perfil é composto por material alóctone.

Assim, as evidências geoquímicas podem corroborar na interpretação da origem e grau de amadurecimento dos depósitos, uma vez que tendências divergentes entre alguns elementos, assim como inversão no comportamento dos elementos imóveis podem marcar uma diferenciação textural entre os diferentes depósitos, auxiliando na diferenciação estratigráfica em consórcio com outras técnicas sedimentológicas.

#### *3.5.1.4 Datação de sedimentos por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)*

Métodos analíticos que utilizam a luminescência envolvem um conjunto de técnicas relacionadas ao decaimento radioativo ambiental, explorando as propriedades físicas inerentes aos sólidos cristalinos, no caso do LOE os minerais de quartzo e feldspato. Este método tem uma abrangência temporal que vai de 100 anos AP até 1Ma, a depender do nível de saturação do material analisado (AITKEN, 1998; WAGNER, 1998). Portanto, o método LOE se presta na datação dos depósitos sedimentares ao longo do Quaternário, podendo fornecer informações que vão desde eventos climáticos de grande magnitude a eventos tectônicos que os afetem diretamente.

Baseado a partir do estabelecimento de técnicas baseadas no acúmulo de cargas radioativas produzidas por uma população de elétrons aprisionados em minerais cristalinos, estabelecendo assim, a última exposição dos sedimentos à luz solar (SILVA & CORRÊA, 2009). Huntley *et al.*, (1985;1988) contribuíram significativamente no desenvolvimento do método de datação por LOE, através da descoberta da possibilidade de medição do sinal de luminescência diretamente relacionado à uma carga de uma população de elétrons aprisionada no cristal, mediante estímulo luminoso, tornando-se amplamente utilizado nas pesquisas em geociências e na arqueologia (STOKES, 1999; SALLUN *et al.*, 2007; ZACHARIAS *et al.*, 2009; JEONG & CHOI, 2012). Portanto, embora esta técnica tenha sido alvo de desconfianças, a intensificação do seu uso se deu através dos avanços tecnológicos que suscitaram o reconhecimento necessário acerca da potencialidade do método no que diz respeito à cronologia de sedimentos siliciclásticos quaternários (SARGES *et al.*, 2009; REIMANN *et al.*, 2011; CORDIER *et al.* 2012), cujo alcance temporal é imensamente mais amplo que o método do radiocarbono.

As características das amostras e o poder de alcance do equipamento irá determinar se o método da luminescência alcançará idades variantes entre poucas dezenas de anos até cerca

de 1 Ma, contemplando importantes mudanças ao longo do Quaternário (CLARKE, RENDELL & WINTLE, 1999; SALLUN & SUGUIO, 2006; TATUMI *et al.*, 2008). Por conseguinte, o método além de estabelecer a cronologia absoluta de deposição, viabiliza diversos estudos acerca da sedimentação a longo prazo, auxiliando na dinâmica evolutiva das paisagens sob os diferentes eventos formativos e ambientes deposicionais (MADSEN & MURRAY, 2009; PAISANI *et al.*, 2013).

Como não há a necessidade da presença de matéria orgânica, haja vista que o método utiliza os minerais mais comuns encontrados nos sedimentos (quartzo e feldspato), consegue-se datar diretamente a idade de deposição, tornando-se um forte aliado nas pesquisas de reconstrução paleoambiental (TSUKAMOTO *et al.*, 2009). Por se tratar de um método que utiliza o princípio da luminescência - correspondente às propriedades físicas dos materiais cristalinos (minerais), previamente irradiados com radiação ionizante, emitindo luz quando submetidas a algum estímulo externo, seja pelo aquecimento até determinada temperatura (termoluminescência), seja pelo estímulo óptico – LOE.

Sallun *et al.*, (2007) afirma que o método LOE respalda-se da interação entre a radiação e a matéria, de maneira que a idade dos materiais deposicionais possa ser definida através das concentrações dos defeitos induzidos no material a partir de radiações ionizantes. Ademais, sustenta-se no acúmulo de cargas radioativas produzidas por uma população de elétrons aprisionados, determinando a última exposição à luz dos grãos de quartzo e feldspato, desde que os grãos tenham sido suficientemente expostos à luz solar (FUCHS & LANG, 2009).

Neste sentido, assim que estes minerais são soterrados por um evento deposicional, passam a acumular elétrons desde o seu último período de exposição à luz e, com base neste princípio, pode-se estabelecer o tempo transcorrido desde que a última população aprisionada de elétrons foi liberada pela última vez. Assim, o decaimento radioativo produzido pela liberação dos elétrons é medido a partir de estímulos luminosos, reduzindo o sinal de LOE a zero (CORRÊA *et al.*, 2016). No momento que estes minerais são soterrados e permanecem fora do alcance da luz do sol, os elétrons são gradativamente aprisionados novamente, acumulando energia a partir do efeito da radiação ionizante emitida pelo decaimento de radioisótopos contidos no próprio depósito.

Parte desta radioatividade natural tem origem no interior dos grãos de quartzo e feldspato (radiação beta), sendo, entretanto, a maior parte da radiação oriunda do depósito em si, através da radiação gama. Caso o fluxo de radiação ionizante seja constante, o tempo de soterramento pode ser determinado pela dose armazenada nos grãos, dividido pelo fluxo da

radiação ionizante ambiental (dose ambiental), sendo a fórmula para a sua medição expressa da seguinte maneira:

$$\text{Idade} = \text{Paleodose} / \text{Dose Ambiental} \quad (8)$$

onde, a paleodose é equivalente a Dose Equivalente (ED), correspondente à radiação ionizante de decaimento dos isótopos de urânio, tório e potássio, havendo também uma contribuição menor da radiação cósmica a qual o material esteve submetido desde à sua exposição. Já a Dose Ambiental vai estar relacionada a taxa que a amostra foi exposta à radiação ionizante, ou seja, a taxa pela qual a população de elétrons foi acumulada. Na hipótese do intervalo de tempo considerado ser igual a um ano, refere-se a essa taxa como “Dose Anual”, calculada a partir do equilíbrio radioativo do composto urânio e tório, devido à conversão de fatores que fornecem a dose de radiação para uma matriz quase infinita por unidade de concentração, cuja contribuição de raios cósmicos é estimada de acordo com a profundidade do material, altitude e latitude da área amostrada.

Em decorrência dos fatores externos, o cálculo da dose anual é mais complexo, uma vez que processos, a exemplo do intemperismo químico, afetam diretamente o material, de maneira que a sua fórmula final pode ser expressa da seguinte forma:

$$D_a = 0,92 (D_\beta)/1 + 1,25 \text{ H}_2\text{O} + D_x/1 + 1,14 \text{ H}_2\text{O} + D_c + D_{\beta i} \quad (9)$$

de forma que,  $D_a$  é a Dose Anual,  $D_\beta$  refere-se à dose de radiação beta,  $D_c$  é a dose de radiação cósmica,  $D_{\beta i}$  é a dose de radiação beta interna oriundo do  $^{40}\text{K}$  para as amostras e K-feldspato e  $\text{H}_2\text{O}$  que está relacionada ao teor de água nas amostras, expressos de 0 a 1.

As limitações do método vão se dar nas situações em que os sedimentos não foram suficientemente expostos à luz solar antes da sua deposição, podendo ocasionar superestimação da cronologia desde o último soterramento, havendo a necessidade do estabelecimento de diversos pré-testes. Assim, Clarke *et al.*, (1999) salientam que se os sedimentos sofreram um “zeramento” adequado do sinal de luminescência durante o transporte e apresentam uma taxa de dose ambiental homogênea, será obtida uma idade exata de deposição do material, atestando a viabilidade do método na cronologia precisa dos sedimentos quaternários.

## 4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

A área estudada está inserida no setor do Piemonte da Borborema (CORRÊA *et al.*, 2010), entre os Estados de Pernambuco e Paraíba, sobre os terrenos do embasamento cristalino da Província Borborema, dentro da chamada zona transversal ou *Median Shear Corridor* (BRITO NEVES *et al.*, 2000; 2001; ALMEIDA *et al.*, 2000). A Zona Transversal possui seu limite norte definido pela Zona de Cisalhamento Patos, ao passo que o Limite sul se dá pela Zona de Cisalhamento Pernambuco, cujo principais compartimentos são definidos através de uma hierarquia tectônica constituída por sistemas de faixas de dobramentos, maciços medianos e lineamentos com suas raízes mantidas, corroboradas por estudos de viés estrutural/geocronológico (VAN SCHMUS *et al.*, 1995; BRITO NEVES *et al.*, 1995a; NEVES *et al.*, 2000) e renovados através da aplicação dos conceitos de tectônica de terrenos tectonoestraigráficos (BRITO NEVES *et al.*, 1995b; SANTOS & MEDEIROS, 1999).

### 4.1 GEOTECTÔNICA E LITOLOGIA

#### 4.1.1 Geotectônica da porção Oriental do Nordeste

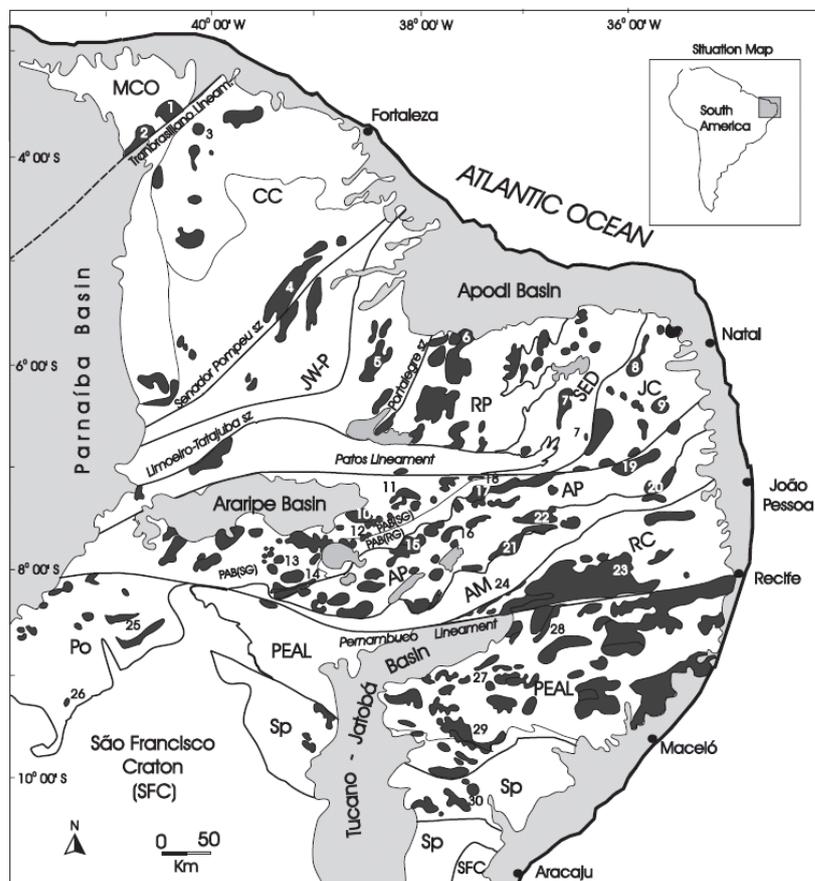
Estruturadas por litologias do Pré-Cambriano e por poucas bacias sedimentares limitadas por exíguos divisores tabulares composto por rochas sedimentares e por planícies costeiras bastante afuniladas, a Província Borborema é composta majoritariamente por rochas do Paleoproterozoico, Eo-Neoproterozoico e terrenos deformados do Neoproterozoico com a maior parte do tectonismo gerado ou retrabalhado durante a junção Pan-africana há cerca de 600 Ma durante o Brasiliano (BEZERRA *et al.*, 2008). Neste domínio, são característicos os inúmeros plutonismos granitóides e as importantes zonas de cisalhamento de idade Neoproterozoica/Brasiliana (ALMEIDA *et al.*, 1977; 1981).

A Província Borborema engloba a maior parte da região Nordeste (Figura 09), limitando-se ao sul com o Cráton do São Francisco, a leste mostra-se recoberta pelos sedimentos das bacias costeiras, ao passo que a oeste se limita pelas bacias interiores (SCHOBENHAUS *et al.*, 1984). Possui alguns núcleos arqueanos com idades U-Pb (zircão) na faixa de 3,4-3,1 Ga (HACKSPACHER *et al.*, 1991; BRITO NEVES *et al.*, 1995a, 1995b; DANTAS *et al.*, 1998) preservados em meio a litologias gnáissico-migmatíticas predominantemente do Paleoproterozoico, formado por dois domínios de faixas dobradas com

rochas metavulcânicas-sedimentares, apresentando um intervalo de sedimentação e vulcanismo que vão desde o Paleoproterozoico até ao Neoproterozoico.

O plutonismo brasileiro na Província Borborema é caracterizado por uma natureza litológica bastante diversificada (ALMEIDA *et al.*, 1967; FERREIRA *et al.*, 1998; GUIMARÃES & SILVA FILHO, 1995) atrelada, na maioria das vezes, às zonas de cisalhamento, incluindo as principais da província (Patos e Pernambuco) e suas ramificações (ARCHANJO *et al.*, 1992; NEVES *et al.*, 2000), atuando muitas vezes como limites entre os terrenos, alcançando suas posições atuais durante a colagem ocorrida durante o Brasileiro.

Figura 9 – Mapa com as divisões da Província Borborema.



Fonte: Brito Neves *et al* (2003). MCO – Médio Coreau; CC – Central Ceará; JW-P – Jaguaribe-Potiguar Ocidental; RP – Rio Piranhas; SED – Seridó; JC – São José do Campestre; PAB – Piancó-Alto Brígida (SG – Santana dos Garrotes; RG – Riacho Gravatá); AP – Alto Pajeú; AM – Alto Moxotó; RC – Rio Capibaribe; PO – Riacho do Pontal; PEAL – Pernambuco-Alagoas; SP – Sergipano; SFC – Cráton do São Francisco.

Dentro da Província Borborema, a área estuda se insere no setor oriental do Domínio da Zona Transversal (DZT), caracterizada pela amalgamação de terrenos predominantemente mesoproterozoicos, justapostos e/ou superpostos por faixas de *klippen* neoproterozoicos, sendo todo o conjunto formado e metamorfizado durante a orogênese brasileira, intrudido por várias rochas graníticas. A trama principal do domínio é caracterizada por uma rede anastomosada de

zonas de cisalhamento brasileiras dextrais de direção E-W e sinistras de direção NE-SW, num modelo como estilo dominó (JARDIM DE SÁ, 1994). Santos *et al.*, (2004) afirmam que a evolução do DZT envolveu um colagem a partir de dois eventos sucessivos, o primeiro o evento Cariris Velhos (1,0 Ga) seguido do evento Brasileiro (0,6 Ga), estando subdividida em quatro subdomínios, o Cinturão de Dobramento Piancó-Alto Brígida, o Terreno Alto Pajeú (formado por rochas supracrustais e ortognaisses), o Terreno Alto Moxotó (onde predomina o embasamento transamazônico retrabalhado e poucos plútons brasileiros) e por fim o Terreno Rio Capibaribe, onde se localiza a área de estudo, e é caracterizado pelas sequências supracrustais neoproterozoicas e os plútons brasileiros (SANTOS, 1995).

O Terreno Rio Capibaribe, onde a área de estudo está inserida, apresenta uma carência de dados isotópicos, entretanto estudos desenvolvidos por Sá *et al.*, (2002) e Neves *et al.*, (2006a) apresentam idades U-Pb que remonta ao Paleoproterozoico e Mesoproterozoico em diferentes ortognaisses aflorantes. As amostras no Terreno Rio Capibaribe são compostas majoritariamente por rochas miloníticas de composição granítica, além de granitos (a exemplo do Plúton Timbaúba) que ocorrem ao longo do contato com o Terreno Alto Moxotó, na Zona de Cisalhamento Congo/Cruzeiro do Nordeste (GUIMARÃES *et al.*, 2004; RODRIGUES & BRITO NEVES, 2008).

#### 4.1.2 Arcabouço Litológico

A área de estudo é litologicamente composta por rochas que datam desde do Paleoproterozoico, passando pelo Mesozoico e Neoproterozoico, além dos sedimentos do Cenozoico (Figura 09). Entre as Zona de Cisalhamento Galante e a Zona de Cisalhamento Pernambuco que estruturam os divisores da bacia do rio Paraíba a norte e da bacia do rio Capibaribe ao sul, respectivamente, efetivamente dentro do recorte estudado, encontra-se depositado nos vales das drenagens principais e tributários os **Depósitos Aluvionares (N4a)**. Em cursos d'água mais antigos formam-se os terraços fluviais, com patamares de até dez metros de altitude (XAVIER, 2007) normalmente compostos por areia, cascalho e argilas de origem continental transportados ao longo dos canais fluviais.

Ainda dentro do Cenozóico, na área podem ser encontradas as **Coberturas Colúvio-eluvionares (N34c)** caracterizados por depósitos detríticos semi-consolidados a inconsolidados, argilosos, com seixos clásticos, de cores avermelhadas a alaranjada, que recobrem parte das unidades mais antigas. Normalmente possuem matriz caulínica, com cimento argiloso ou ferruginosos constituídos por grãos de quartzo, feldspato, mica alterados

(CPRM, 2014). Tais coberturas caracterizam a porção superior de formas de relevo rebaixadas, constituindo as áreas tabulares.

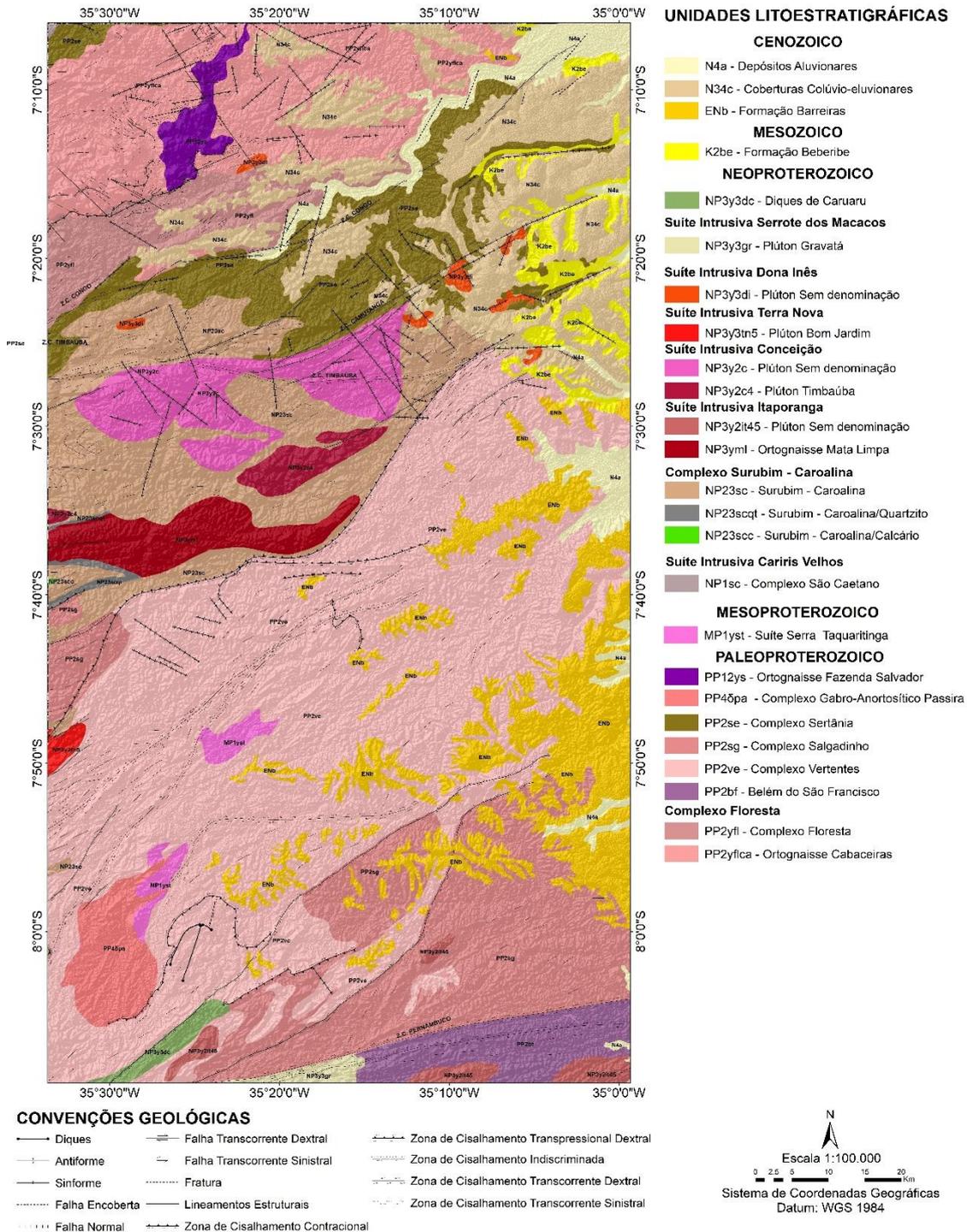
A **Formação Barreiras**, também de idade cenozoica, foi a primeira unidade estratigráfica a ser estudada no país, se estendendo desde o Estado do Amapá até o norte do Estado do Rio de Janeiro (ARAI, 2006). As idades destes sedimentos estão compreendidas entre o Mioceno ao Holoceno, em datações realizadas por paleomagnetismo e micro pólen (BEZERRA *et al.*, 2001), haja vista a dificuldade de datações mais precisas por conta da ausência de fósseis.

Brito Neves *et al.* (2009) ponderam para o fato que a Formação Barreiras pode ser reconhecida por suas características megascópicas, isto é, má seleção, estratificação irregular e tendência ao intemperismo em manchas de cores variadas. Já Alheiros & Lima Filho (1991) afirmam que a unidade é caracterizada por fácies fluviais e de leques aluviais de granulometria variada, contendo cascalhos e areias grossas a fina, de composição feldspática e coloração creme amarelada com intercalações de microclastos de argila e silte.

Aflorando a partir do entalhe da drenagem, a **Formação Beberibe (K2be)** é caracterizada em sua maioria por arenitos brancos a muito brancos, médios a grossos, com grânulos mal selecionadas e estratificação plano-paralela pobremente desenvolvida (BRITO NEVES *et al.*, 2009) sem grandes variações de fácies. A unidade aflora esparsamente e representada por conglomerados (clastos muito bem rolados de quartzo, quartzito e gnaisses) suportados por matriz de natureza arenítica-arcoseana. Brito Neves *et al.*, (2009) afirmam que a idade Pré-Maastrichiana da Formação Beberibe é inconsistente, sendo mais viável que esta unidade esteja entre o Coniaciano ao Campaniano, com base em inferências diretas paleontológicas e faciológica, também corroborada por Lima Filho *et al.* (2006).

Datadas do Neoproterozoico, a área conta com várias suítes intrusivas pertencentes ao Domínio da Zona Transversal, caracterizado por zonas de cisalhamentos transcorrentes dextrais com direção E-W a ENE-WSW, e sinistrais, com direção NNE-SSW e NE-SW (NEVES *et al.*, 2000; SILVA & MARIANO, 2000), contando com idades U-Pb e Pb-Pb com intervalos de 540-520 Ma (GUIMARÃES *et al.*, 2004) tanto para os plútons associados as zonas transcorrentes quanto para os granitóides mais antigos, alojados antes do regime transcorrente (NEVES *et al.*, 2006), com idades entre 640-600 Ma, normalmente estando associados na área aos altos estruturais que servem como divisores entre as diferentes bacias hidrográficas.

Figura 10 - Mapa geológico da área.



Modificado de CPRM (2004).

Na área estudada, há a ocorrência dos **Diques de Caruaru (NP3y3dc)** caracterizados como sienitos máficos a intermediários presentes ao longo da Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE) apresentando cristais de feldspatos potássicos, intercalados com dioritos (CPRM, 2007). São rochas extremamente deformadas com mergulho alto em diferentes graus de deformações transcorrentes. Ademais, tais diques apresentam inúmeros planos de fraturas e feições texturais de brecha tectônica, sendo um provável resultado da ZCPE.

Pertencente ao magmatismo Ediacarano, a **Suíte Intrusiva Dona Inês (NP3y2di)** está caracterizada por pequenos corpos de composição cálcio-alcálica potássica equigranular (NASCIMENTO *et al.*, 2008) constituída por monzo a sienogranitos de idades diferentes, sendo um grupo de granitóides mais jovens (com idades U-Pb em torno de 545 Ma). Tal idade indica a relevância de um pulso magmático tardi-Brasiliano (MEDEIROS *et al.*, 2008; SOUZA *et al.*, 2010), condizentes com os dados obtidos para granitóides pós-orogênicos associados à abertura das bacias interiores no domínio Norte e Central da Província Borborema (ARCHANJO *et al.*, 2009; HOLLANDA *et al.*, 2010).

Já a Suíte Intrusiva Terra Nova, a qual pertence o **Plúton Bom Jardim (NP3y3tn5)** é caracterizada por ortognaisses intrusivos na porção metavulcanossedimentar central do Complexo Vertentes (GOMES, 2001), ocorrendo como intrusões tabulares, dobradas e arqueadas devido à tectônica transcorrente Brasileira. São constituídos por fases minerais de piroxênios que eventualmente se alteram para anfibólio alcalino, tendo características geoquímicas de granitóides gerados em regime tectônico intraplaca, com forte contribuição do manto e alojados em um ambiente extensional Neoproterozoico – de acordo com idades de cristalização U-Pb em zircão de ~592 Ma - (LIMA *et al.*, 2015).

Com idades em torno de 616 Ma (GUIMARÃES *et al.*, 2004; 2011) para a área destacam-se corpos da Suíte Magmática Conceição, onde estão inclusos o **Plúton Timbaúba (NP3y2c4)** e **Plútons sem denominação (NP3y2c)**, constituídos por granodioritos e tonalitos paraluminosos com enclaves quartzodioríticos e dioríticos. Os dados geocronológicos apontam que este intervalo de ~600 ( $\pm 15$ ) Ma é o mais importante do magmatismo granítico regional (BRITO NEVES *et al.*, 2013), apresentando relações de rochas intrusivas com as rochas encaixantes, que corroboram com os dados Ar/Ar encontrados por Neves *et al.*, (2000) para o resfriamento regional por volta de 590 Ma.

Os corpos atribuídos a Suíte Intrusiva Itaporanga, na área de estudo especificamente representadas por **Plútons sem denominação (NP3y2it45)** e pelo **Ortognaisse Mata Limpa (NP3yml)** são compostos por granitos, granodioritos e quartzo monzonito porfiríticos. Apresentam texturas e foliações miloníticas geralmente paralelas às foliações magmáticas associadas as zonas de cisalhamentos que as limitam e contam com idades de cristalização U-Pb em zircões variantes de ~581 Ma a ~618 Ma (SAMPAIO *et al.*, 2003; SÁ *et al.*, 2014).

Dentro do contexto das rochas supracrustais ediacaranas, a área de estudo é geologicamente composta por rochas metassedimentares do **Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc)**, cuja a dominância está em rochas como biotita xistos e paragneisse, sendo seus contatos definidos por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais. Neves *et al.*, (2006)

afirmam a idade Neoproterozoica, com idade por datação U-Pb de grãos de zircão de ~665 Ma, indicado como a idade máxima de deposição da sequência. Há ainda de salientar a associação de quartzito, pelitos e carbonatos (GOMES, 2001).

A **Suíte Serra de Taquaritinga (MP1yst)** representa os afloramentos das rochas metaplutônicas do Mesoproterozóico, sendo compostas por biotitas anfibólio e ortognaisses de composição granítica a granodioríticas e quartzosienítica. Accioly (2000) salienta que esta suíte teve sua origem no evento magmático anorogênico entre o Estateriano e o Calimiano, cuja datação por U-Pb em zircão apontou idade de 1,52 Ga. Esta idade comprova que o Terreno Rio Capibaribe, onde a área de estudo se insere, participou da fase trafogênica que precedeu a abertura oceânica, sendo correspondentes a blocos dispersados durante o processo de deriva, dentro do evento Cariris-Velhos (NEVES & MARIANO, 2001).

Primeiramente denominado como Ortognaisse Salvador por Santos *et al.*, (2008) para caracterizar os corpos anfibolíticos de uma região homônima, o **Ortognaisse Fazenda Salvador (PP12ys)** é comumente associado a biotita augen granito gnaisse de composição granítica com granulação grossa a muito grossa, apresentando orientação nos minerais micáceos e estiramento dos minerais de quartzo e feldspato. Estes corpos apresentam duas datações U-PB em zircões variantes entre 2,2 a 2,4 Ga, colocando tais corpos dentro do Paleoproterozoico e outra mais jovem com idade de  $2095 \pm 4$  Ma, ou seja, 100 Ma mais jovens que os ortognaisses encaixantes, sugerindo um magmatismo bimodal na área e enfatizando a hipótese de um evento extensional (GUIMARÃES *et al.*, 2014).

Dentre as diversas manifestações plutônicas que intrudem as sequências gnáissico-migmatíticas do Terreno Rio Capibaribe, uma das que possuem um significado petrológico e geotectônico mais conhecido é o **Complexo Gabro-Anortosítico Passira (PP4σpa)** apresentando uma forma sigmoidal, auferida por processos cisalhantes dos lineamentos Limoeiro e Paudalho, localizados subparalelamente e que delimitam o complexo (BRITO NEVES *et al.*, 2013). É originalmente composto de (meta) anortositos, gabros, gabro-noritos e lentes de rochas ultramáficas com óxidos de Fe e Ti, de idade U-Pb estateriana (ACCIOLY, 2000) conferindo a este complexo, assim como os granitóides adjacentes, registram um importante evento anorogênico na região.

Ainda dentro dos litotipos paleoproterozóicos, na área estudada há o afloramento do **Complexo Sertânia (PP2se)** tratando-se de uma sequência metapelítica de grau metamorfismo médio a forte, sendo extremamente migmatizada (SANTOS *et al.*, 2002). Na região apresenta-se como uma faixa de direção E-NE-WSW, entre as unidades de ortognaisses bandados do Complexo Floresta, com contatos delineados por zonas de cisalhamento de alto ângulo.

Ademais, caracteriza-se pela presença de gnaisses aluminosos migmatizados com idades U-Pb de  $2126 \pm 26$  Ma em zircões magmáticos de rochas metavulcânicas, e cerca de 2200 a 1950 Ma em zircões detríticos em litotipos metavulcanoclástico (SANTOS *et al.*, 2004b).

Também fazendo parte da extensa e variável exposição de terrenos do embasamento Paleoproterozoico (Riaciano – Orosiriano) as rochas do **Complexo Salgadinho (PP2sg)** é composta por ortognaisses bandados, com biotita e/ou anfibólios com granulação média a grossa e sendo comumente compostas por bandas metamáficas (BRITO NEVES *et al.*, 2013). As rochas deste complexo mostram um caráter cálcio-alcalino, tal qual os granitos de arcos, o que aventa a hipótese que estes ortognaisses foram originados durante um provável estágio de subducção relacionado ao evento Riaciano, isto é, um estágio tectônico antecedente à orogênese Transamazônica/Eburneana (BRASILINO & MIRANDA, 2011).

O **Complexo Vertentes (PP2ve)** é definida por Santos & Medeiros (1999) como uma sequência metavulcanossedimentar, composta por rochas metapelíticas (biotita-xistos com sillimanita) intercalados com anfibolitos, estando os xistos normalmente extremamente intemperizados devido ao contexto climático da região (ACCIOLLY, 2000). Em determinações isotópicas por datação U-Pb, idade de  $2085 \pm 15$  Ma, claramente coloca as rochas deste complexo dentro do Riaciano (GOMES, 2001), ou seja, no Paleoproterozoico haja vista que anteriormente era colocada no âmbito do Mesoproterozoico (BRITO NEVES *et al.*, 2013).

Por fim, contando com uma grande variedade de litotipos e retrabalhamento metamórfico/estrutural complexo, o **Complexo Floresta (PP2yfl)** é geralmente constituída por ortognaisses bandados de composição variada, localmente migmatizados ou milonitizados (SANTOS *et al.*, 1995), na área estudada ocorrendo também os ortognaisses migmatítico com alguns termos máficos, como a sequência de **Ortognaisse Cabaceiras (PP2yfca)** integrada por Angelim *et al.*, (2004). Localmente ocorrem ao longo de uma faixa com direção ENE-WSW, delimitada por zonas de cisalhamento transcorrentes (noroeste e a sul) e zonas de cisalhamento de empurrão, a nordeste. Brito Neves *et al.*, (2006) e Santos *et al.*, (2008) apresentam uma série de determinações geocronológicas, indicando idades U-Pb em zircões com valores paleoproterozóicos de  $2393 \pm 110$  Ma a  $1953 \pm 19$  Ma, além de assinaturas isotópicas que sugerem contribuição de materiais/fontes juvenis bem como no retrabalhamento de fontes crustais arqueanas na formação das rochas nesta região.

## 4.2 ASPECTOS CLIMÁTICOS

A região Nordeste apresenta uma grande variabilidade intra-anual e interanual nos valores totais da sua precipitação, estando atreladas à relação entre a atmosfera, os oceanos e a fisiografia regional (MENEZES, 2010) e com totais anuais entre 1000 a 1700 mm entre os meses de março e agosto, produzindo um intenso gradiente de precipitação média anual (OLIVEIRA & SILVA, 2016) para a região litorânea do Nordeste, onde a área de estudo se insere.

No que concerne à temperatura, a região apresenta médias anuais em torno de 25°C (mínimas) e 30°C (máximas), não apresentando variações expressivas e estando sua amplitude térmica por volta de 5°C. A variação da temperatura anual indica que durante a primavera, ou seja, entre os meses de outubro e dezembro, é que há uma maior elevação na temperatura, além do verão. Já no inverno (junho, julho e agosto) há uma redução da temperatura, porém não tão significativa, apresentando uma média de 23°C (MANSO *et al.*, 2006).

Assim, entender como o clima atua sobre as bacias de drenagem onde a área de estudo está inserida é essencial nas análises geomorfológicas, uma vez que a variação temporal e espacial da precipitação é um dos pré-requisitos para entender o comportamento fluvial e coluvial (GRAF, 1988) e, conseqüentemente, do trabalho erosivo e deposicional. Deste modo, as precipitações representam a principal fonte de energia cinética, atuando como *inputs* no desencadeamento dos processos e, no caso dos estudos geocronológicos faz-se necessário o entendimento dos sistemas climáticos atuais para que se possa estabelecer possíveis conexões com condições paleoclimáticas que geraram as formas observadas na paisagem.

### 4.2.1 Sistemas Climáticos Atuantes

A área estudada apresenta uma dinâmica climática influenciada por fenômenos atmosféricos que se organizam em diversas escalas espaciais e temporais, neste caso havendo inter-relação entre as unidades de paisagem e os sistemas locais, onde ocorre relações do tipo processo-resposta observados a partir da ativação e reativação dos processos erosivos e deposicionais, tal qual os movimentos de massa, além dos sistemas de caráter regional que, no caso do Nordeste brasileiro, é observado uma variabilidade interanual da distribuição pluviométrica (MOLION & BERNARDO, 2002) diretamente relacionada às mudanças nas configurações de circulação atmosférica de grande escala e com a interação oceano-atmosférica no Oceano Pacífico e Atlântico.

Desta maneira, a dinâmica climática para a área de estudo está atrelada a uma complexa relação entre a massa Tropical Atlântica (Ta) e os sistemas de perturbações secundários relacionado ao deslocamento para sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), além do deslocamento para norte da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Ademais, outros sistemas atuantes são os Vórtices Ciclônicos (VC) de alta Troposfera, Frentes Frias (FF) (REBOITA *et al.*, 2012), Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) e ainda as Linhas de Instabilidade (LI), caracterizados como mecanismos de mesoescala. Estes sistemas atmosféricos, atuando a partir das mais diversas variáveis, são responsáveis pelos índices de precipitação e, a depender da quantidade/intensidade, são responsáveis por eventos extremos. No rebordo oriental do Nordeste, durante o período mais chuvoso – ou seja, os meses de junho, julho e agosto – os sistemas desencadeadores dos eventos pluviométricos são os DOL e FF.

Especificamente, Corrêa (2006) e Girão *et al.* (2008) salientam que a massa Tropical Atlântica (Ta) apresenta característica de uma massa tropical quente e úmida de origem no Atlântico Sul com ventos de SE e E que sopram o Anticiclone semifixo do Atlântico Sul em direção ao equador térmico, atuando sobre a Zona da Mata de Pernambuco e Alagoas. A umidade adquirida sobre o oceano precipita-se na faixa costeira oriental do Nordeste até a escarpa do Planalto da Borborema, sendo responsável pelas condições de instabilidade nos índices pluviométricos para a área. Atrelado a outro sistema responsável pelo favorecimento ou não da precipitação no litoral do Nordeste (ROBITA *et al.*, 2010) é o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que intensifica sua influência no final do verão do Hemisfério Sul até meados de julho (KAYANO & ANDREOLI, 2009). Assim, a aproximação deste sistema do continente faz com que haja um aumento na precipitação, enquanto que à medida que ocorra o afastamento do continente, há um desfavorecimento dos ventos de SE e E que, por conseguinte, favorece na diminuição da precipitação (ROBITA *et al.*, 2010).

Já a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é associada aos fatores que causam o fortalecimento ou o enfraquecimento dos alísios de nordeste e sudeste e segundo Melo *et al.*, (2009) tendo papel importante na determinação das estações chuvosas para o Nordeste. Trata-se de uma zona de ascensão dos alísios de ambos os hemisférios a partir da convecção térmica sobre o equador térmico, podendo se deslocar em até 12° de latitude sul, causando assim grande nebulosidade e precipitação em sua área de atuação.

Desta maneira, o ENOS (El Niño-Oscilação Sul) e o Dipolo do Atlântico – associado às variáveis da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) –, por exemplo, irão contribuir nos períodos secos e chuvosos na região Nordeste (MELO *et al.*, 2009) que, por sua vez, estão atrelados ao posicionamento e a intensidade da ZCIT através da atuação dos alísios de nordeste

e sudeste, podendo assim aumentar os anos em que os sistemas frontais conseguirão penetrar até as latitudes equatoriais sobre o Oceano Atlântico, tanto no Hemisfério Sul, quanto no Hemisfério Norte (MOLION & BERNARDO, 2002).

Para além desses sistemas, há ainda a contribuição de sistemas atmosféricos secundários no regime pluviométrico do Nordeste, tal qual os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs), caracterizados por centros de pressão relativamente baixa originados na alta troposfera (FERREIRA *et al.*, 2009), tendo sua atuação relacionada com outros sistemas atmosféricos, como a Alta da Bolívia (AB) e a Zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Como a parte central dos VCANs, em geral, não apresentam nuvens, diferentemente da sua periferia (sobretudo a norte) onde ocorre grande atividade convectiva, trazem para o Nordeste grande nebulosidade em decorrência da sua posição na periferia do sistema atmosférico (ROBITA *et al.*, (2010).

Outro importante mecanismo na produção pluviométrica para o rebordo oriental do Nordeste do Brasil está associado, segundo Girão *et al.*, (2013), a eventuais avanços das Frentes Frias (FF) – caracterizadas como uma faixa de encontro dos ventos polares de leste (frios) e os ventos predominantes de oeste (quente), situada ao sul do Oceano Atlântico - responsáveis pela maior precipitação nos meses de junho e julho, juntamente com instabilidades causadas pelo Distúrbio Ondulatório de Leste (DOL). Especificamente para a costa leste do Nordeste, um outro mecanismo importante na produção de chuvas, sobretudo entre os meses de abril e julho, é a Zona de Convergência Este Nordestino (ZCEN) cuja a umidade é advinda do Atlântico Sul e muitas vezes potencializadas por anomalias positivas na TSM (MOLION & BERNARDO, 2002).

Já as Linhas de Instabilidade (Lis) vão estar atreladas à dinâmica das brisas marítimas (COHEN *et al.*, 2009) desenvolvendo-se frequentemente sobre a costa norte-nordeste da América do Sul e, por vezes, propagando-se pelo interior do continente aumentando significativamente a possibilidade de precipitação. Estes sistemas possuem papel fundamental na circulação global e energética, responsáveis pelo transporte de calor para a alta troposfera. Cohen *et al.*, (2009) salientam para a conexão entre as Linhas de Instabilidade e a ZCIT, uma vez que há uma relação entre Lis de alta intensidade ocorridas predominantemente no começo de março e a atuação da ZCIT.

O entendimento dos sistemas climáticos contemporâneos é crucial, portanto, para estabelecer possíveis cenários paleoclimáticos da área, responsáveis pela formação dos sedimentos que preenchem áreas de estocagem trabalhadas na presente pesquisa, haja vista que estas áreas não aparentam ter operado durante o tempo histórico. Assim, estabelecer os

mecanismos climato-meteorológicos desencadeadores de eventos extremos, pode auxiliar no entendimento dos processos desde o início do Último Máximo Glacial, sobretudo se partir do princípio que estes padrões de circulação sub-recente na América do Sul vêm sendo afetados em intensidade e distribuição variantes, ao invés de terem substituídos sistemas completamente distintos dos atuais (BRÄUNING, 2009).

#### 4.3 REDE DE DRENAGEM

Os cursos d'água representam os processos morfogenéticos mais ativos na esculturação da paisagem geomorfológica (CHRISTOFOLETTI, 1980), atuando como um poderoso agente erosivo e deposicional. No âmbito geomorfológico da borda oriental do Planalto da Borborema, a drenagem está orientada às condições estruturais e às formas de relevo, marcadas pelos *trends* regionais e zonas de fraqueza aonde os rios se instalam.

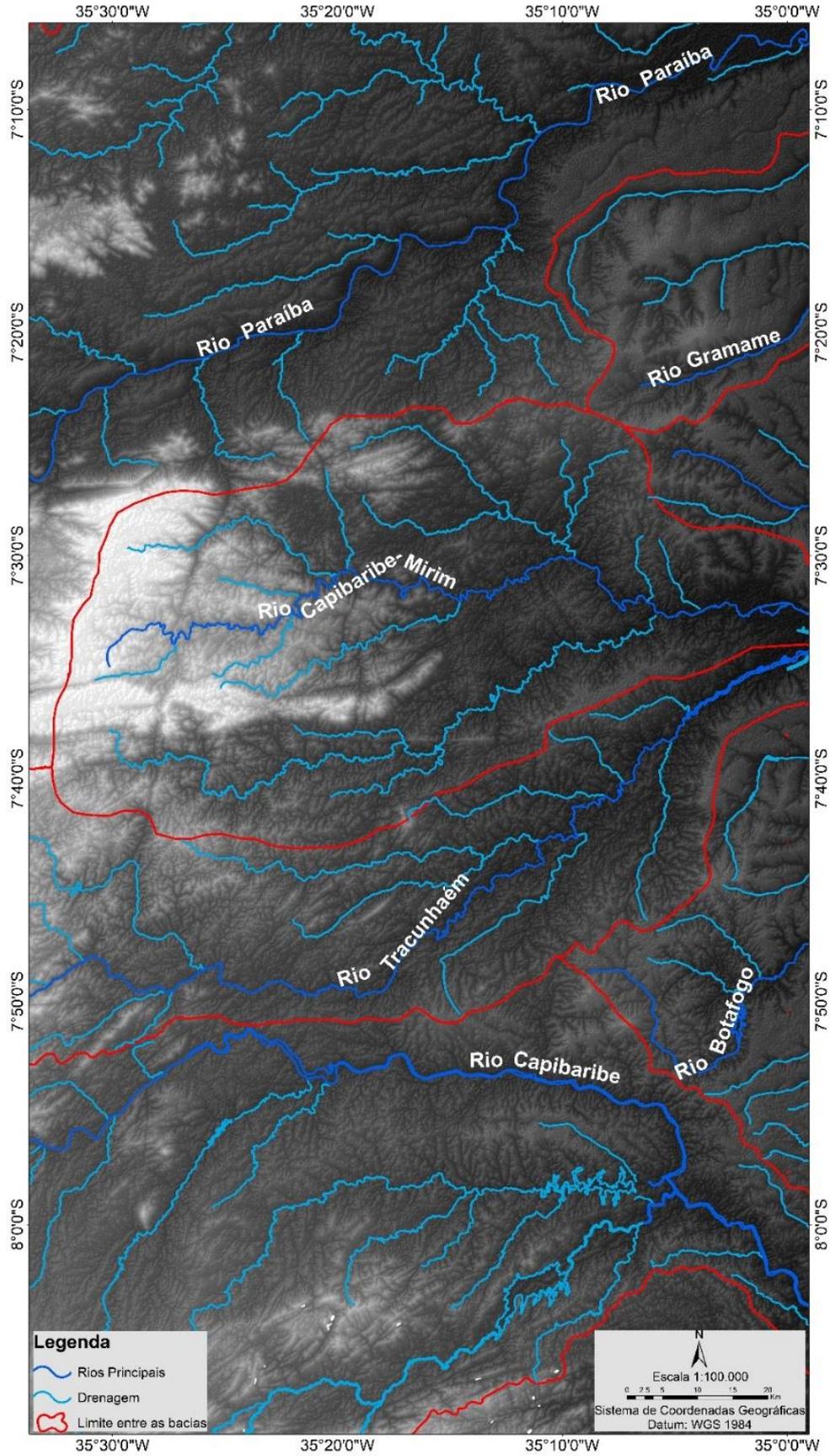
Desta maneira, na área de estudo, as condições tectono-estruturais locais e as grandes zonas de cisalhamento regionais controlam o arranjo espacial da rede hidrográfica, como a Zona de Cisalhamento Pernambuco – ZCPE e a Zona de Cisalhamento Patos – ZCPA, por exemplo. Estes cisalhamentos derivados do Brasiliano e reativados no Cenozóico (BEZERRA *et al.*, 2011) alojam os principais canais da região sob as direções preferenciais NE-SE e E-W.

A área estudada está inserida em um total de sete bacias hidrográficas (figura 11) de forma total e parcial, podendo ser divididas em três grupos. O primeiro grupo seria composto pelas bacias do rio Capibaribe, em Pernambuco e a do rio Paraíba, na Paraíba, cuja as nascentes estão localizadas dentro do Planalto da Borborema propriamente dito e drenando a área somente a partir do seu médio e baixo curso.

Já o segundo grupo é composto pelas bacias do rio Tracunhaém e do rio Capibaribe-Mirim, que possuem suas nascentes também dentro do Planalto da Borborema, entretanto já muito próximas a escarpa, estando a maior parte do seu curso dentro do setor do Piemonte da Borborema. E por último o último grupo, formados pelas bacias do rio Gramame e rio Abiaí (no Estado da Paraíba) e da bacia do rio Botafogo em Pernambuco, cuja as nascentes se encontram no limite entre o setor de piemonte e a Bacia Paraíba.

Todas as bacias apresentam um padrão de drenagem dendrítico com as formas dos canais variando entre ora retilíneo, quando estes estão adaptados às linhas de fraturas e falhas, ora meandrante à medida que estes drenos se direcionam para os setores mais rebaixados. Ademais, é possível observar que em todas as bacias há uma assimetria da drenagem em relação aos canais principais, evidenciando ainda mais o controle estrutural sobre todas essas bacias.

Figura 11 - Rede de drenagem da área de estudo.



#### 4.4 ASPECTOS PEDOLÓGICOS

O setor oriental do Nordeste do Brasil caracteriza-se por uma complexidade paisagística condicionada pela heterogeneidade das formas que, por sua vez, é um reflexo do arcabouço litoestrutural, de uma densa rede de drenagem, além da ação do clima. Em resposta a interação destes elementos, há uma variedade pedológica na área estudada, que vão desde solos pedogeneticamente bem desenvolvidos, como os Latossolos e Argissolos, a solos pouco desenvolvidos como os Neossolos. Adotando como referência o mapeamento pedológico realizado pelo projeto Radam, encontram-se representados na área os seguintes solos: Latossolos, Argissolos, Nitossolos, Planossolos, Luvissolos, além dos Vertissolos, Espodossolos, Gleissolos e Neossolos (figura 12).

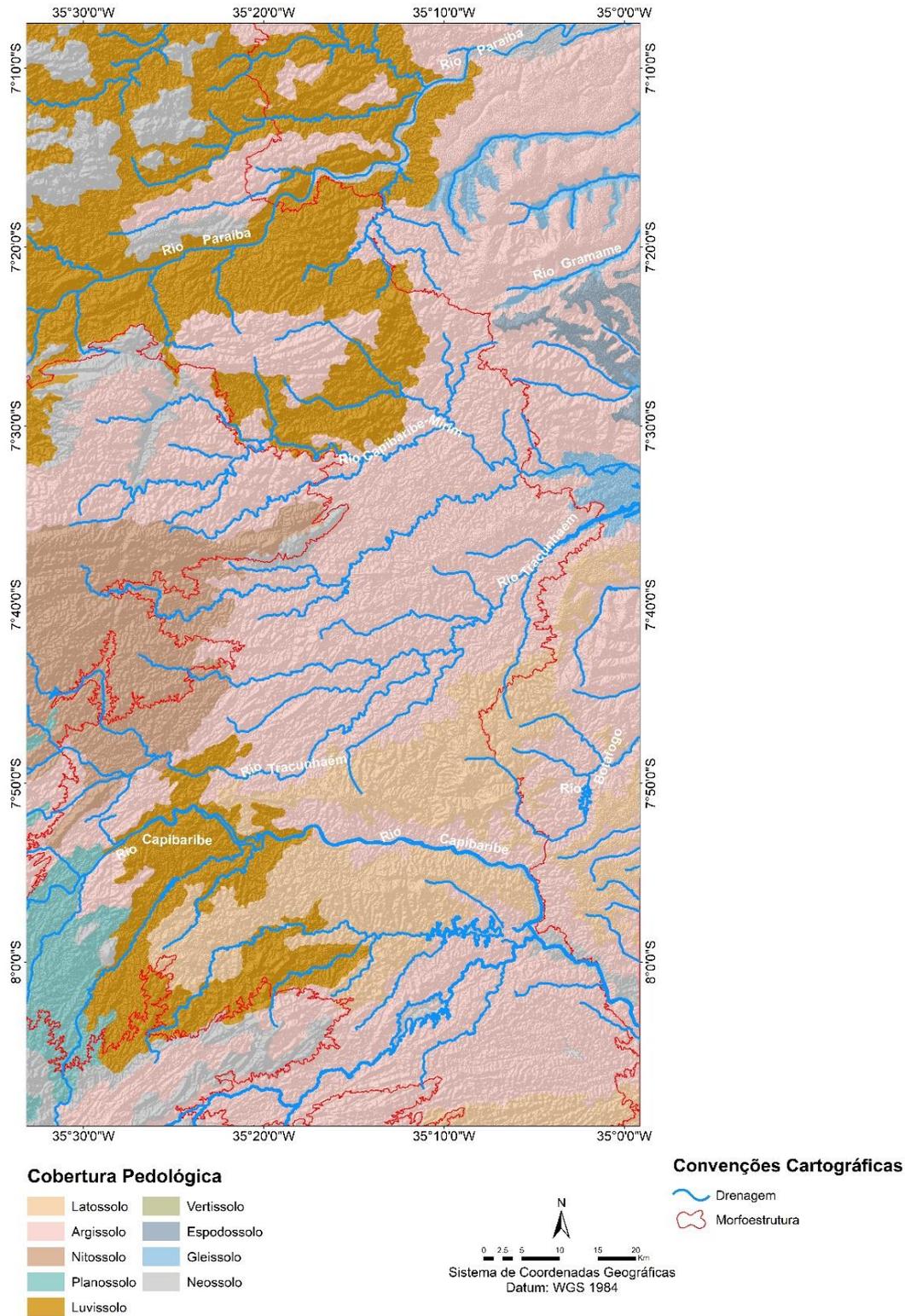
As machas de **Latossolos**, constituídas por material mineral com horizonte B latossólico imediatamente abaixo de qualquer tipo de horizonte A e representadas morfologicamente por perfis variantes entre profundos a muito profundos (LEPSCH, 2010), associados às formas tabulares menos dissecadas geologicamente mapeadas como os sedimentos da Formação Barreiras na porção sul da área de estudo. Estes solos são caracterizados ainda pela porosidade elevada, além da boa drenagem e pequena diferenciação dos horizontes.

Já os **Argissolos** estão bem distribuídos por toda área de estudo, ocorrendo sobre uma grande variabilidade litológica, normalmente nas encostas dos setores colinosos do Piemonte da Borborema atrelados às rochas metamórficas do Complexo Surubim-Carolina e do Complexo Vertentes, assim como nas encostas dos tabuleiros, sobretudo dos que se apresentam mais dissecados à norte da área, geologicamente mapeados como coberturas colúvio-eluvionares. Estes solos são caracterizados por não serem hidromórficos, variando entre medianamente profundos a profundos e apresentando perfis bastante diferenciados com uma sequência de horizonte A, Bt e C ou A, E, Bt e C (LEPSCH, 2010). O horizonte Bt é resultado do acúmulo de argila em profundidade, oriunda da translocação da argila dos horizontes superficiais, normalmente de atividade baixa ou, excepcionalmente, alta atividade quando conjugada com uma alta saturação de alumínio (LEPSCH, 2011).

Na porção oeste da área de estudo, no setor dos divisores das bacias do rio Capibaribe-Mirim e Tracunhaém, há a ocorrência de manchas de **Nitossolos** assinalados como solos medianamente profundos e com pouca diferenciação dos horizontes e dos macros agregados, apresentando uma textura que varia entre argilosa a muito argilosa sem, entretanto, aumentar significativamente à medida que se aumenta a profundidade (LEPSCH, 2011). Neste setor da área de estudo, os nitossolos ocorrem nos setores do Piemonte da Borborema mais elevados,

isto é, a área de transição entre o piemonte e o planalto propriamente dito, o que confere um relevo com colinas mais vigorosas, por vezes associadas às rochas metavulcânicas do Complexo Vertentes e aos metatonalitos do Complexo Surubim-Caroalina.

Figura 12 - Mapa pedológico da área de estudo.



Modificado de IBGE (1983).

Ocorrendo na porção sudoeste da área de estudo, os **Planossolos** são caracterizados por possuírem horizontes superficiais com textura mais arenosa sobre horizonte B plântico com constituição bem mais argilosa e adensada, cuja a transição se dá abruptamente (LEPSCH, 2011). As manchas desse solo estão atreladas às litologias metamórficas em um relevo suavemente ondulado, ocupando setores pouco movimentado e rebaixados, principalmente na bacia do rio Capibaribe.

Os **Luvissolos** estão bem distribuídos espacialmente na região estudada, tal qual os argissolos sobre uma grande variabilidade de rochas metamórficas que vão desde os ortognaisses do Complexo Floresta e paragnaisse do Complexo Sertânia na bacia do rio Paraíba, até manchas sobre as litologias do Complexo Surubim-Caroalina e Complexo Vertentes, nas bacias do rio Capibaribe-Mirim, Capibaribe e Tracunhaém. Assim como nas manchas de planossolos encontrados na área, os luvisolos vão estar associados a relevos mais suaves e ondulados, muitas vezes com colinas mais alongadas e são caracterizados por serem solos pouco ou medianamente intemperizados (LEPSCH, 2011), ricos em bases e acumulação de argila no horizonte B. Diferentemente dos argissolos, os luvisolos são pouco profundos e quimicamente menos evoluídos, podendo apresentar pedregosidade.

Os **Espodossolos** na área estudada estão restritos a um pequeno setor plano localizado à norte da foz do rio Capibaribe-Mirim sobre os depósitos colúvio-aluviais e são caracterizados por serem solos que apresentam um horizonte claro sobre um horizonte escuro, ambos arenosos. Entretanto, devido à grande translocação de húmus e/ou compostos minerais (Fe e Al), este horizonte B eluvial pode se apresentar de forma cimentada e escurecida (LEPSCH, 2011). Ademais, são extremamente pobres em nutrientes e mal drenados, razão pela qual as áreas de sua ocorrência são pouco utilizadas pela agricultura.

Restrita a uma área de relevo suavemente ondulado e sobre migmatitos do Complexo Floresta no setor noroeste da bacia do rio Paraíba há uma pequena mancha de **Vertissolo** que usualmente desenvolve solos que formam fendas quando secos, devido a quantidade de argilas 2:1. De acordo com Lepsch (2011) são assim descritos por possuírem horizonte vértico com fendas de 1 centímetro de largura, de cores cinza-escuro e com pouca diferenciação entre os horizontes. Relacionados às áreas planas, baixas e úmida da foz do rio Capibaribe-Mirim e na bacia do rio Gramame, os **Gleissolos** são assim definidos pela saturação com água por períodos suficiente para o desenvolvimento de uma coloração de padrões acinzentados de composição predominantemente mineral e com horizonte glei localizado nos primeiros 150 centímetros abaixo de um horizonte A ou H pouco espesso e levemente mais escurecido, não havendo transição abrupta entre os horizontes.

Por fim, há ainda as manchas de **Neossolos** classificados como solos não hidromórficos, pouco desenvolvidos e, por vezes, cascalhentos e pedregosos (PRADO, 2008). Na área de estudo estes solos estão espacialmente distribuídos de duas maneiras, sendo a primeira relacionado aos corpos intrusivos e que aparecem na paisagem como maciços estruturais do Piemonte da Borborema e como as áreas de cimeira, ao passo que a segunda opção vai estar ligada à dinâmica fluvial dos rios Capibaribe e Paraíba. De maneira geral, estes solos são pouco evoluídos pedogeneticamente, mantendo em seus perfis minerais primários com ligação estreita com o material de origem (LEPSCH, 2011), no caso dos neossolos associados aos maciços estruturais e superfícies de cimeira. Já os neossolos relacionados ao trabalho fluvial, apesar de também serem caracterizados pela baixa evolução pedogenética, vão se diferenciar dos primeiros por apresentar uma deposição em camadas estratificadas, cujos estratos não possuem relação pedogenética nem refletem a característica com a litologia local.

## 5 RESULTADOS

### 5.1 MORFOMETRIA E MORFOESTRUTURA DO SETOR ORIENTAL DO PIEMONTE DA BORBOREMA

Os parâmetros morfométricos atuam como um dos métodos de inferência de possíveis controles estruturais/tectônicos nas formas de relevo e, conseqüentemente, na disposição dos depósitos quaternários, uma vez que estes normalmente ficam aprisionados em *loci* condicionados à estas estruturas. Tal abordagem incide sob o enfoque morfotectônico através da relação entre as formas e seus depósitos correlativos juntamente com a tectônica cenozoica no estabelecimento da paisagem geomorfológica, sendo este, portanto, o enfoque deste tópico.

#### 5.1.1 Fotolineamentos de Relevo

Os fotolineamentos do setor oriental do Piemonte da Borborema se apresentaram de forma que variaram de hectométrica a quilométrica refletindo as discontinuidades litológicas que lhe servem como embasamento que, por sua vez, , condicionados às principais zonas de cisalhamento que influenciam na região, no caso a Zona de Cisalhamento Pernambuco e a Zona de Cisalhamento Paraíba, que, por sua vez, condicionam zonas de cisalhamento adjacentes de direção WSW-ENE e NW-SE, (figura 13 e 14) condizentes com a geotectônica da Zona Transversal da Província Borborema (BRITO NEVES *et.al*, 1995), traduzidos na paisagem sob a forma de superfícies de cimeira, cristas, maciços estruturais, além da própria drenagem de acordo com os *trends* regionais.

As rosáceas de frequência demonstram bem essa concentração de fotolineamentos nas direções supracitadas em todos os azimutes de iluminação (45°, 90°, 315° e 360°), com destaque para o direcionamento SW-NE (Figura 15B e Figura 16). Contudo, à medida que se analisa cada azimute de iluminação de forma separada, percebe-se especificidades em cada uma delas e, a partir daí, infere-se como estes direcionamentos estão intrinsecamente ligados às formas e seus depósitos correlativos.

Figura 13 - Rosácea de frequência absoluta de fotolaneamentos - Azimute de elevação 45° (A) e 90° (B).

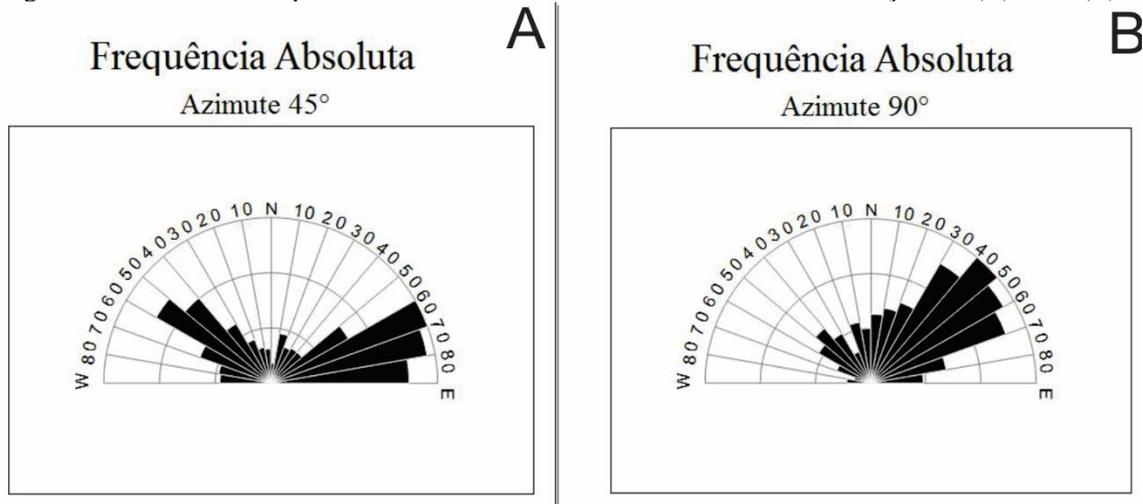
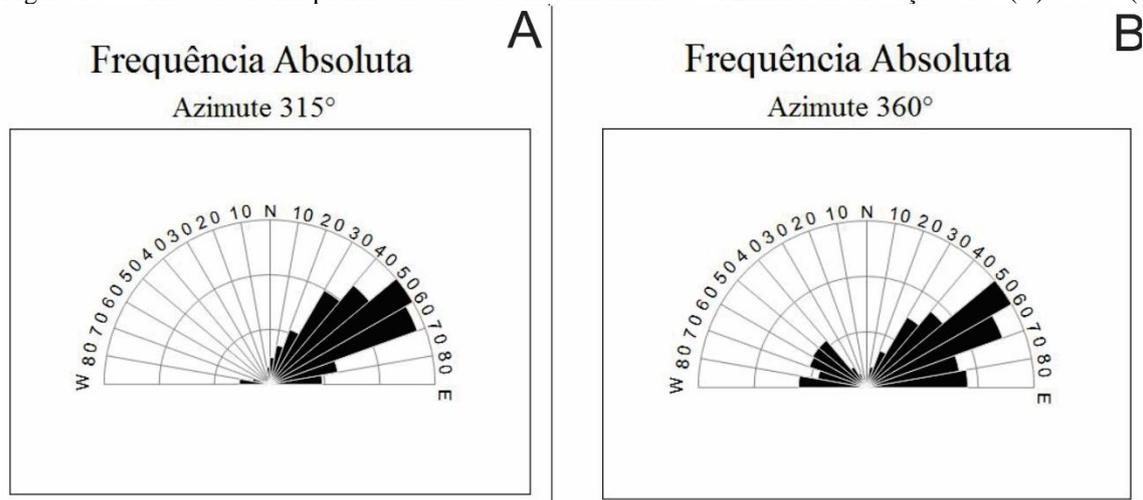


Figura 14 - -- Rosácea de frequência absoluta de fotolaneamentos - Azimute de elevação 315° (A) e 360° (B).

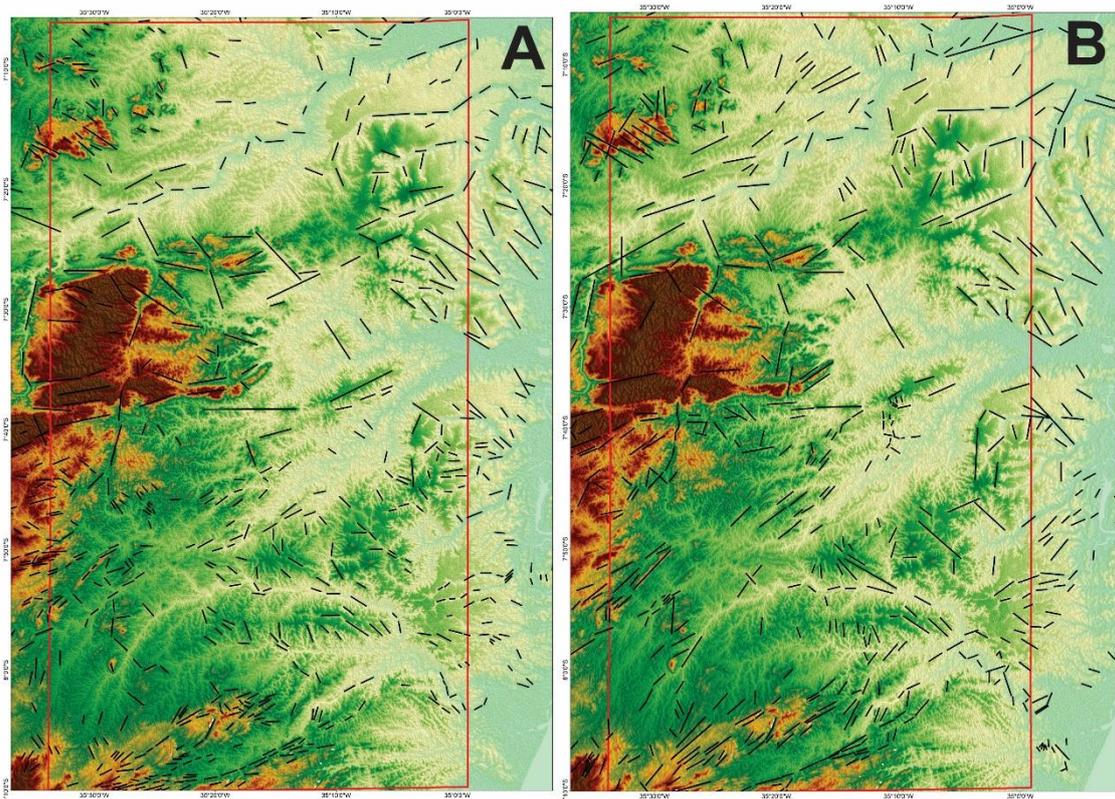


No azimute de iluminação de 45° (Figura 15a), por exemplo, nota-se que a frequência dos fotolaneamentos estão distribuídas majoritariamente de WSW-ENE e NW-SE, onde fica nítido que há um condicionamento estrutural no basculamento de blocos que se expressam no direcionamento da drenagem principal e na criação dos *loci* deposicionais, onde a maioria dos depósitos coluviais ficam aprisionados, como pode ser percebido na figura 16A na porção mais ao sul da área de estudo. É neste azimute de iluminação que a frequência de fotolaneamentos é distribuída mais homogeneamente e aonde fica explícito que o direcionamento NW-SE condiciona o basculamento do bloco que serve como divisor do baixo curso do rio Capibaribe e do rio Tracunhaém, refletindo inclusive no próprio direcionamento do curso do rio Capibaribe e mudanças no nível de base local, conforme descrito por Silva (2016).

Os demais azimutes de elevação analisados, demonstram uma maior tendência na frequência dos fotolaneamentos na direção SW-NE (Figura 15e 16), resposta do contexto geotectônico para a região (BEZERRA *et al.*, 2011; MAIA & BEZERRA, 2014). Tal

direcionamento está distribuído de forma homogênea e correlata, bastante evidente sobretudo na porção central e norte da área estudada, onde a drenagem principal (rio Paraíba, rio Tracunhaém, rio Siriji) está orientada de SW-NE ao passo que os depósitos sedimentares encontrados estão em áreas cujo o direcionamento das formas vai NW-SE (FONSÊCA, 2012), condicionados ao basculamento dos blocos das referidas bacias hidrográficas no setor.

Figura 15 - Espacialização dos fotolineamentos – Azimute de iluminação 45° (A) e 90° (B).

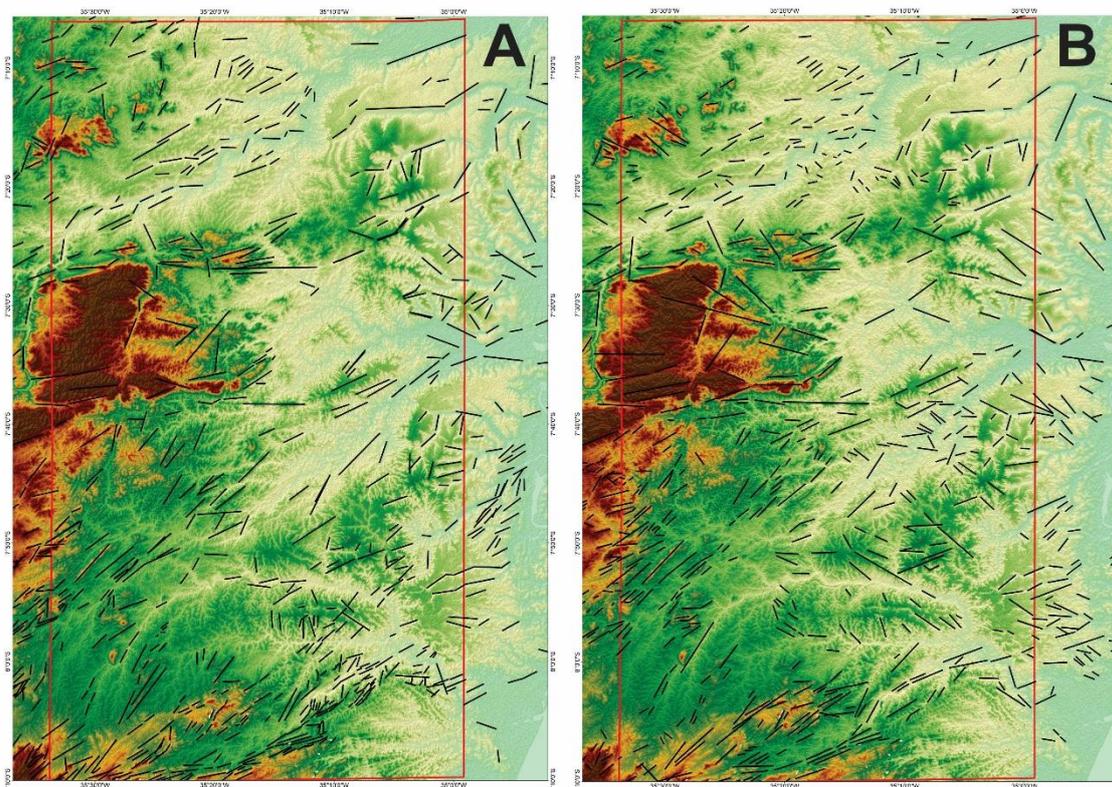


Ademais, uma menor frequência de direcionamento W-E – vista principalmente nos fotolineamentos com o azimute de iluminação 351° e 360° (Figura 16) -, expressada na paisagem pelo próprio basculamento do próprio Piemonte da Borborema em direção à costa, também demonstra que esta tendência também seria responsável pela criação de espaços de acomodação, posteriormente preenchido por depósitos, conforme já observado no trabalho de Fonsêca (2012) para a bacia do rio Capibaribe-Mirim.

Desta maneira, esta análise demonstra, essencialmente, que os canais principais da área estudada seguem majoritariamente o *trend* regional SW-NE, e quando se observa o comportamento da drenagem como um todo, ela mostra o caráter assimétrico destas bacias neste setor, onde as porções à esquerda dos canais principais há uma maior concentração de canais secundários de direção NW-SE, a exceção da bacia do rio Capibaribe, onde as maiores concentrações de canais secundários estão em sua margem direita.

Este comportamento da drenagem e das formas observados através dos fotolineamentos foi essencial na determinação de possíveis áreas onde seriam encontrados os depósitos coluviais, haja vista que, a partir do momento em que pôde-se constatar o basculamento de blocos de NW-SE, houve também a capacidade de delimitar áreas onde a geotectônica local possivelmente criou espaços de acomodação, constatados em campo a partir do refinamento na delimitação dessas áreas através dos índices morfométricos desenvolvidos por Hack, que será discutido no tópico a seguir.

Figura 16 - Espacialização dos fotolineamentos – Azimute de iluminação 315° (A) e 360° (B).



### 5.1.2 Morfometria e perfis longitudinais da rede de drenagem

A morfometria da rede de drenagem facilita no estabelecimento de *knick-points* de uma determinada região, marcando quebras de patamares no relevo e, por conseguinte, as diferentes formas de relevo (MONTEIRO *et al.*, 2014). A análise morfométrica a partir da metodologia postulada por Hack também se faz importante quando se tem por objetivo estabelecer possíveis controles estruturais rasos, responsáveis por afetar as feições geomorfológicas, tanto em escala de detalhe quanto em escala regional.

Sendo assim, o índice de Hack juntamente com os índices RDE possibilitaram estabelecer quebras de patamares na área oriental do Piemonte da Borborema estudado e através

da identificação de índices anômalos nos principais cursos d'água e tributários. As análises foram realizadas para as drenagens tributárias da bacia do rio Paraíba e da bacia do rio Botafogo, bem como para as bacias do rio Capibaribe-Mirim, Tracunhaém e baixo curso da bacia do rio Capibaribe juntamente com dados dos estudos feitos por Fonsêca & Corrêa (2013), Monteiro (2015) e Silva (2016).

Os índices RDE foram aplicados para todos os trechos de drenagem com mais de 10 quilômetros de extensão, com o intuito de estabelecer os *knick-points* para a região e as áreas de anomalias, onde possivelmente seriam encontrados os depósitos sedimentares. Contudo, após o refinamento dos dados morfométricos associados aos dados de fotoneamentos anteriormente realizado, foram escolhidos dez canais, cujo os dados de RDE responderam aos objetivos desse estudo. Da aplicação do Índice de Hack nestes dez canais foi derivado valores que auxiliaram na construção de perfis longitudinais destas drenagens com a intenção de inferir noções acerca da suavidade ou não suavidade no que tange à inclinação perfil, e assim estabelecer interpretações sobre o equilíbrio e/ou desequilíbrio dessas drenagens.

As drenagens analisadas apresentam um padrão dendrítico, tendo as bacias um caráter assimétrico, com formas dos canais genericamente retilíneos, muitas vezes controlados pela estrutura, que respondem à dinâmica geotectônica regional, estando adaptadas às linhas de falhas e fraturas. Há uma grande quantidade de canais de primeira ordem que desagüam diretamente nos canais principais que foram analisados, muitas vezes com a presença de água somente nos períodos de precipitação, configurando assim como uma rede de baixa hierarquia de drenagem. Na tabela 06 é apresentada um resumo dos índices estabelecidos para as drenagens analisadas, onde é possível perceber que não há uma relação direta entre as maiores extensões das drenagens com os índices RDE maiores que a média (41.7) estabelecida para os canais analisados.

Tabela 6 – Índices morfométricos dos canais analisados.

| Bacia Hidrográfica            | Nome do rio          | Linha reta (m) | Curso do rio (m) | Diferença de altitude |          |               | RDE  |
|-------------------------------|----------------------|----------------|------------------|-----------------------|----------|---------------|------|
|                               |                      |                |                  | Cota Cab.             | Cota Foz | Amplitude (m) |      |
| Bacia do Rio Paraíba          | Riacho. Mogeiro      | 31.362         | 36.670           | 420                   | 40       | 380           | 36.2 |
|                               | Riacho Curimatã      | 36.746         | 45.527           | 160                   | 40       | 120           | 11.2 |
|                               | Rio Una              | 17.436         | 20.837           | 160                   | 40       | 120           | 12.1 |
| Bacia do rio Capibaribe-Mirim | Rio Capibaribe-Mirim | 63.461         | 95.420           | 440                   | 20       | 420           | 36.6 |
|                               | Rio Siriji           | 55.094         | 88.478           | 680                   | 20       | 660           | 57.9 |
| Bacia do rio Tracunhaém       | Rio Tracunhaém       | 97.001         | 97.431           | 380                   | 20       | 360           | 72.3 |

|                         |  |                |         |         |     |    |     |       |
|-------------------------|--|----------------|---------|---------|-----|----|-----|-------|
|                         |  | Rio Itapinassu | 19.269  | 19.633  | 100 | 40 | 60  | 6.0   |
| Bacia do rio Botafogo   |  | Rio Botafogo   | 39.345  | 46.099  | 140 | 20 | 120 | 25.7  |
| Bacia do rio Capibaribe |  | Rio Capibaribe | 215.936 | 265.306 | 620 | 20 | 600 | 115.0 |
|                         |  | Rio Goitá      | 47.328  | 81.082  | 280 | 60 | 220 | 44.8  |

Destrinchando a tabela, nota-se que há comportamentos distintos nas bacias analisadas. Na bacia do rio Paraíba, por exemplo, a drenagem com o maior índice RDE não é a drenagem com maior extensão, como seria de se esperar, o mesmo comportamento acontece com as drenagens analisadas da bacia do rio Capibaribe-Mirim, corroborando com a ideia de um forte controle estrutural na rede de drenagem.

Todos os canais analisados apresentam algum tipo de anomalia morfométrica, porém somente foram encontradas anomalias de 1º ordem nas drenagens atreladas às bacias do rio Paraíba, Capibaribe-Mirim e Tracunhaém (Figura 17), enquanto que as drenagens relacionadas às bacias do rio Botafogo e do rio Capibaribe, as anomalias encontradas são só de 2º ordem. Contudo, mesmo os canais que apresentaram anomalias de primeira ordem, estas anomalias muitas vezes são de certo modo pontuais ou concentradas em certos setores da drenagem. É o caso das anomalias de primeira ordem encontradas no riacho Mogeiro e no rio Tracunhaém, que estão concentradas nos primeiros quilômetros desses drenos, justamente associados às suas nascentes e a mudanças bruscas na altimetria marcando a saída dessas drenagens do Planalto da Borborema para o setor do Piemonte. Este mesmo comportamento é visualizado também no rio Capibaribe-Mirim, sendo a diferença na distribuição espacial nas anomalias de primeira ordem que, neste caso, acontece de forma relativamente homogênea por toda a drenagem.

Na porção oeste da área de estudo, no setor dos divisores das bacias do rio Capibaribe-Mirim e Tracunhaém, há a ocorrência de manchas de **Nitossolos** assinalados como solos medianamente profundos e com pouca diferenciação dos horizontes e dos macros agregados, apresentando uma textura que varia entre argilosa a muito argilosa sem, entretanto, aumentar significativamente à medida que se aumenta a profundidade (LEPSCH, 2011). Neste setor da área de estudo, os nitossolos ocorrem nos setores do Piemonte da Borborema mais elevados, isto é, a área de transição entre o piemonte e o planalto propriamente dito, o que confere um relevo com colinas mais vigorosas, por vezes associadas às rochas metavulcânicas do Complexo Vertentes e aos metatonalitos do Complexo Surubim-Caroalina.

Figura 17 - Localização dos setores anômalos de drenagem.

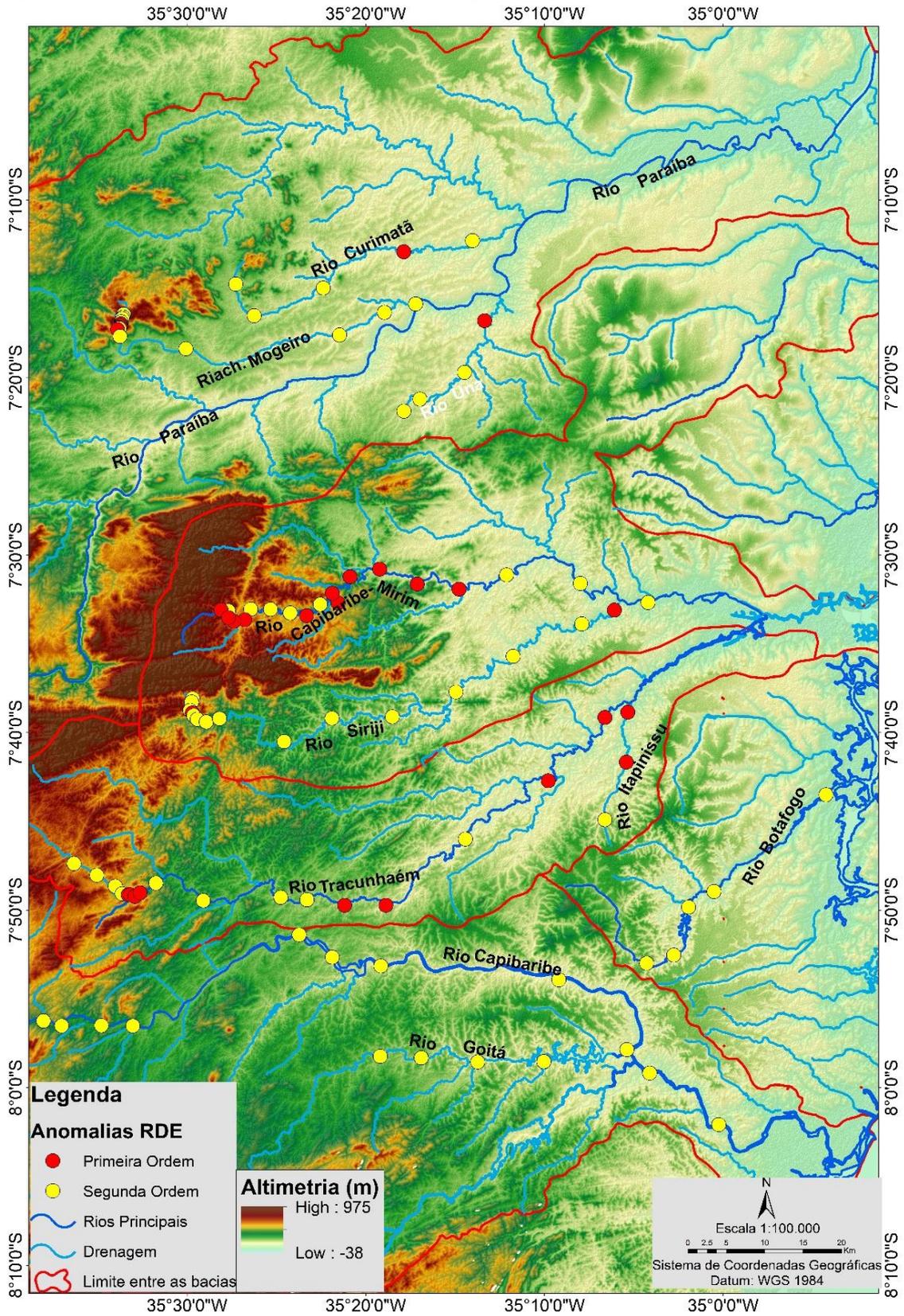


Figura 18 - Perfis longitudinais do riacho Curimatã e rio Una.

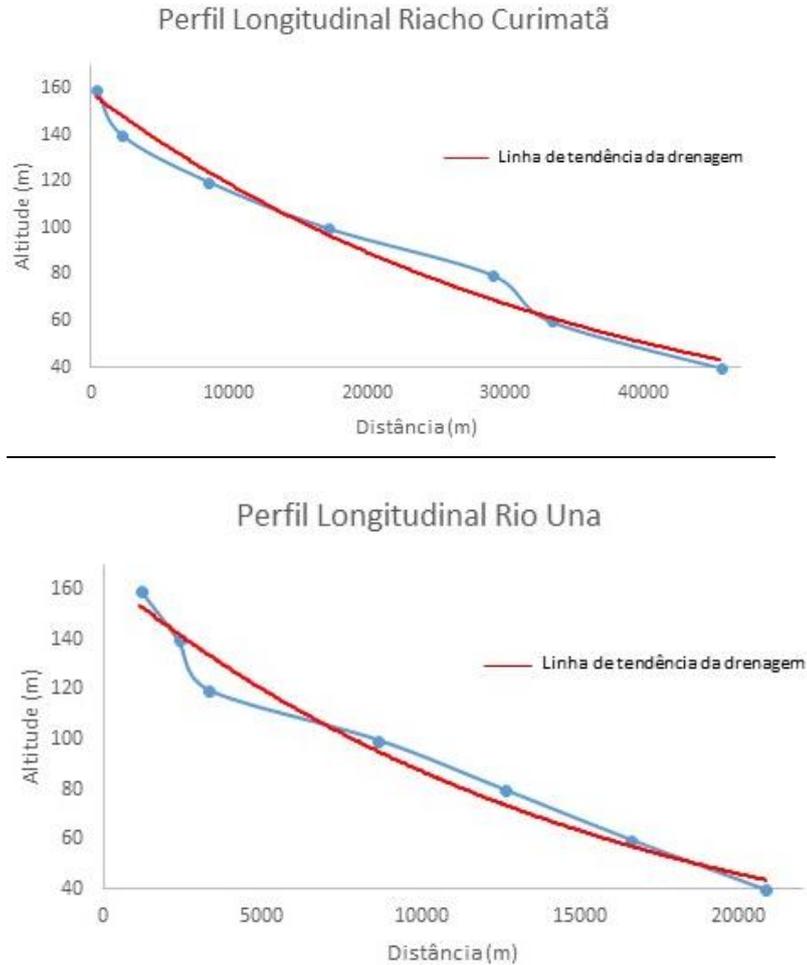
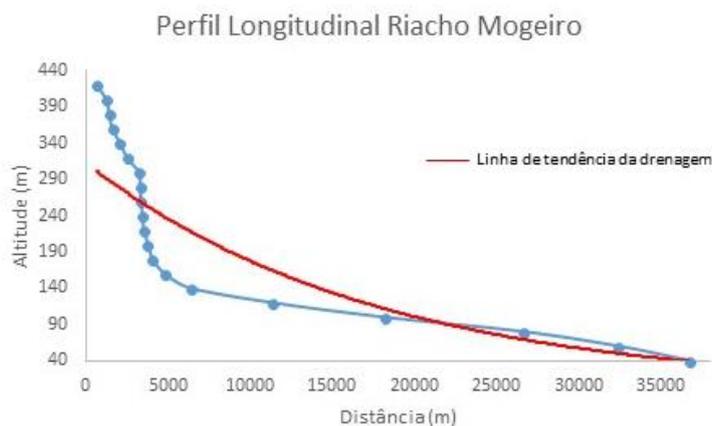


Figura 19 - Perfil longitudinal do riacho Mogeiro.



Os valores do RDE para estas drenagens apresentam valores crescentes à medida que se direcionam à confluência com a drenagem principal, a exceção do riacho Mogeiro que apresenta valores decrescentes a partir da isoípsa de 160 metros. Mesmo assim, o trecho final de todas as três drenagens tem um aumento significativo nos valores do RDE e, no caso do rio Una apresenta um valor suficientemente alto (10.5) para ocorrer uma anomalia de primeira ordem,

enquanto que o RDE para o trecho final do riacho Mogeiro e Curimatã foi de 6.1 e 7.9, respectivamente.

Da mesma maneira, as drenagens pertencentes à bacia do rio Capibaribe-Mirim possuem um caráter “anormal” no que diz respeito aos seus perfis longitudinais e estando suas primeiras quebras de patamares associada à saída dessas drenagens do Planalto da Borborema. A partir daí, há várias quebras não coincidentes com mudanças litológicas, e no caso da drenagem do rio Capibaribe-Mirim (figura 20) propriamente está encaixada numa faixa de rocha metamórfica envolta por áreas com ocorrência de rochas plutônica. O principal afluente da margem direita do rio principal também apresenta setores anômalos, porém ao contrário do rio principal, o rio Siriji (figura 21) está bem mais ajustado à linha de tendência do perfil longitudinal, o que demonstra que este está em maior equilíbrio.

Tal afirmação é sustentada pelo fato que as anomalias de primeira ordem estão restritas aos setores aonde a drenagem está encaixada à estrutura nas áreas de cabeceira, por volta de 460 metros de altitude, ao passo que na isoípsa de 260 provavelmente marca o setor de ruptura do Planalto da Borborema. Deste ponto até a sua confluência com o rio Capibaribe-Mirim, a drenagem apresenta um perfil mais côncavo, demonstrando que neste trecho a drenagem teve tempo e/ou competência para escavar o vale. Entretanto, por apresentar em toda sua extensão anomalias de segunda ordem, a hipótese mais fidedigna é que esta área apresente um comportamento semelhante ao que ocorrem no setor do Gráben do Cariatá, ou seja, o rio Siriji estaria encaixado no meio de um hemi-gráben (FONSÊCA & CORRÊA, 2016) que é corroborado com o basculamento das formas em direção SW-NE e NW-SE em direção ao meio do gráben, tal qual na bacia vizinha.

Figura 20 - Perfil longitudinal do rio Capibaribe-Mirim.

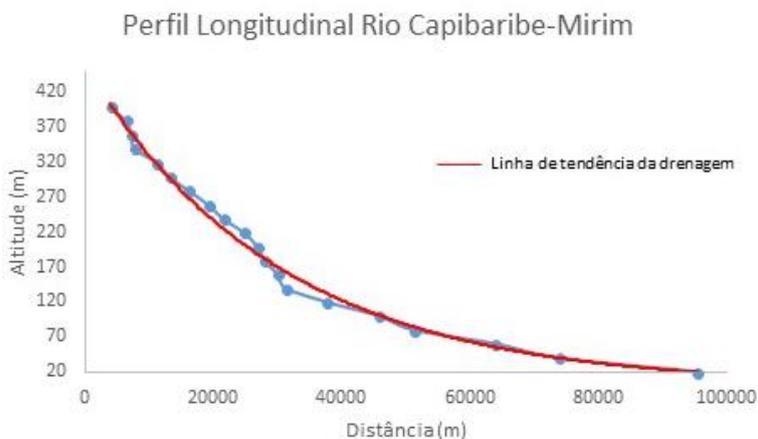
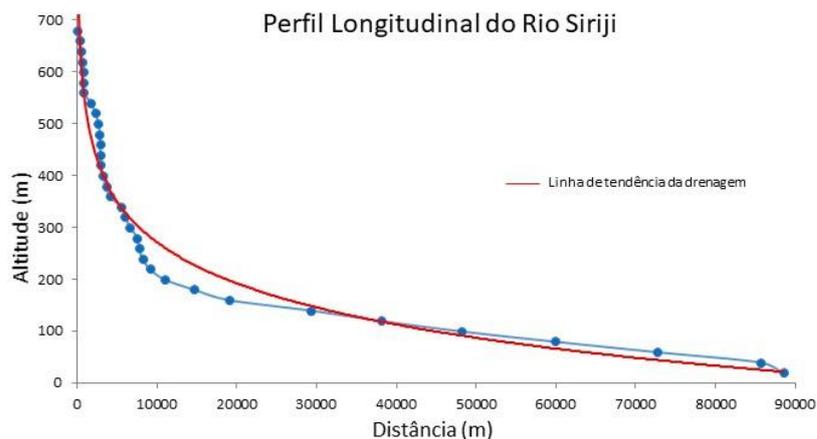
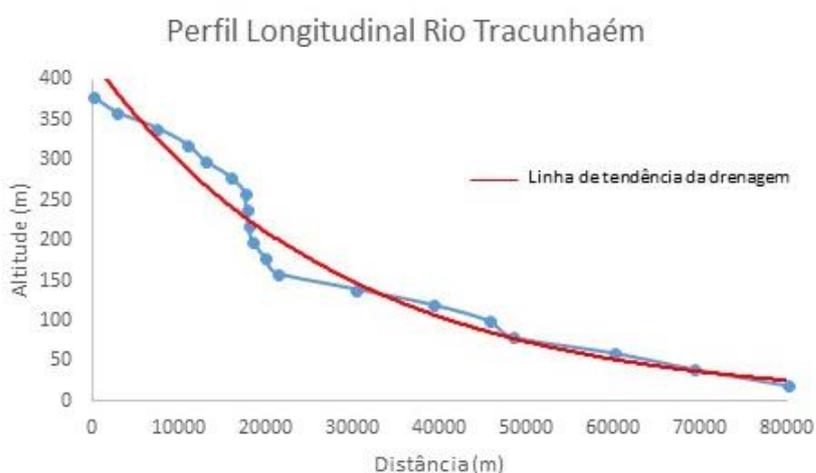


Figura 21 - Perfil longitudinal do rio Siriji.



Já na bacia do rio Tracunhaém, os valores anômalos mais significativos indicam a ocorrência de patamares escalonados do relevo (figura 22), estando restritos a três trechos principais. O primeiro setor com anomalias de primeira ordem, como já observado nos canais anteriormente analisados, está atrelado à saída da drenagem do rio Tracunhaém das cimeiras do Planalto da Borborema em direção ao Piemonte. O segundo setor onde há anomalias de primeira ordem, se dá próximo ao divisor tabular entre esta e a bacia do rio Capibaribe, cuja a interpretação inicial seria de que este bloco tivesse se mantido soerguido preservando possíveis sedimentos da Formação Barreiras. De fato, a hipótese mais provável é que este bloco esteja condicionado à estrutura e que houve uma mudança no nível de base que foi responsável pela inflexão da drenagem de W-E para SW-NE e uma consequente quebra de patamar neste setor.

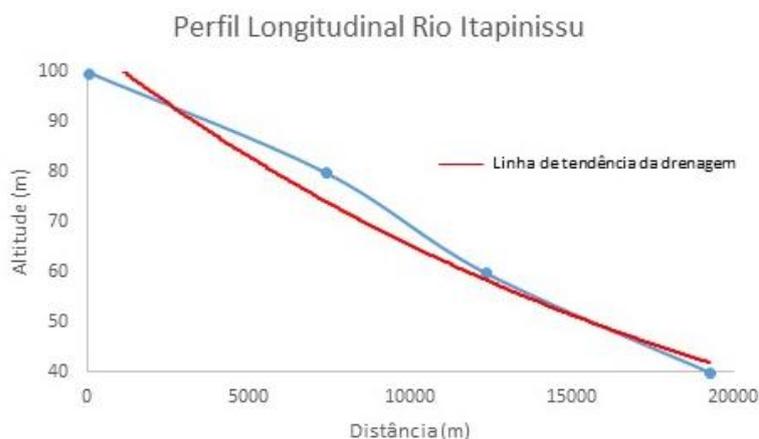
Figura 22 - Perfil longitudinal do rio Tracunhaém.



Por fim, o rio Tracunhaém apresenta um novo setor com anomalias de primeira ordem próximo à confluência com o rio Capibaribe-Mirim, área onde também há ocorrência de anomalias do rio Itapinassu (figura 23). As anomalias possuem valores de 14.5 para o trecho

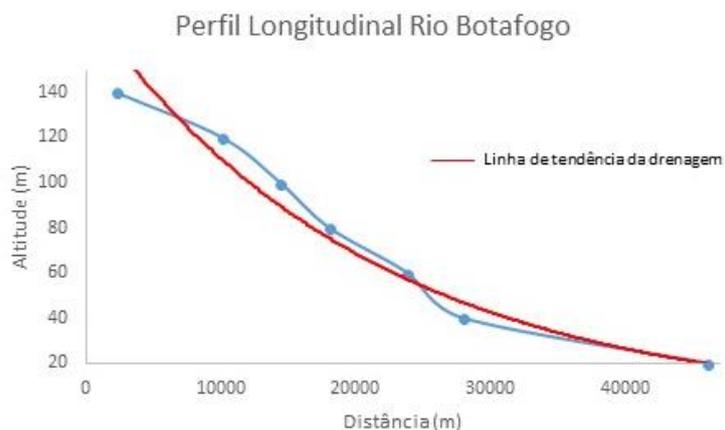
final do rio Itapinassu e de 11.4 para o rio Tracunhaém e assim como as outras drenagens analisadas até então, se encontram entre zonas de cisalhamentos derivadas da ZCPE, funcionando como um bloco abatido e que possivelmente foi responsável pela mudança no nível de base. Vale ressaltar que este setor, especificamente, se encontra bastante próximo ao limite entre o Piemonte e a parte soerguida da Bacia Paraíba, muitas vezes num mesmo patamar altimétrico.

Figura 23 - Perfil longitudinal do rio Itapinissu.



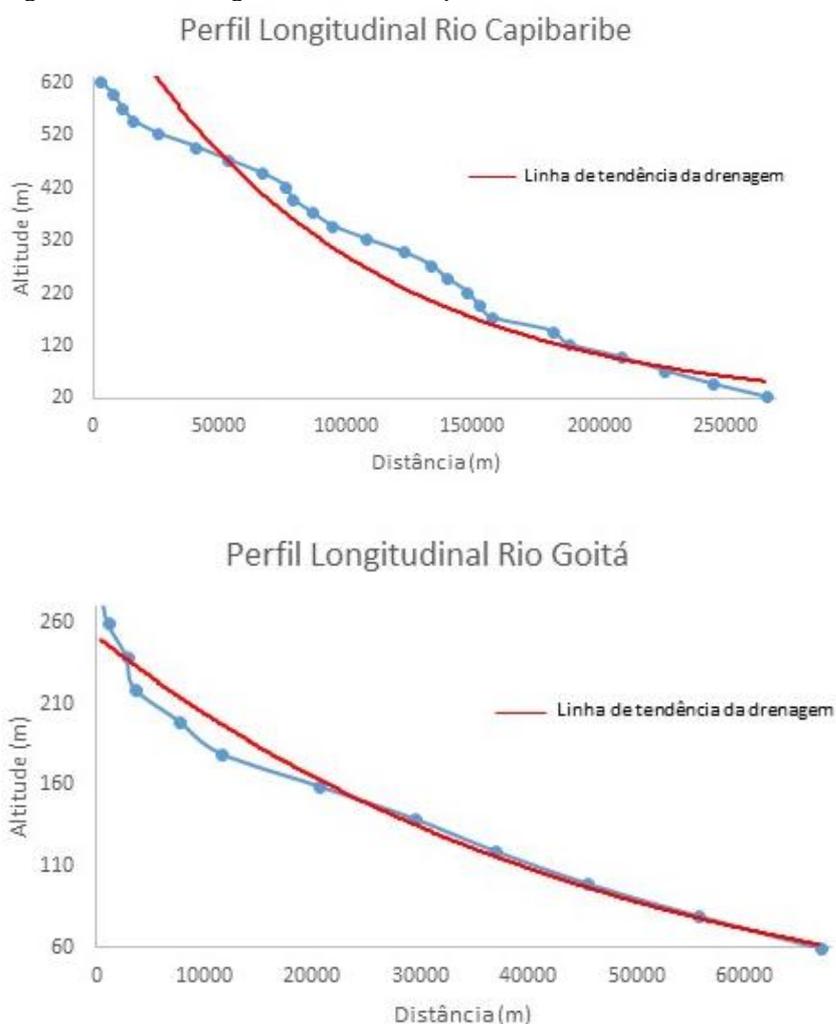
Também neste setor limítrofe está dreno principal da bacia do rio Botafogo apresentando anomalias em toda sua extensão e mesmo não possuindo anomalias de primeira ordem, as que foram encontradas foram bastante elucidativas no processo interpretativo da paisagem. Os valores do RDE para essa drenagem apresentam comportamento crescente em direção a foz, sendo o maior valor encontrado (7.1) relativa ao principal *knickpoint* da bacia (figura 24) e onde a drenagem faz uma inflexão de quase 90° passando ao direcionamento WSW-ENE. Tais anomalias sugerem que houve uma migração relativamente brusca, e este comportamento seria uma resposta da adaptação da drenagem a estruturas reativadas.

Figura 24 - Perfil longitudinal do rio Botafogo.



Por fim, os setores anômalos da bacia do rio Capibaribe através da análise do RDE do rio principal e do seu afluente rio Goitá demonstrou que são drenagens desajustadas (figura 25), mas que não apresentam quebras muito bruscas ou abruptas, repercutindo na paisagem como suaves desnivelamentos coincidentes com as zonas de cisalhamentos. As duas drenagens correm relativamente paralelas num direcionamento SW-NE e posteriormente W-E separados por um bloco com topo tabular basculado para sudeste, condizente com a migração do rio Capibaribe nesta mesma direção. Os índices RDE encontrados para estas drenagens sugerem, tal qual hipótese aventada por Silva (2016) que houve mudanças no nível de base a partir do abatimento do bloco aonde se localiza o curso atual do rio.

Figura 25 - Perfis longitudinais do rio Capibaribe e Goitá.



Desta maneira a análise morfométrica da rede de drenagem, juntamente com os fotolineamentos, retratam configurações distintas para a área de estudo, caracterizadas pelo controle estrutural responsáveis por mudanças no nível de base e, por conseguinte, na criação

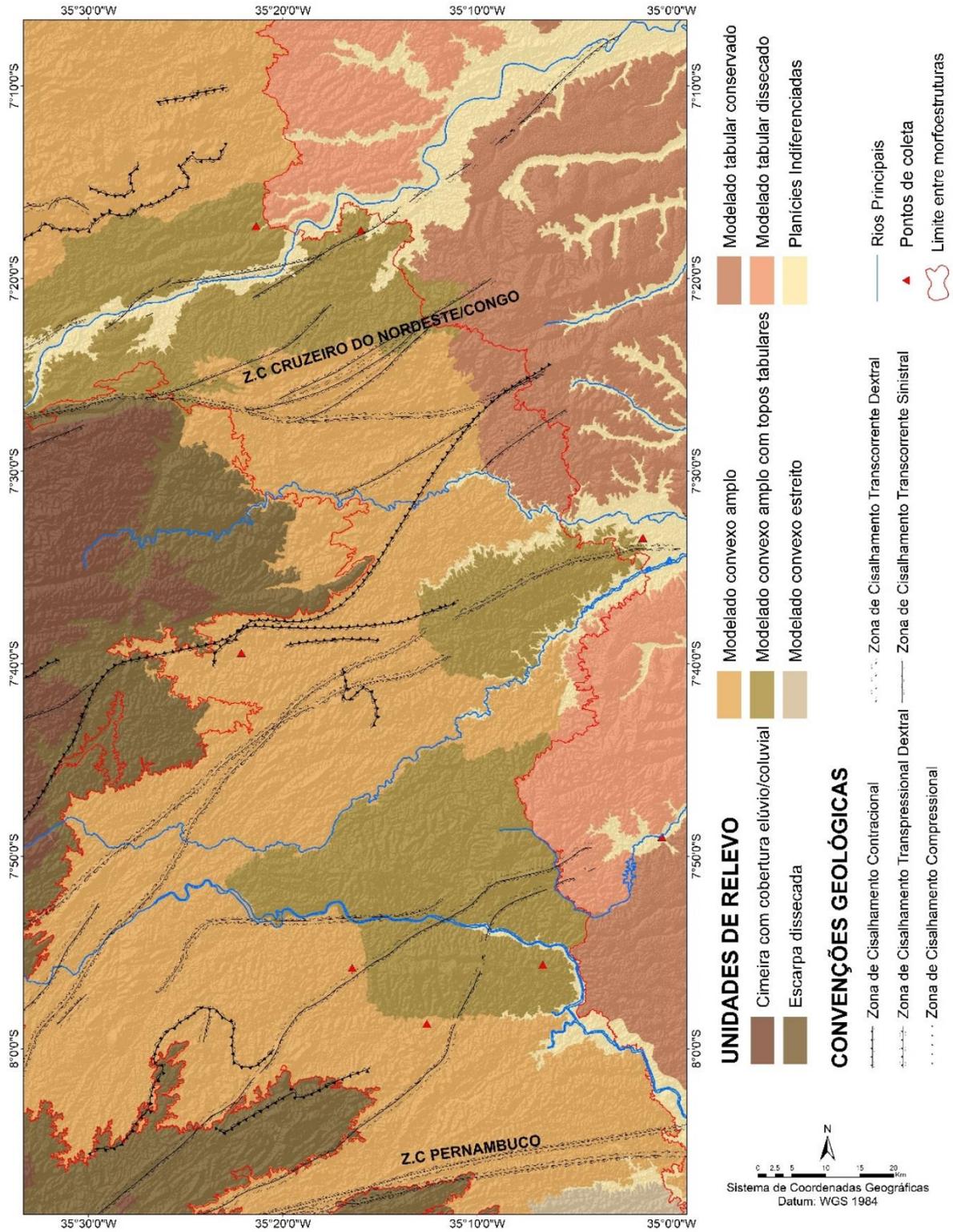
de espaços de acomodação de sedimentos, bem como no possível desmantelamento e retrabalhamento de material previamente depositado. Assim, o RDE trouxe evidências notáveis da dinâmica morfotectônica regional, auxiliando na confecção do mapeamento das unidades de relevo, bem como na delimitação das áreas de amostragem, que serão posteriormente discutidas.

### **5.1.3 Compartimentação das unidades morfológicas do Piemonte da Borborema**

Este item foi elaborado de modo a organizar as principais informações estruturais, tectônicas e litológicas da área de estudo e entorno e como estes fatores influenciam no modelado. Morfoestruturalmente a área está inserida dentro do Piemonte da Borborema definido por Corrêa *et al.*, (2010), limitada à oeste pelo Planalto da Borborema e à leste pelo Planalto sedimentar litorâneo. Destes três grandes domínios resultaram oito compartimentos (Figura 26) que foram obtidos através da análise dos dados hipsométricos e litológicos, que juntamente com os dados dos fotoneamentos e de RDE, além da interpretação de perfis topográficos.

O entendimento da compartimentação das unidades de relevo na área em bases morfoestruturais, requer um posicionamento das formas de relevo face à evolução da história litológica da região. A hierarquização das formas observadas na paisagem reflete uma sequência de eventos tectônicos e denudacionais iniciados no final do Mesozoico, responsáveis por produzir um mosaico de paisagens regionais que compõem a área de estudo. Sendo assim, o resgate desta sequência de eventos é fundamental na construção de uma compartimentação geneticamente coerente.

Figura 26 - Unidades de Relevo para a área estudada.



### 5.1.3.1 Domínio do Planalto da Borborema

Esse domínio apresenta as superfícies mais elevadas para a área estudada, com superfícies de cimeira atingindo cotas altimétricas por volta de 700 metros, caracterizada por um relevo escarpado com encostas abruptas nos seus limites. Possui diversos patamares altimétricos derivados de esforços tectônicos de margem passiva, em resposta à flexura da borda continental. A orientação dessas superfícies está de acordo com as zonas de cisalhamento presentes na área, como a Zona de Cisalhamento Pernambuco de direção W-E e as demais zonas de cisalhamento que derivam desta que possuem direção WSW-ENE e SW-NE, preferencialmente.

As **cimeiras com cobertura elúvio/coluvionar** abrangem as áreas de cabeceira de drenagens como a do rio Capibaribe-Mirim, Siriji e Tracunhaém, apresentando cotas altimétricas acima de 400 metros. A área contém uma baixa densidade de drenagem, estando os cursos dos principais rios encaixados na direção WSW-ENE, como já observado nas análises dos fotolineamentos e RDE. No transecto da área (Figura 27) percebe-se que a paisagem é composta por uma sequência de cristas e vales relativamente abruptos basculados em direção à costa.

Figura 27 - Perfil longitudinal da unidade cimeira com cobertura elúvio/coluvionar.



Entretanto, devido a presença de um manto de intemperismo fracamente dissecado controlando a morfologia, as formas neste setor se apresentam mais escarpadas (Figura 28). Esta configuração advém do intemperismo das rochas *in situ* e, devido às quebras de patamares em direção a costa houve a criação de diversos espaços de acomodação, muitos deles preenchidos por uma cobertura coluvial transportadas à curta distância com origem no próprio manto de alteração ou retrabalhamento de antigos coluvionamentos.

Figura 28 - Setor de cimeira da área de estudo.



Já a **Escarpa dissecada** está localizada imediatamente à leste do compartimento de cimeira, com cotas altimétricas que variam entre 400 e 300 metros (Figura 29). Para a área de estudo, esta unidade está concentrada no limite sul, servindo como divisor da bacia do rio Capibaribe onde se mostra mais acentuada em direção à costa (Figura 30A), bem como na área central do mapa entre as bacias do rio Tracunhaém e Capibaribe-Mirim.

Da mesma forma que a unidade anterior, apresenta uma baixa densidade nos canais e exibem níveis topográficos sob a forma de degraus relacionadas a ideia da erosão diferencial, onde há subordinação do relevo às estruturas geológicas reativadas ou superimpostas, garantindo uma maior dissecação devido ao gradiente gravitacional criado pelo desnivelamento altimétrico que sofreu regressão e rebaixamento das encostas, sobrando testemunhos estruturais da antiga linha do *front escarpado* do Planalto da Borborema sob a forma de divisores festonados (Figura 30C).

Há ainda de se atentar para a ocorrência na paisagem de domos estruturais dissecados (FONSÊCA & CORRÊA, 2016) localizados por toda a extensão da área em cotas altimétricas que variam de 350 a 300 metros, normalmente marcados por zonas de cisalhamentos e/ou falhas normais. Estão litologicamente atrelados a rochas intrusivas atuando como relevos estruturais (Figura 30B) do tipo *inselbergs* de piemonte antecedendo as escarpas do Planalto da Borborema propriamente dita.

Figura 29 - Perfil longitudinal da unidade escarpa dissecada.

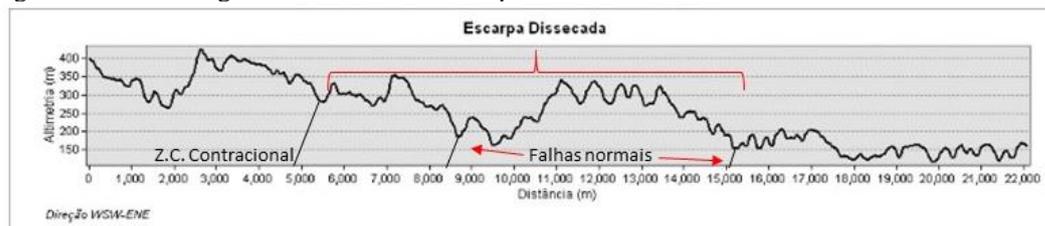
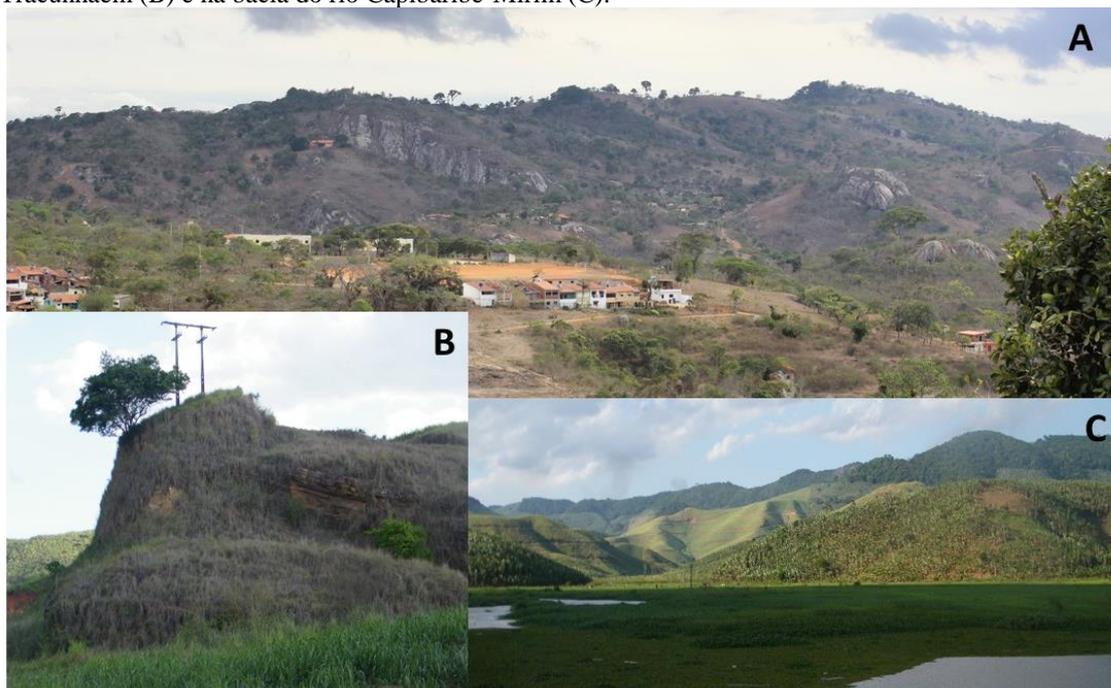


Figura 30 - Setores da unidade escarpa dissecada na bacia do rio Capibaribe (A), no limite da bacia do rio Tracunhaém (B) e na bacia do rio Capibaribe-Mirim (C).



### 5.1.3.2 Domínio do Piemonte da Borborema

O domínio do Piemonte da Borborema se divide em virtude dos contextos litológicos aos quais se sobrepõe, sendo morfologicamente definido por um domínio de formas convexas com diversos graus de isolamento ou agrupamento, apresentando altitudes abaixo dos 200 metros (FONSÊCA *et al*, 2016). Este domínio é seccionado por uma densa rede de drenagem de morfologia ora dendrítica, ora condicionadas pelas estruturas lineares subjacentes, com rios apresentando trechos de canais retilíneos, mudanças de direção em ângulo reto e *knickpoints* que originam corredeiras.

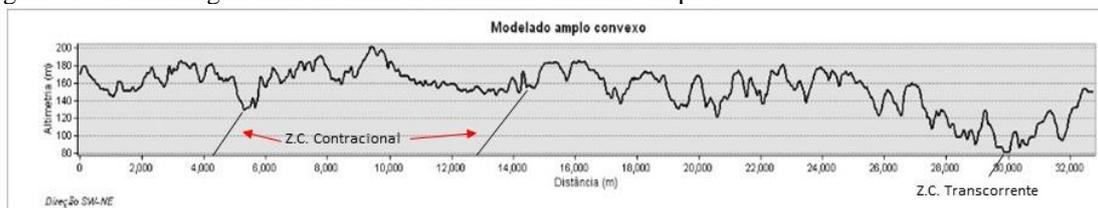
Para a área de estudo, o piemonte se subdivide em duas unidades sem substanciais variações altimétricas, sobre litologias dos complexos mesoproterozoicos, com rochas predominantemente metamórficas e plutônicas, derivando assim para modelados com

morfologia pluriconvexas que vão ficando mais aguçadas à medida que se afastam da linha de costa. Devido a configuração geológica o relevo se apresenta em forma de alinhamento de cristas, algumas dessas bastante dissecadas, além de maciços estruturais isolados por zonas de cisalhamento pré-cambrianas.

Os vales geralmente apresentam uma morfologia transversal em “V”, com fundos intensamente colmatados pela sedimentação quaternária e mesmo antropogênica, sobretudo nos setores mais úmidos. Ao passo que em direção ao continente, rampas suaves começam a ser definidas entre planícies aluviais que acompanham longitudinalmente a base dessas colinas, sob a forma de pedimentos (Figura 32), atestando a diminuição dos totais pluviométricos e, por conseguinte, a diminuição dos mantos de intemperismo.

O **Modelado convexo amplo** ocupa grande parcela da área estudada e como o nome já sugere, trata-se de uma unidade dominada por setores colinosos intercalados por pedimentos nas áreas mais para o interior do continente ou vales extremamente colmatados em direção ao litoral (Figura 31). O relevo colinoso apresentam feições individualizadas com topo mais ou menos planos a arredondados e vertentes convexo-côncava com cabeceiras de drenagem em anfiteatro (Figura 32A e B), típicas do relevo cristalino sob o domínio morfoclimático úmido.

Figura 31 - Perfil longitudinal da unidade Modelado convexo amplo.



Esta unidade, marcada pelos processos de intemperismo químico, favorecem a formação de rampas de colúvio das mais variadas extensões, mas devido aos fatores climáticos, tais coluvionamentos geralmente ficam aprisionados em setores de média encosta e até mesmo na alta encosta, formando pacotes sedimentares delgados, predominando o processo de rastejo. Já as áreas pedimentares que se interdigitam com os modelados colinosos, são marcados pela pouca dissecação e ausência de cobertura sedimentar neógena (Figura 32A), transitando para os maciços estruturais formando encostas côncavo-planar.

Figura 32 - Setores da unidade Modelado convexo amplo na bacia do rio Capibaribe-Mirim (A) e do rio Capibaribe (B).



Estas áreas, denominadas como **Modelado convexo amplo com topos tabulares** estão presentes no setor norte da área estudada (Figura 33A) e como pequenos divisores entre a bacia do rio Capibaribe-Mirim e a bacia do rio Tracunhaém e entre esta última e a bacia do rio Capibaribe (Figura 33B). São caracterizadas por serem uma área limítrofe entre o embasamento cristalino do Piemonte da Borborema e o embasamento sedimentar do Planalto sedimentar litorâneo, marcada por um nível de eversão, sob a forma de uma superfície exumada.

Morfológicamente este modelado se apresenta pouco dissecado (Figura 34C), com topos apresentando uma camada composta por pavimentos detríticos (Figura 34B), algumas vezes soterrados por coluvionamentos ou apresentando sucessivas camadas de pavimentos intercalados por coluvionamentos, equivocadamente interpretados como sedimentos da Formação Barreiras.

Figura 33 - Perfil longitudinal da unidade Modelado convexo amplo com topos tabulares.

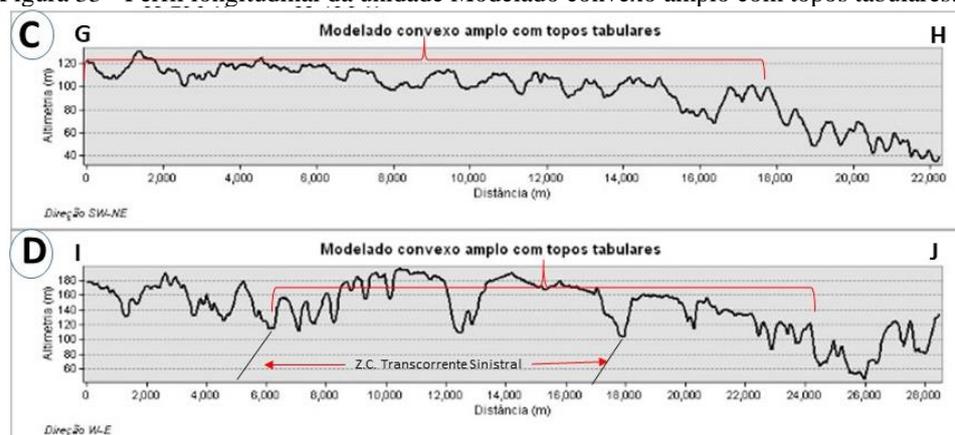
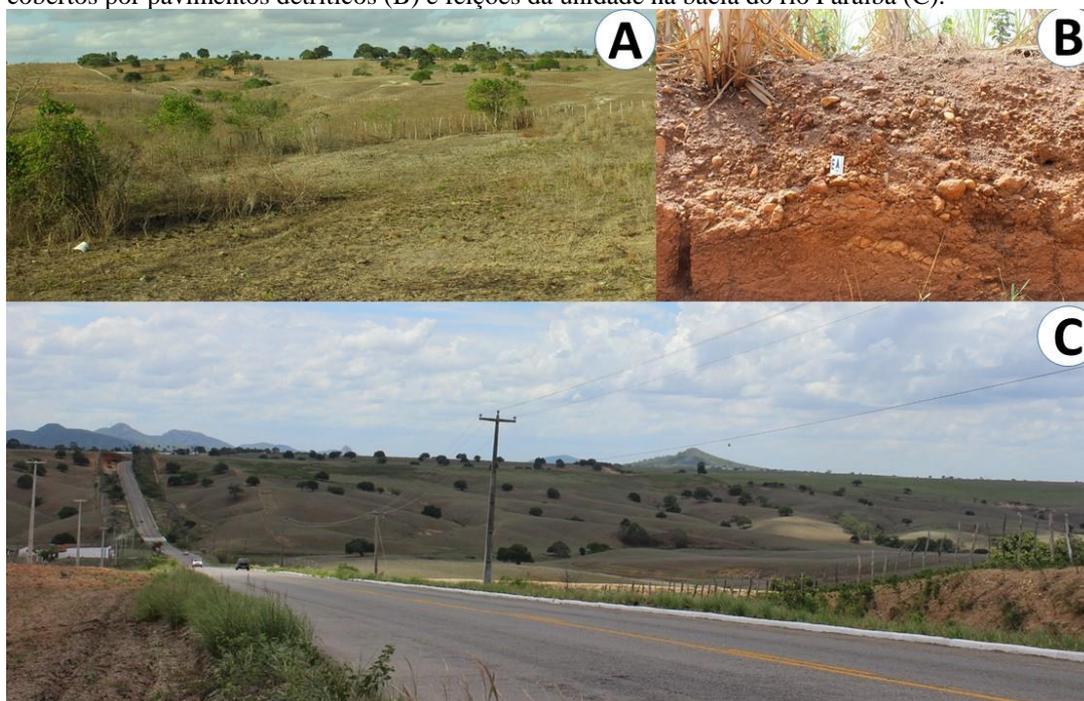
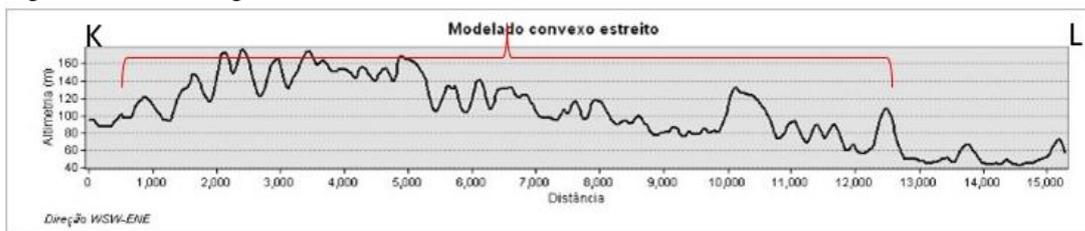


Figura 34 - Setores da unidade Modelado convexo amplo na bacia do rio Tracunhaém (A), topos do modelados cobertos por pavimentos detríticos (B) e feições da unidade na bacia do rio Paraíba (C).



No limite sul da área estudada, há uma outra unidade pertencente ao Piemonte da Borborema que ocorre de forma contígua às unidades acima descritas ao sul da Zona de Cisalhamento Pernambuco. A morfologia predominante é dada por colinas amplas e topos majoritariamente largos, cuja a relação topo-encosta varia de convexa a retilínea (Figura 35). O arcabouço litológico subjacente são os sedimentos mesozoicos da Bacia Pernambuco, bastante dissecados pela rede de drenagem, não formando superfícies contínuas de topos e divisores, como nas unidades anteriores.

Figura 35 - Perfil longitudinal da unidade Modelado convexo estreito.



Assim, a sobrelevação da região em conjunto com o substrato cristalino adjacente já bastante intemperizado, resultando numa dissecação homogênea, sem a presença de *fall-lines* regionais entre a borda interna da bacia e o embasamento cristalino (FONSÊCA *et al*, 2016), a exceção de alguns cursos d'água onde a erosão diferencial ao longo dos canais define seções inclinadas, marcando rupturas entre os domínios litológicos se expressando na paisagem sob a forma de rápidos e corredeiras.

#### 5.1.3.3 Domínio do Planalto Sedimentar Litorâneo

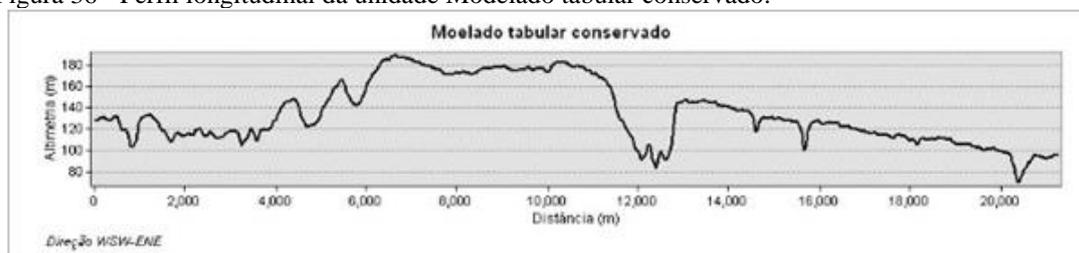
Este domínio está presente, de forma relativamente contínua ao norte da Zona de Cisalhamento Pernambuco e, de forma fragmentária ao sul do mesmo, estabelecido sobre litologias da Bacia Paraíba e, sobretudo, do capeamento cenozoico que recobre a mesma, por vezes relacionados aos sedimentos da Formação Barreiras de idade neógena. Estruturalmente, este baixo planalto apresenta uma disposição homoclinal do preenchimento da Bacia Paraíba com flexura em direção à costa.

Diante disto, o relevo se desenvolve a partir da erosão regressiva das cabeceiras através do entalhamento ativo dos sedimentos incoesos que compõem o substrato deste domínio, atingindo em alguns vales mais entrincheirados, as formações mesozoicas subjacentes. Genericamente, a morfologia é dominada por divisores amplos e tabulares, dissecados por vales consequentes de primeira ordem que normalmente confluem paralelamente para um coletor principal adaptado às estruturas lineares que interceptam transversalmente a linha de costa (FONSÊCA *et al*. 2016), atreladas a direção preferencial as zonas de cisalhamento pré-cambrianas do embasamento.

O **Modelado tabular conservado** (Figura 36) está distribuído nos setores nordeste e em uma pequena parcela do setor sudeste da área trabalhada, exercendo a função de baixos divisores entre as bacias hidrográficas. Estas formas tabulares apresentam uma forma alongada, estruturadas ora por sedimentos da Formação Barreiras, ora por sedimentação elúvio/coluvionar

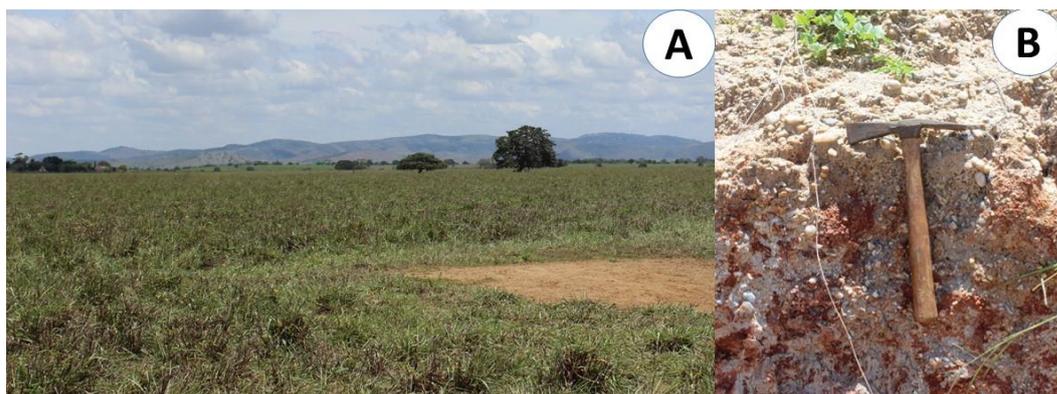
e com um direcionamento geral SW-NE, obedecendo ao direcionamento da rede de drenagem formando um padrão subparalelo, indicando o controle estrutural.

Figura 36 - Perfil longitudinal da unidade Modelado tabular conservado.



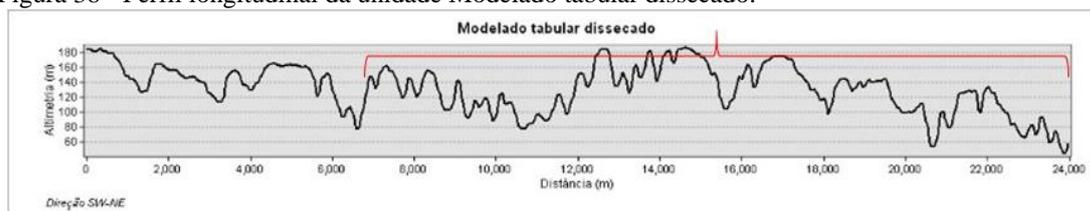
Como o próprio nome da unidade sugere, os topos são bastante preservados (Figura 37A) e em alguns casos ligeiramente convexos cujo o material possui uma granulometria arenosa, favorecendo a infiltração das águas pluviais, evidenciada pela eluviação da fração argila. Os divisores tabulares estão estruturados ora por litofácies do tipo fluxo de detritos como unidade basal, ora por litofácies do tipo lamito como cobertura do topo (Figura 37B). Em estudos anteriores (BEZERRA *et al*, 2008) foi atestado que estas litofácies datam do Pleistoceno Superior, com idades variando de 22Ka AP a 109Ka AP para o lamito e de 128 Ka a 224Ka AP para o fluxo de detritos. Estes depósitos se apresentam geralmente organizados sob a forma de leques coluviais e, a partir da coalescência destes, desenvolvem-se pequenos alvéolos de circundenudação e erosão regressiva, aonde se instalam as cabeceiras de primeira ordem.

Figura 37 - Setores da unidade Modelado tabular conservado na bacia do rio Paraíba (A) e detalhe de fluxo de detritos estruturadores do modelado (B).



Já o **Modelado tabular dissecado** (Figura 38) corresponde a segunda unidade morfológica da área estudada, ocorrendo em setores mais próximos à linha de costa à norte e leste e, ao eixo das principais redes de drenagem. Esta unidade dialoga com a anterior por meio de eixos alongados, conservando em algumas situações a continuidade espacial com o modelado tabular conservado, diferindo destes devido aos divisores mais estreitos e rebaixados, cuja a distância interfluvial não chega a 500 metros e altitudes que variam entre 50 e 100 metros.

Figura 38 - Perfil longitudinal da unidade Modelado tabular dissecado.



Esta unidade, à medida que se encaminha para a linha de costa e transitam para as planícies, adquirem uma morfologia de sucessivas formas cada vez mais rebaixadas e convexa (Figura 39A), por vezes formando outeiros baixos e isolados (Figura 39B). Estas formas normalmente encontram-se recobertas por um capeamento da Formação Barreiras e por uma sedimentação elúvio/coluvionar, e assim como na unidade anterior, muitas vezes interpretadas erroneamente como sedimentação da Formação Barreiras, quando na melhor das hipóteses, seria um retrabalhamento desta.

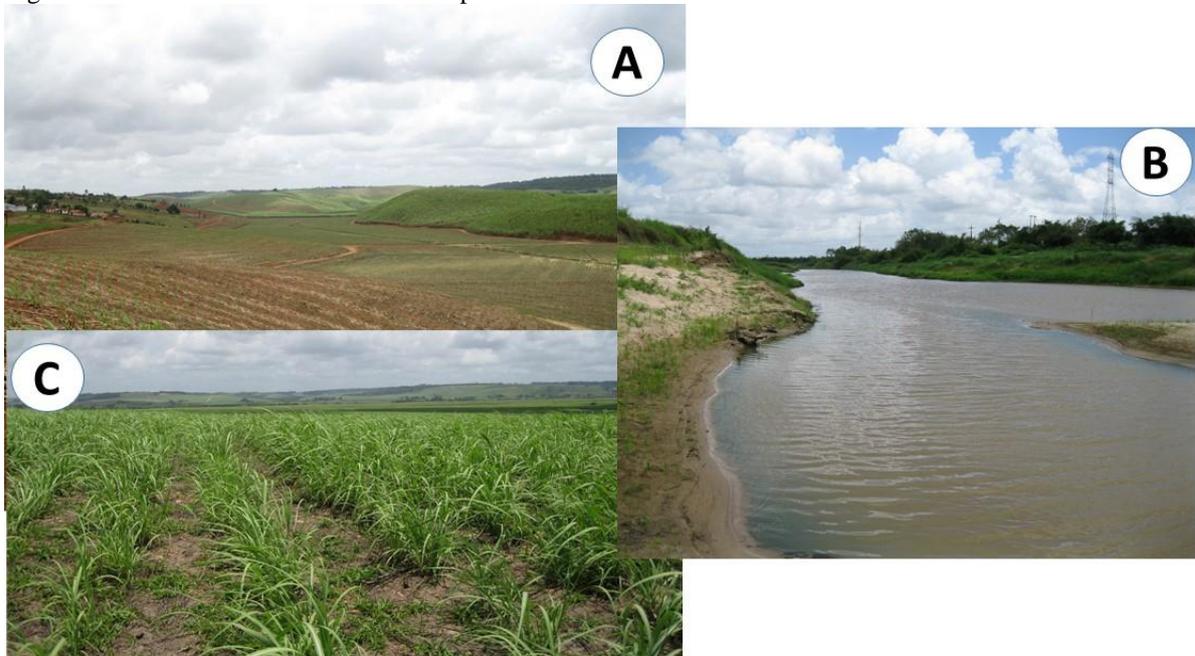
Por fim, para a área tem a unidade de **Planícies indiferenciadas** que representam um conjunto de padrões planos, separados em níveis altimétricos variantes de 40 a 10 metros em direção ao litoral, caracterizando modelados deposicionais de origem fluvial. Incluem-se nessas áreas os plainos aluviais (Figura 40A), com sedimentação mais arenosa e depositados pela própria rede de drenagem em contribuição com a sedimentação oriunda das encostas; os terraços fluviais (Figura 40B), formas associadas às drenagens principais, apresentando níveis escalonados em direção ao eixo dos rios, demonstrando o contínuo rebaixamento dos níveis de base; e as planícies fluviais (Figura 40C) propriamente ditas, correspondentes a áreas baixas, alargadas e planas ao longo dos vales.

Através das análises morfométricas e morfoestruturais da área de estudo, foi possível estabelecer com mais acurácia as possíveis áreas onde seriam encontrados depósitos de interesse para o estudo. Os fotolineamentos e a análise dos índices RDE nortearam acerca das quebras de patamares, possivelmente geradoras de áreas acumulação, bem como de possíveis “desmantelamentos” no que tange às mudanças nos níveis de bases, responsáveis por modificações na paisagem que foram deveras importantes para a construção do mapa de unidades de relevo. Assim, o tópico acima descrito, foi determinante na escolha das áreas de coleta amostrada que será descrito a seguir, auxiliando no entendimento da dinâmica da paisagem do setor oriental do Piemonte da Borborema.

Figura 39 - Setores da unidade Modelado tabular dissecado na bacia do rio Botafogo (A e B).



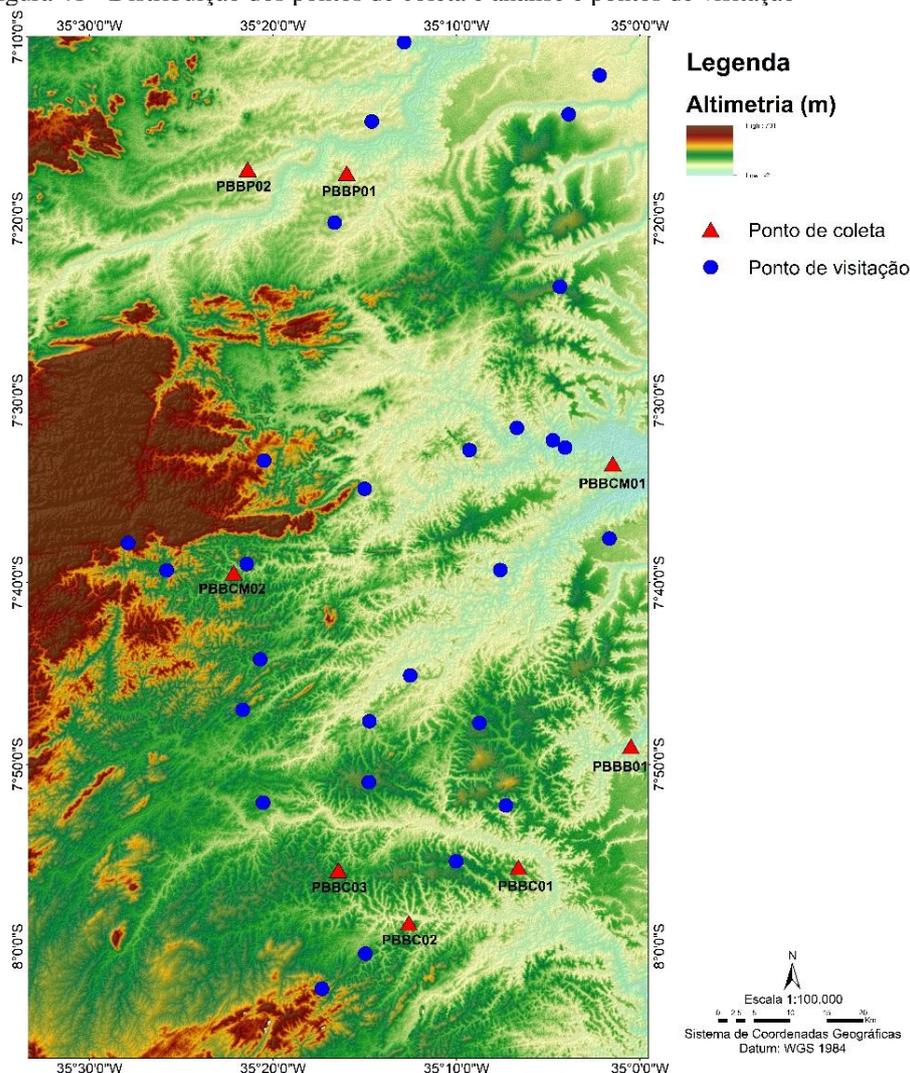
Figura 40 - Setores da Unidade de Relevo planícies indiferenciadas.



## 5.2 ÁREAS DE COLETA, PROPRIEDADES SEDIMENTOLÓGICAS, GEOQUÍMICAS E GEOCRONOLÓGICAS DO SETOR ORIENTAL DO PIEMONTE DA BORBOREMA

No decurso dos trabalhos de campo, a área de estudo foi visitada, baseado na observação das relações morfoestratigráficas, com o intuito de identificar, mapear e caracterizar as unidades deposicionais quaternárias. Os pontos amostrados foram escolhidos levando-se em consideração a distribuição espacial que melhor demonstrasse a dinâmica geomorfológica para a região e também levou em consideração dados de estudos anteriores que pudessem complementar a presente pesquisa e preencher possíveis lacunas espaciais. Sendo assim, foram selecionadas oito seções colunares, as quais apresentam uma distribuição espacial de modo a contemplar de forma mais fidedigna a dinâmica geomorfológica da área (Figura 41), além das informações morfoestratigráficas das unidades deposicionais.

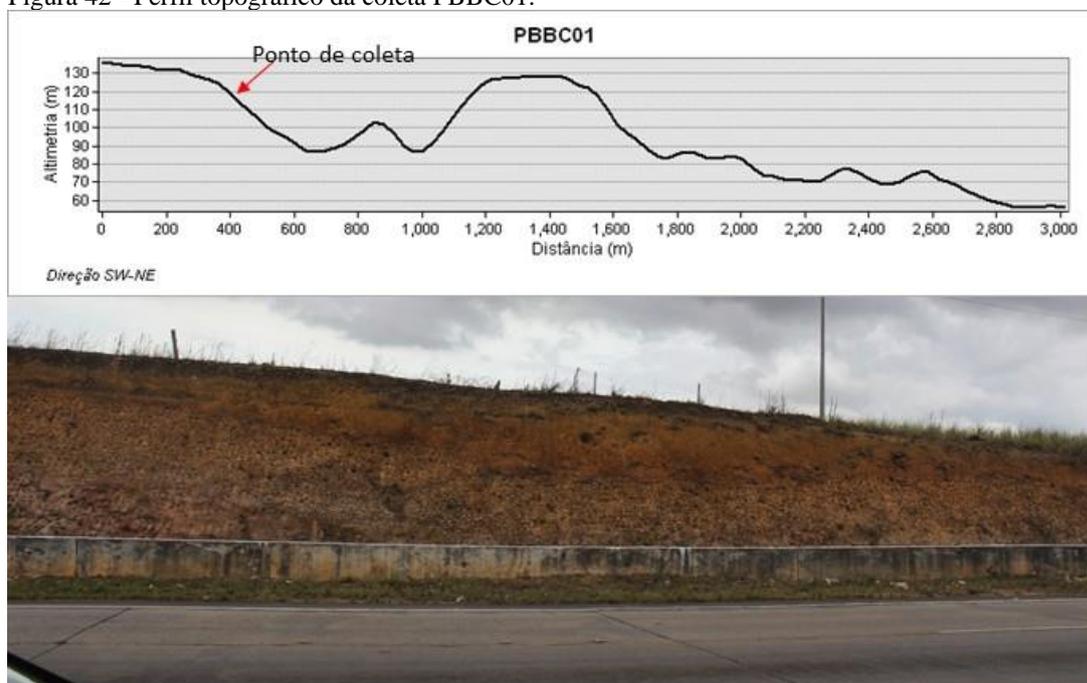
Figura 41 - Distribuição dos pontos de coleta e análise e pontos de visitação



### 5.2.1 Perfil Piemonte da Borborema Bacia do Capibaribe 01 (PBBC01)

O primeiro ponto de amostragem está situado a 130 metros de altitude sobre um corte às margens da BR-408, estruturando o topo e se estendendo em direção à meia encosta de um modelado amplo com os topos tabulares revelados pelo transecto (figura 42), cujo o desnível em relação ao nível de base local é de 70 metros. O perfil amostrado apresenta uma espessura de 13.6 metros (Figura 43A) e comprimento total de 260 metros, com variação de textura conforme o nível deposicional e cor avermelhada, ao longo de todo o perfil. Na base, percebe-se um manto de alteração, seguida por uma cascalheira matriz-suportada, sobreposta por um material de textura mais fina.

Figura 42 - Perfil topográfico da coleta PBBC01.



O pacote deposicional conglomerático, cuja a espessura é de 3.85 metros, apresenta características de um sistema de transporte e deposição fluvial, com clastos que apresentam um grau de arredondamento compatíveis com este tipo de transporte, caracterizado por uma granodecência ascendente intercaladas pela matriz, sugerindo que houve vários eventos deposicionais. A matriz que envolve este depósito (PCBC01B) está classificada entre uma areia siltica (Figura 43E), com porcentagens de cascalho, areia, silte e argila de 5.52%, 45.04%, 44.69% e 4.75%, respectivamente, corroborando com a interpretação de um depósito com origem fluvial, que também é demonstrado pelo diagrama de hidrodinâmica (Figura 43D), cujo

o resultado classificou a matriz deste depósito como tendo uma hidrodinâmica muito alta, ou seja, bastante água durante o processo deposicional.

Já a amostra PBBC01A apresenta 3.82 metros de espessura do topo até a base do pacote sedimentar no contato com a amostra PBBC01B, cuja a composição é siltica arenosa (Figura 43C), com presença e grânulos de quartzo em toda sua extensão e apresentando porcentagens granulométricas de 1.7% para cascalho, 22.8% para a fração areia, 65.8% para a fração silte e 10.1% para a fração argila. Estas características sugerem que este material seja um depósito de origem coluvial, ratificando a interpretação feita de acordo com a morfologia do depósito, que se apresenta mais delgado no topo e mais espesso à medida que preenche a concavidade.

A hidrodinâmica da amostra (Figura 43B) demonstra que o material sofreu transporte a partir de uma hidrodinâmica muito alta, tal qual a amostra PBBC01B, a diferença está na posição no ternário de Pejrup que, no caso da amostra PBBC01A, sugere que apesar de ter bastante água durante o processo deposicional, este possui uma energia menor devido ao aumento na fração silte e argila deste depósito, sobretudo do silte.

A análise morfooscópica baseada em Folk & Ward (1957) demonstrou que tanto a amostra PBBC01A, quando a amostra PBBC01B, de idade  $3.200 \pm 550$ , são constituídas essencialmente por variações de quartzo, por vezes com revestimento ferruginoso, e uma pequena quantidade de muscovita e ilmenita. Ambas são bastante heterogêneas quanto às formas apresentadas, com grão variando de muito angulosos a arredondados e de prismoidal a discoidal. Grãos transparentes e brilhantes também predominam em ambas amostras.

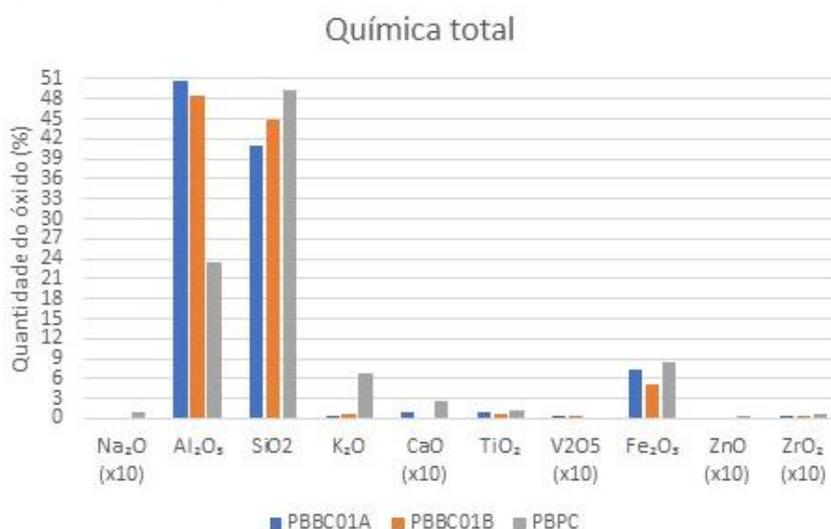
Apesar das similaridades morfooscópicas das amostras, a matriz da amostra PBBC01B demonstrou pequenas diferenças que ratificam a origem diversa dos dois materiais. Nesta amostra, há uma porcentagem dos grãos que apresentaram a textura polida, um grau de arredondamento maior e uma esfericidade mais discoidal, compatíveis com transporte fluvial. Mesmo com estas diferenças, as propriedades ora explanadas demonstram que o material sofreu pouco retrabalhamento no transporte, além da sua proximidade com a área fonte.



Ainda na perspectiva granulométrica as amostras são classificadas como muito pobremente selecionadas e com hidrodinâmica muito alta, diferindo somente no que tange aos graus de assimetria e curtose. A amostra PBBC01A, apresentou assimetria muito negativa e grau de curtose extremamente leptocúrtica, demonstrando que este depósito há o predomínio de frações mais finas e que houve mudanças no ambiente deposicional, em que pode ter sido removida frações mais finas (neste caso, a fração argila), ao passo que a amostra PBBC01B mostrou uma assimetria aproximadamente simétrica e curtose muito platicúrtica. Esta última amostra, como já demonstrado, possui um caráter areno-siltoso, onde a concentração da fração grossa, é um resultado do tipo de transporte, cuja a evacuação dos finos pode ter sido dada por suspensão, depositando os clastos maiores na base do perfil e, à medida que, perdia energia depositava os clastos menores.

No resultado das análises geoquímicas, as amostras demonstraram uma baixa concentração de elementos facilmente mobilizados (Ca e Zn) e no caso da amostra PBBC01B, estes elementos nem foram detectados na análise (figura 44). Elementos como sódio (Na) e magnésio (Mg) sequer foram detectados, o único elemento de relativa mobilidade que apresentou uma concentração significativa foi o potássio (K), onde há um crescimento na concentração na amostra PBBC01B em relação a amostra PBBC01A, o que pode demonstrar a presença de minerais primários, no caso das amostras a presença de muscovita evidenciada pela análise morfoscópica.

Figura 44 - Análise Química total por amostra.



As amostras são caracterizadas pela alta concentração de sílica (Si), alumínio (Al) e ferro (Fe), tendo também concentrações significativas de Titânio (Ti). Os conteúdos totais de SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vão variar de acordo com os litopredomínios (FIGUEIREDO, 1999), além

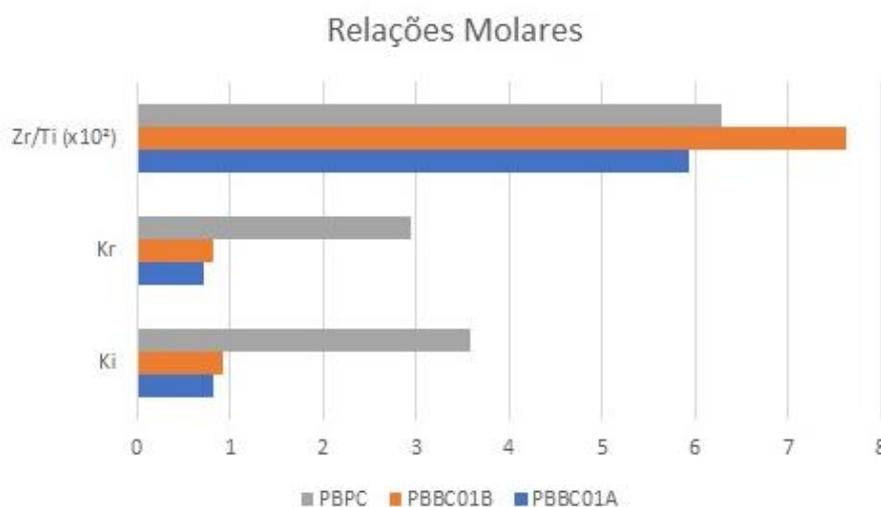
do grau de intemperismo químico dos sedimentos analisados. No caso das amostras deste perfil, percebe-se que a quantidade de Fe na amostra PBBC01A é maior que na amostra PBBC01B, que é acompanhado pela concentração de alumínio (figura 44). As concentrações de sílica são superiores a 40% em ambas as amostras, sendo levemente mais baixa na amostra PBBC01A. O aumento de sílica nas amostras é dado pelo pouco amadurecimento geoquímico dessas amostras e, no caso da amostra PBBC01A, acentuado pela acumulação residual de areia no depósito possivelmente pela eluviação da fração argila.

Considerando que a fração argila é composta principalmente por silicatos hidratados de alumínio e óxido e hidróxidos de ferro, alumínio e titânio (MONIZ, 1972b), a concentração dessas nos dois materiais analisados indicam que os materiais são de fato eventos deposicionais distintos e que o material coluvial PBBC01A está num processo de intemperismo mais evoluído que o material PBBC01B. Porém, tomando como base a idade LOE de  $3.200 \pm 550$  para a amostra PBBC01B e utilizando a lógica que o depósito que a recobre (PBBC01A) seria mais jovem, então pode-se afirmar que o material da amostra PBBC01A possivelmente passou por um processo de intemperismo prévio antes da sua deposição na área atual, neste caso, um intemperismo *in situ* haja vista a presença de muscovita identificada na morfoscopia.

Ainda discutindo sobre o grau de intemperismo dessas amostras, a razão molecular  $K_i$  ( $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) e  $K_r$  ( $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) demonstrou que a amostra PBBC01A é classificada como ferralítica, enquanto que a amostra PBBC01B é considerada como alítica. Tal classificação indica que a amostra coluvial PBBC01A é geoquimicamente mais amadurecida que a matriz do outro ponto amostrado e quando correlaciona os índices  $K_i$  e  $K_r$  (figura 45) das amostras com os índices calculados para o ponto de controle, fica ainda mais evidente o grau de intemperismo ao qual as duas amostras foram submetidas

O pouco amadurecimento geoquímico da amostra basal (PBBC01B) é ratificado pelas concentrações de Zr e Ti que são extremamente baixas (figura 45), uma vez que estes elementos, juntamente com o Fe e Al, tendem a permanecer nos sedimentos durante o processo de intemperismo. As concentrações de Zr e Ti na amostra PBBC01A também sugerem que este material sofreu intemperismo prévio antes do seu transporte até o local atual. Assim, a razão Zr/Ti demonstrou que ambas as amostras apresentam similaridade com a amostra de controle PBPC, composta de material de alteração *in situ*, entretanto o valor encontrado para a amostra PBBC01B aventa a hipótese de que tenha havido outras contribuições sedimentológicas para o depósito além das próprias rochas do embasamento, o que é bastante lógico para sedimentos de origem fluvial.

Figura 45 - Valores Ki e Kr, e razão Zr/Ti.



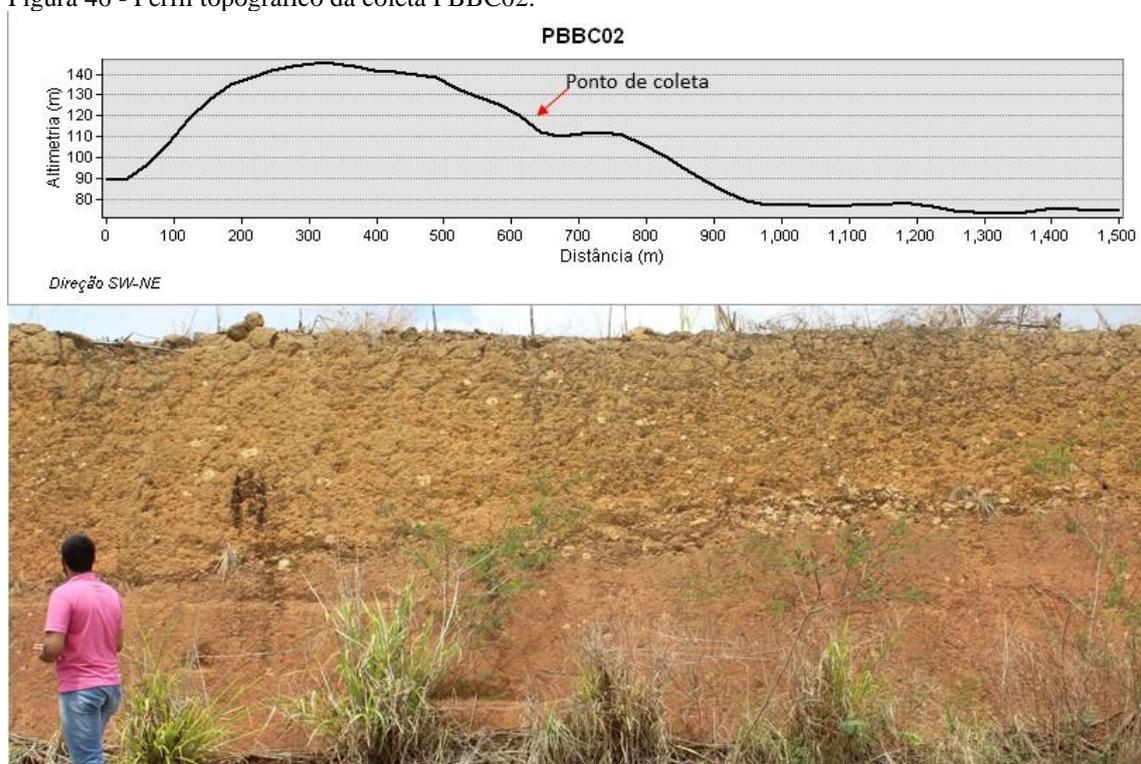
Desta maneira, a partir das análises acima expostas é possível inferir que o perfil PBBC01 é composto por duas diferentes unidades deposicionais, sendo a unidade basal típica de transporte e sedimentação fluvial, devido a constituição dos materiais, ao passo que a unidade que a sobrepõe tem uma origem possivelmente eluvial, retrabalhada por um processo de transporte coluvial de curta distância. A morfologia na paisagem, sugere que o material PBBC01B, a princípio estava condicionado à dinâmica fluvial, passou a condição de modelado denudacional através da mudança no nível de base local por fatores tectono/estruturais, conforme defendido por Silva (2016), responsável pela mudança no curso da drenagem a qual este depósito pode ser relacionado.

Contudo, a idade de  $3.200 \pm 550$  para este depósito, bem como a morfologia da encosta onde o mesmo se encontra, sugere que este material possa ter sido remobilizado a curtíssima distância do topo para a meia encosta, ficando aprisionado em um alvéolo e posteriormente foi soterrado pelo depósito coluvial PBBC01A. Isto posto, os dados demonstraram que os depósitos se encontram num estágio moderado de evolução mineralógica e geoquímica, possivelmente reflexo de fatores climáticos não tão eficientes no que tange ao intemperismo químico.

### 5.2.2 Perfil Piemonte da Borborema Bacia do Capibaribe 02 (PBBC02)

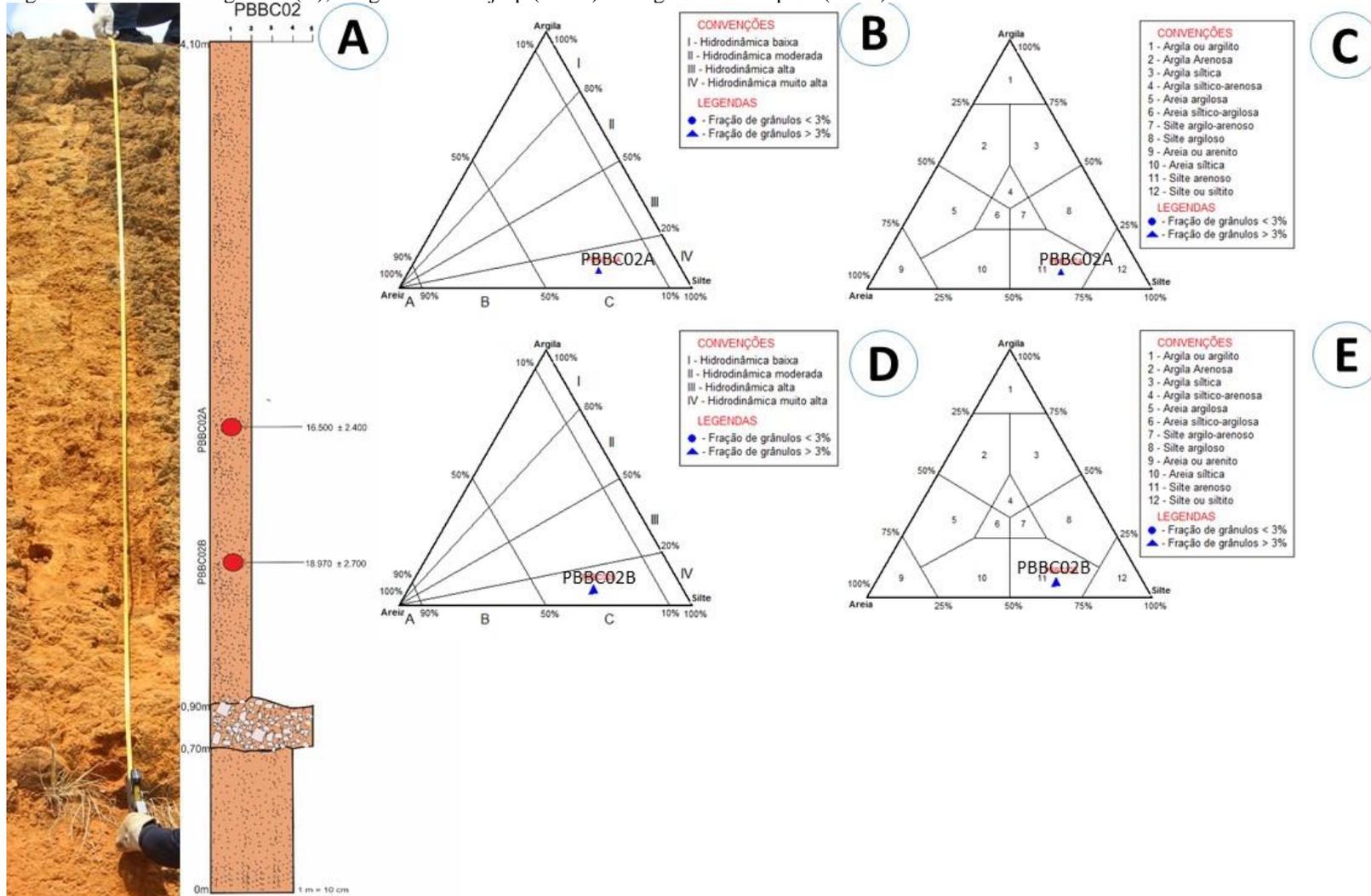
Já o segundo ponto amostrado está localizado próximo ao limite norte do município Lagoa do Carro, próximo ao curso principal do rio Goitá subordinada diretamente ao curso principal do rio Capibaribe, a uma altitude de 125 metros acima no nível do mar (Figura 46). O Depósito apresenta uma coloração alaranjada, com predominância textural fina, separada do manto de alteração por uma delgada *stone line* matriz suportada composta por clastos angulosos provenientes da destruição dos veios de quartzo do próprio embasamento.

Figura 46 - Perfil topográfico da coleta PBBC02.



O perfil de coleta tem 4.10 metros de espessura (Figura 47A), subdividida em três unidades, a unidade basal que tem 70 centímetros de espessura e é composta pelo manto de alteração, sobre essa camada segue 20 centímetros de *stone line* e, por fim, o material deposicional analisado com espessura de 3.20 metros, com aspecto maciço e coloração semelhante à da alterita. Deste material deposicional foram coletadas duas amostras, PBBC02A coletada a altura de 2.20 metros da base do perfil e a amostra PBBC02B coletada a 1.60 metros da base.

Figura 47 - Perfil estratigráfico (A), Diagramas de Pejrup (B e D) e Diagrama de Shepard (C e E).



O pacote como um todo apresenta características de um depósito coluvial aprisionado num alvéolo localizado na meia encosta, com aspecto textural coeso, não sendo possível distinguir visualmente o limite entre os dois pacotes coluviais, motivo pelo qual foram coletadas duas amostras. Ambas amostras estão classificadas como silte arenoso (Figura 47C e 47E), diferindo apenas no que tange à proporção das frações granulométricas. A amostra PBBC02A apresenta a proporção de 2.3% de cascalho, 27.8% de areia, 64.2% de silte e 5.7% de argila, ao passo que na amostra PBBC02B a proporção de cascalho, areia, silte e argila é de 3.7%, 29.4%, 62.5% e 4.4%, respectivamente, dando a ideia de que se tratava de dois eventos deposicionais distintos.

Tais dados estão em conformidade com os gráficos de hidrodinâmica das amostras que, embora estejam classificadas tendo uma hidrodinâmica muito alta (Figura 47B e 47D), há uma sutil diferença na posição do ponto plotado referente à essas deposições, onde a amostra PBBC02B apresenta uma hidrodinâmica voltada para um transporte cujo o material é mais arenoso e com frações granulométricas maiores que a amostra PBBC02A. Através dessa perspectiva pôde-se inferir que além de depósitos distintos, eles apresentam possivelmente estágios de amadurecimento granulométrico distintos, onde a amostra PBBC02A seria um material retrabalhado.

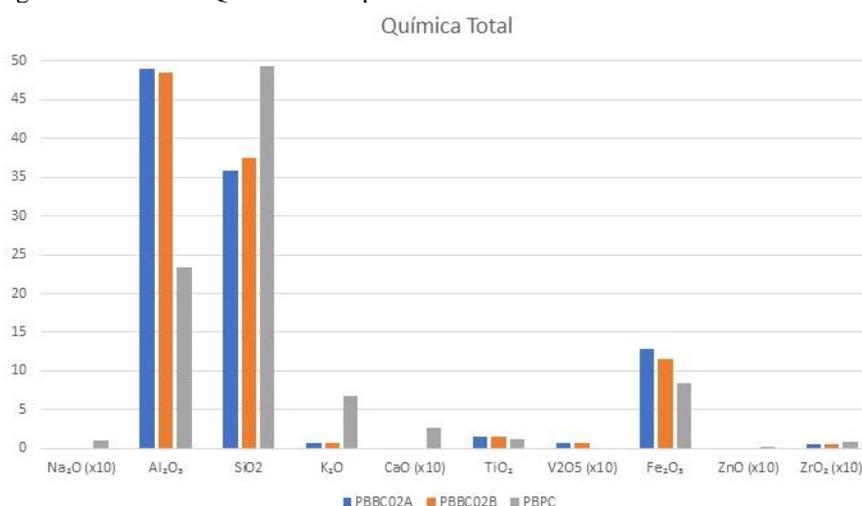
Os indícios de materiais distintos a partir da análise granulométrica das duas amostras, foi ratificado pela análise morfoscópica, que assim como o perfil anteriormente analisado, é composto essencialmente por grãos de quartzo e suas variações ferruginizadas, além da presença de ilmenita. Ambas são heterogêneas no que diz respeito às formas apresentadas, havendo uma predominância de grãos sub-discoidais e discoidais e de sub-angulares e sub-arredondados, da mesma forma que há predominância na textura superficial brilhante e na transparência dos grãos.

Mesmo com as semelhanças, em linhas gerais, dos dados morfoscópicos, estes mostraram particularidades para as duas amostras que corroboraram com a interpretação de dois eventos deposicionais distintos. Exemplo disto está no que se refere ao grau de arredondamento, uma vez que nos grãos da amostra PBBC02B foram encontradas porcentagens de grãos muito angulares, dado não observado na amostra PBBC02A, além da porcentagem de grãos angulares ser maior naquela. Da mesma forma, a porcentagem de grãos transparentes e brilhantes é maior na amostra PBBC02B do que na PBBC02A. Estas particularidades sugerem que a amostra PBBC02B sofreu um transporte mais curto que a amostra PBBC02A, ou no caso de o transporte ter se dado a uma distância semelhante, esta última passou por mais de um processo de transporte e deposição antes da posição atual na paisagem.

De acordo com a classificação granulométrica proposta por Folk & Ward (1957), ambas as amostras estão classificadas como silte médio e se apresentam muito pobremente selecionadas, no que diz respeito ao grau de seleção. São caracterizadas também por apresentarem uma assimetria muito negativa, divergindo apenas no grau de curtose, onde a amostra PBBC02B foi classificada como platicúrtica sugerindo que durante o processo de transporte dessa amostra houve a mistura de subpopulações, interpretação que comunga com o resultado do grau de seleção. Ao passo que a amostra PBBC02A apresentou curtose Mesocúrtica, indicando que mesmo sendo uma amostra pobremente selecionada, não houve a mistura de materiais de granulometrias distintas durante o transporte e, se houve, esta mistura não foi significativa.

Nos resultados geoquímicos os elementos facilmente mobilizados (Ca, Zn, Na) não foram detectados nas amostras do perfil PBBC02 nem mesmo como elemento traço (figura 48), sendo detectado somente o potássio, elemento também considerado como móvel, entretanto não apresentou uma concentração expressiva. Da mesma maneira que o perfil PBBC01, o perfil ora analisado é composto basicamente por altas concentrações de Si, Al e Fe, diferindo daquele no que diz respeito às concentrações, já que no caso das duas amostras do perfil PBBC02 há uma maior concentração de Al, Fe e Ti, sendo a porcentagem do alumínio maior do que a porcentagem de sílica.

Figura 48 - Análise Química total por amostra.

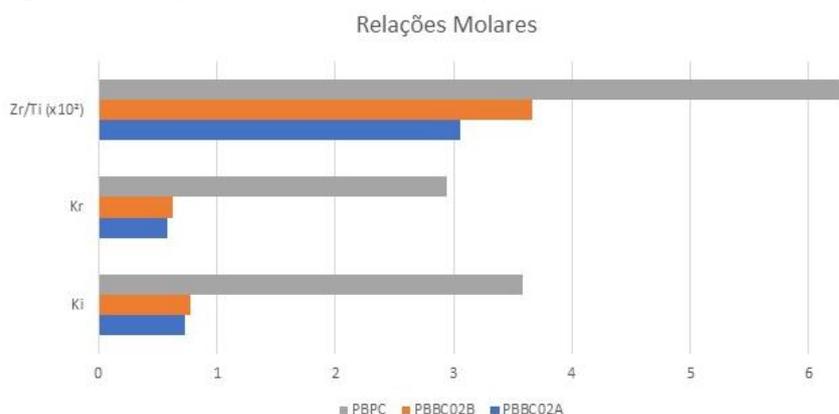


Especificamente dentro do perfil nota-se a maior concentração de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> na amostra PBBC02A do que na amostra PBBC02B, ao passo que a dinâmica para a concentração de SiO<sub>2</sub> é inversa (figura 48). Tais dados revelam que a amostra PBBC02A, que possui idade  $16.500 \pm 2.400$  é mais amadurecida geoquimicamente do que a amostra PBBC02B de idade é

de  $18.900 \pm 2.700$  e, portanto, sofreu mais a ação do intemperismo antes do processo deposicional atual. Estes dados comungam com o percentual da fração silte e argila para a amostra PBBC02A que é mais elevada do que a amostra PBBC02B, o que reflete na concentração de Fe, Al e Ti.

Os índices Ki e Kr revelaram que ambas as amostras se encontram em avançado estágio de intemperismo, apresentando índice Ki menor que 2.2 e Kr menor que 0.75 sendo, portanto, considerados como sedimentos ferralíticos (MONIZ, 1972a) devido as altas concentrações de ferro e, sobretudo, de alumínio. Este resultado é fortalecido pelo aumento dos elementos considerados “estáveis” se comparado com o ponto de controle e diminuição dos que são facilmente mobilizados durante o processo intempérico (figura 49).

Figura 49 - Relações Molares Zr/Ti, Ki e Kr para as amostras.



Por fim, a análise dos elementos zircônio e titânio, contraditoriamente, mostrou o pouco amadurecimento desses depósitos, quando os valores são comparados com o perfil de controle, porém, o acúmulo das demais informações indicam justamente o contrário. Portanto é possível deduzir que estes depósitos estão no estágio avançado de intemperismo, como sugere os índices Ki e Kr, mas estes depósitos provavelmente perderam quantidades da fração argila e, como estes elementos vão ser encontrados essencialmente nessa fração granulométrica, explicaria valores tão semelhantes com o manto de alteração.

Comparando os dois pontos amostrados, mais uma vez fica nítida a diferença do grau de amadurecimento dos dois sedimentos, como já apontados nas análises granulométricas e morfoscópicas e, já traçando um paralelo com as amostras coletadas no perfil PBBC01, os dados geoquímicos indicam que as amostras ora analisadas são, do ponto de vista geoquímico, mais amadurecidas, principalmente comparando com a amostra PBBC01A, que assim com as PBBC02A e PBBC02B, classificados como depósitos coluviais. Entretanto, quando se analisa estas amostras do ponto de vista da geocronologia, as idades encontradas para os dois pontos

apontam que a remobilização dos sedimentos PBBC01A e PBBC01B ocorreram mais recentemente do que os das amostras do perfil PBBC02, mas em ambos os casos, esse processo de transporte e deposição se deu a curta distância.

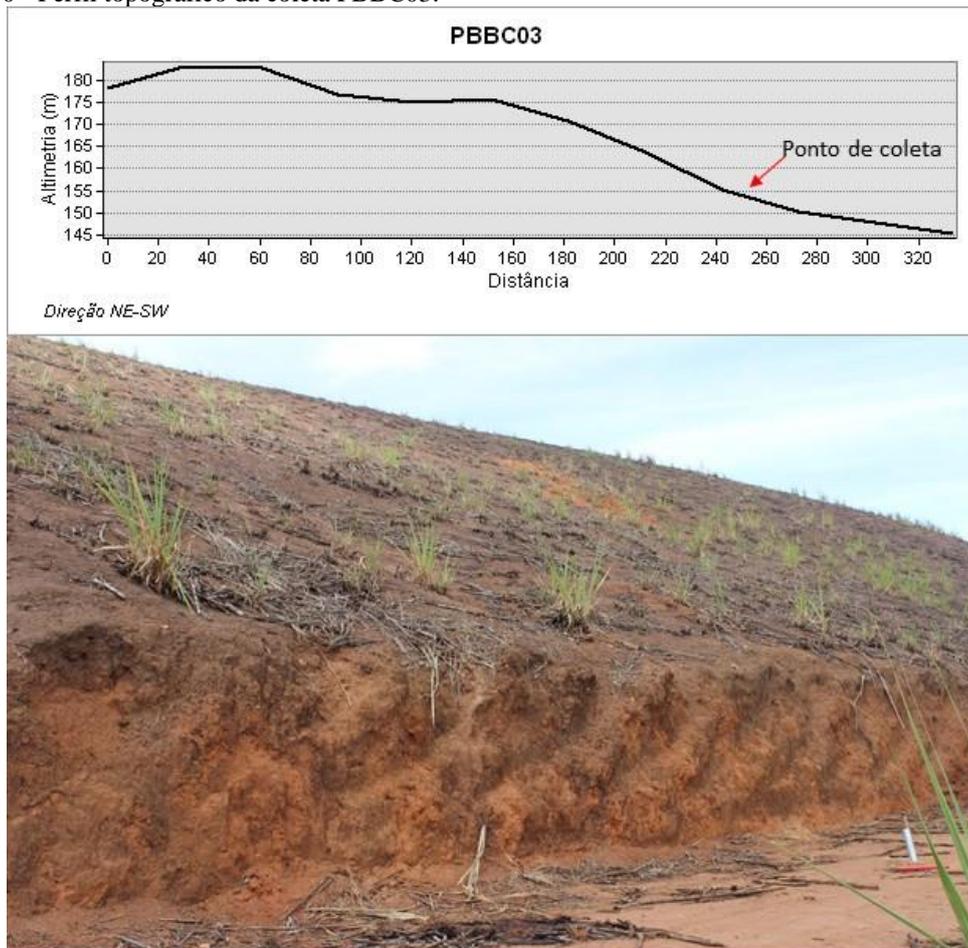
### 5.2.3 Perfil Piemonte da Borborema Bacia do Capibaribe 03 (PBBC03)

O último ponto amostrado na área da bacia do rio Capibaribe está situado a 160 metros de altitude em relação ao nível do mar, dentro da unidade de relevo Modelado Convexo Amplo. O perfil topográfico revela que o ponto se configura como uma rampa de colúvio (Figura 50), depositada num *hollow* e mantendo conexão com o topo convexo da colina e com o fundo de vale colmatado.

O perfil PBBC03 expõe uma espessura de 2.50 metros da base ao topo (considerando somente a espessura final do material coluvial (Figura 51A), com textura homogênea de cor alaranjada ao longo de todo o perfil. Na base, não foi possível visualizar um possível contato com o manto de alteração, nem tampouco foi observado diferenças texturais que sugerissem que se trata de vários coluvionamentos, como no caso do ponto PBBC02. A composição do material é areno-síltica, com a presença de grânulos de quartzo em toda sua extensão. Estes dados sugestionam uma sequência de fluxo de lama, haja vista a falta de descontinuidade erosiva e/ou litológica, o que pode indicar uma constância no processo formativo, além de uma possível manutenção das propriedades sedimentológicas do material parental localizado à montante.

Com a finalidade de obter uma maior acurácia na interpretação, foram coletadas amostras a uma altura de 1.20 metros em relação à base e, a partir das separação granulométrica, a amostra foi classificada como areia síltica (Figura 51C), com porcentagens de cascalho, areia, silte e argila de 9.2%, 49.6%, 34.9% e 6.3%, respectivamente, indicando que este depósito coluvial possivelmente tem relação mineralógica próxima com o material de origem, ou que este material tenha sofrido remoção das frações granulométricas mais finas (silte e argila) durante o transporte e também após ser depositado. A hidrodinâmica verificada através do diagrama de Pejrup (Figura 51B) indica que durante o processo deposicional, este aconteceu dentro de uma hidrodinâmica muito alta, ou seja, com bastante energia, tal qual um fluxo de lama.

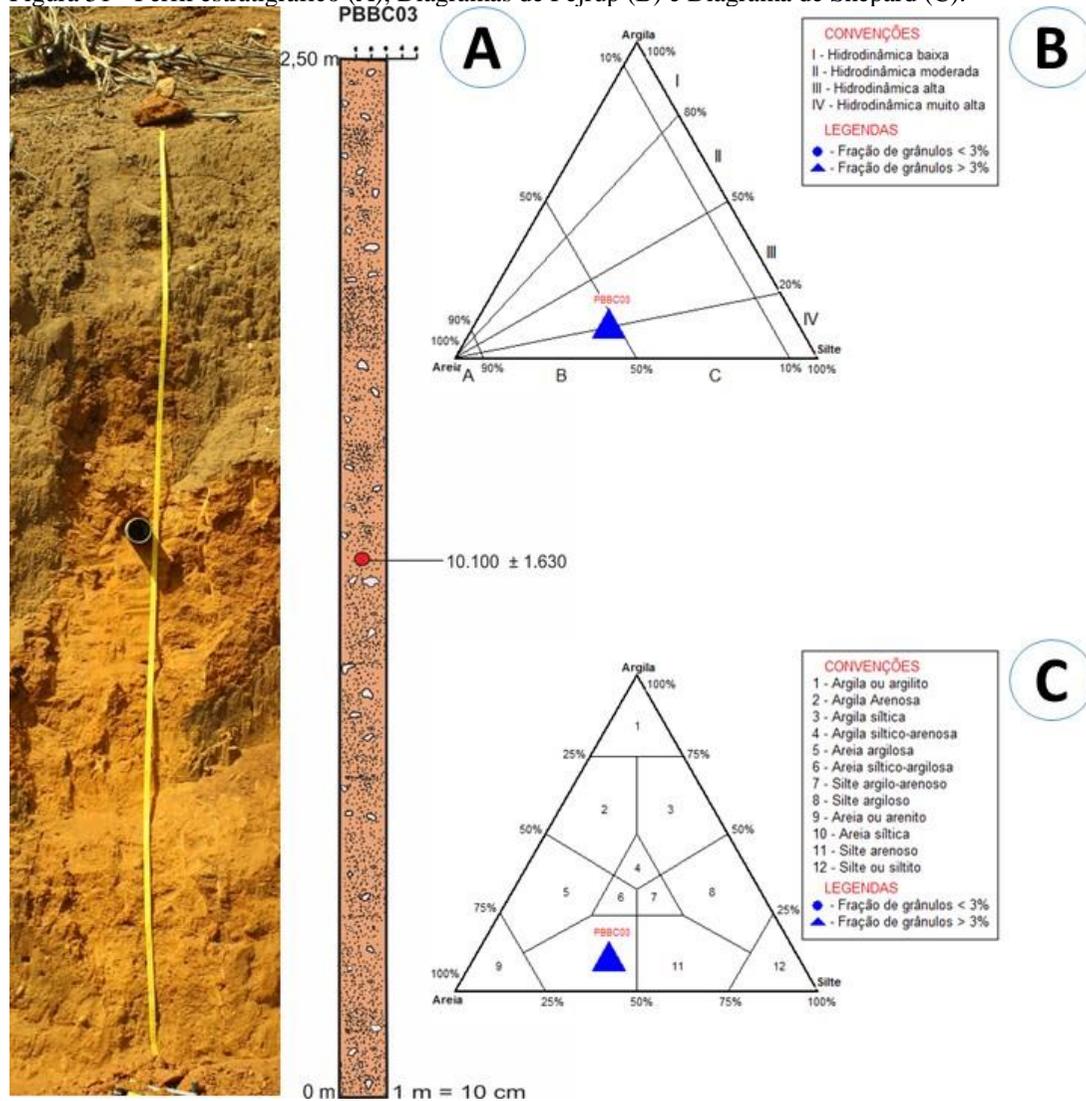
Figura 50 - Perfil topográfico da coleta PBBC03.



Associada a análise granulométrica foi realizada a análise morfoscóptica de 100 grãos presentes na amostra que mostrou que a composição dos grãos é heterogênea, mas como nas amostras já descritas, é composto majoritariamente de grãos de quartzo que por vezes estão revestidos por uma camada ferruginosa, além de grãos de ilmenita que configura como um resíduo do substrato rochoso. No que tange à esfericidade, a amostra PBBC03 é composta por grãos prismoidais a grãos discoidais, sendo mais da metade destes (53%) de grãos sub-discoidal, seguido de grãos discoidais. O grau de arredondamento varia de muito angular a arredondado, estando a maioria dos grãos entre as classes sub-angular e sub-arredondado.

Ademais, os grãos apresentam, em sua maioria, a textura superficial brilhante e transparentes, isto significa que este depósito é composto por materiais com minerais primários em abundância e que, antes de estes minerais pudessem ser destruídos pelo processo de intemperismo, eles foram transportados e o grau de textura e opacidade denotam que a área fonte deste sedimento está próxima da área deposicional.

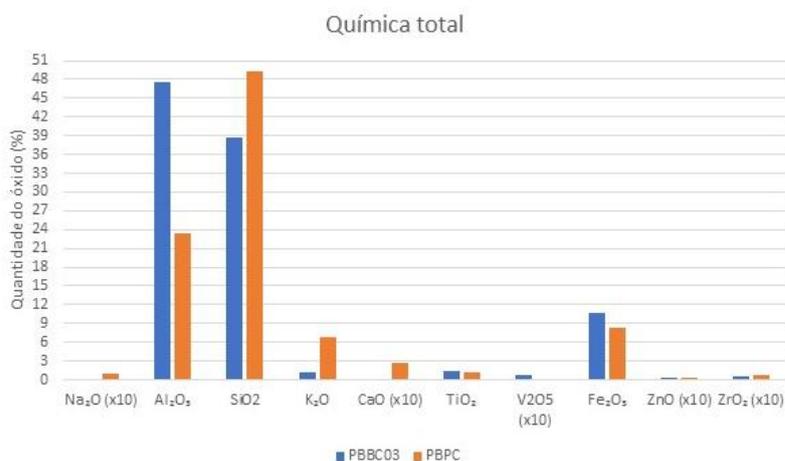
Figura 51 - Perfil estratigráfico (A), Diagramas de Pejrup (B) e Diagrama de Shepard (C).



Desta maneira, a amostra foi classificada como sedimentos cuja a classificação granulométrica é de areia muito fina (FOLK & WARD, 1957), com o grau de seleção muito pobremente selecionado e com assimetria muito positiva, além do grau de curtose platicúrtica. Estes dados indicam que a amostra é composta por uma variação grande no que diz respeito ao tamanho das partículas, havendo um leve predomínio das partículas nas frações grossas. A indicação desse leve predomínio de frações grossas na amostra é ratificada pela curtose platicúrtica, indicando que a distribuição das amostras é praticamente igual para as frações (areia muito grossa, areia grossa, média, fina, muito fina, silte e argila).

A espectrometria de fluorescência de raios-x resultou em dados geoquímicos que demonstram que o sedimento ora analisado não é menos amadurecido mineralogicamente como as análises granulométricas sugeriram, e sim, que este sedimento sofreu perdas das frações granulométricas mais finas, sobretudo a fração argila. Esta afirmação é ratificada quando se analisa o comportamento dos elementos móveis dessa amostra com os da amostra de controle PBPC (figura 52), onde os teores de cálcio e zinco possuem quantidades muito baixas e, no caso do Ca, sequer foi detectado, da mesma forma que o sódio. O único elemento de maior mobilidade que apresentou concentrações significativas, inclusive a mais significativa das amostras até então analisadas, foi o potássio, explicado pelo material fonte deste sedimento.

Figura 52 - Análise Química total por amostra.

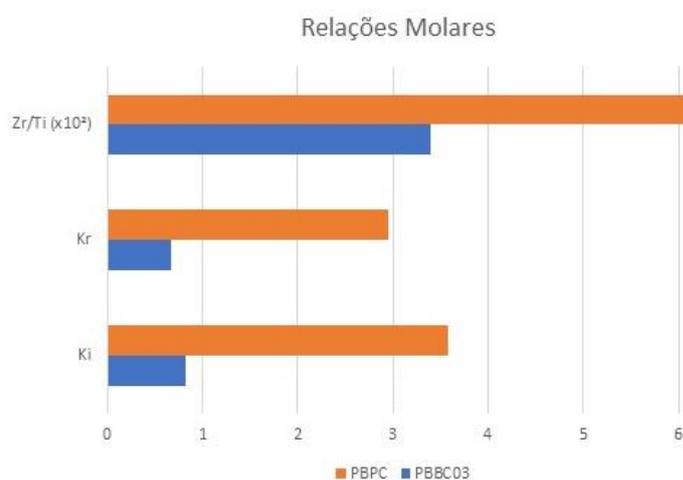


A amostra é caracterizada, essencialmente, por suas altas concentrações de Alumínio e sílica, seguida das concentrações de Fe e Ti (figura 52). O valor desses elementos é bem semelhante das amostras PBBC02, com valores acima de 10% para o teor de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e abaixo de 40% para o SiO<sub>2</sub>, demonstrando que estes sedimentos passaram por um processo de intemperismo prévio antes de serem transportados e depositados na posição atual, ao contrário

dos sedimentos do perfil PBBC01 que possuem teor de sílica acima dos 40% e de ferro abaixo dos 10%, demonstrando o pouco amadurecimento destes.

No cerne do grau de intemperismo da amostra do perfil PBBC03, os índices Ki e Kr (figura 53) apontaram similaridade maior com a amostra PBBC01A do que as amostras do perfil PBBC02, mesmo todas estarem classificadas como ferralíticas. Os dados para a amostra PBBC03 indicam que esta está num grau de intemperismo mais avançado do que a amostra PBBC01B e menos avançado que as amostras PBBC02A e PBBC02B. Porém a idade LOE para a amostra PBBC03 ( $10.100 \pm 1.630$ ) indica que esta sofreu transporte mais tardio que a amostra PBBC01A, tomando como base a idade encontrada para a amostra abaixo desta PBBC01B ( $3.200 \pm 550$ ).

Figura 53 - Relações molares Zr/Ti, Ki e Kr por amostra.



A razão molecular estabelecida pelo zircônio e titânio demonstraram também que os materiais seriam pouco amadurecidos do ponto de vista mineralógico e geoquímico, haja vista a relativa imobilidade destes elementos frente ao intemperismo. Porém, todos os demais elementos encontrados na amostra sugerem que este depósito é bastante amadurecido e, como os elementos Zr e Ti normalmente estão associados à fração argila, se esta foi removida os elementos possivelmente foram.

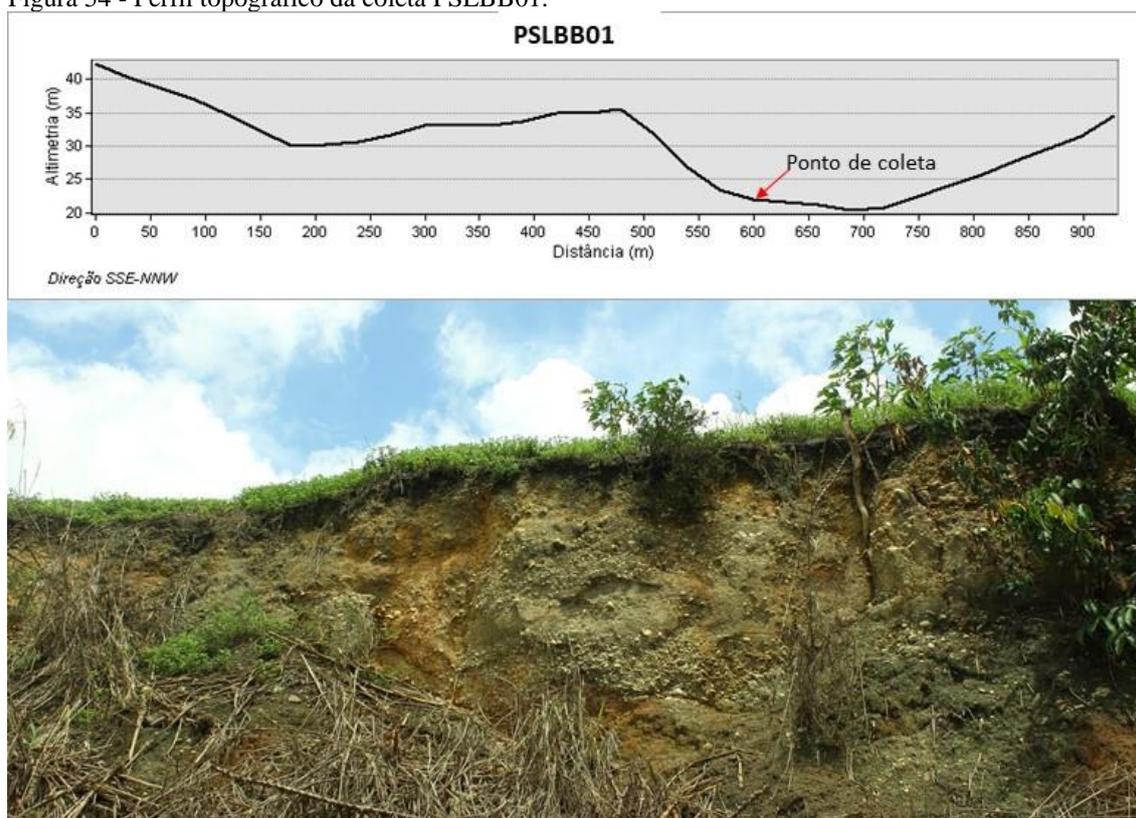
Desta forma, através da análise sedimentológica e geoquímica, fica nítida a diferença no grau de amadurecimento das amostras até então descritas, mesmo se tratando de depósitos colúviais (amostras PBBC01A, PBBC02A, PBBC02B e PBBC03) e estando dentro de um mesmo contexto litológico e dentro de uma mesma bacia hidrográfica, no caso a bacia do rio Capibaribe. Entretanto, este grau de amadurecimento não reflete na idade de deposição desses colúvios, uma vez que não necessariamente o material mais intemperizado tem idade

deposicional mais antiga. Essa associação já demonstra que a dinâmica de transporte e deposição dos materiais na paisagem se dá pela criação de espaços de acomodação através do controle geotectônico, pela disponibilidade de materiais para serem mobilizados e, principalmente, pela dinâmica climática atuando antes, durante e depois do processo deposicional.

#### 5.2.4 Perfil Planalto Sedimentar Litorâneo Bacia do Botafogo 01 (PSLBB01)

O quarto ponto amostrado se trata de um afloramento seccionado por um corte de estrada, dentro da bacia do rio Botafogo, no setor limítrofe entre o Piemonte da Borborema e o Planalto Sedimentar Litorâneo, dentro da unidade de relevo Modelado Tabular Dissecado. A área está a uma altitude de 30 metros em relação ao nível do mar e o depósito está estruturando o topo da colina e se estendendo até a base da encosta (Figura 54).

Figura 54 - Perfil topográfico da coleta PSLBB01.



O perfil possui uma espessura de 2.60 metros (Figura 55A), subdivididos em seis sub-compartimentos distribuídos na forma do manto de alteração com uma espessura total de 52 centímetros de cor alaranjada com a presença de mosqueamento, o que denota subida e descida no lençol freático. Imediatamente acima desse pacote, há um depósito conglomerático de 43

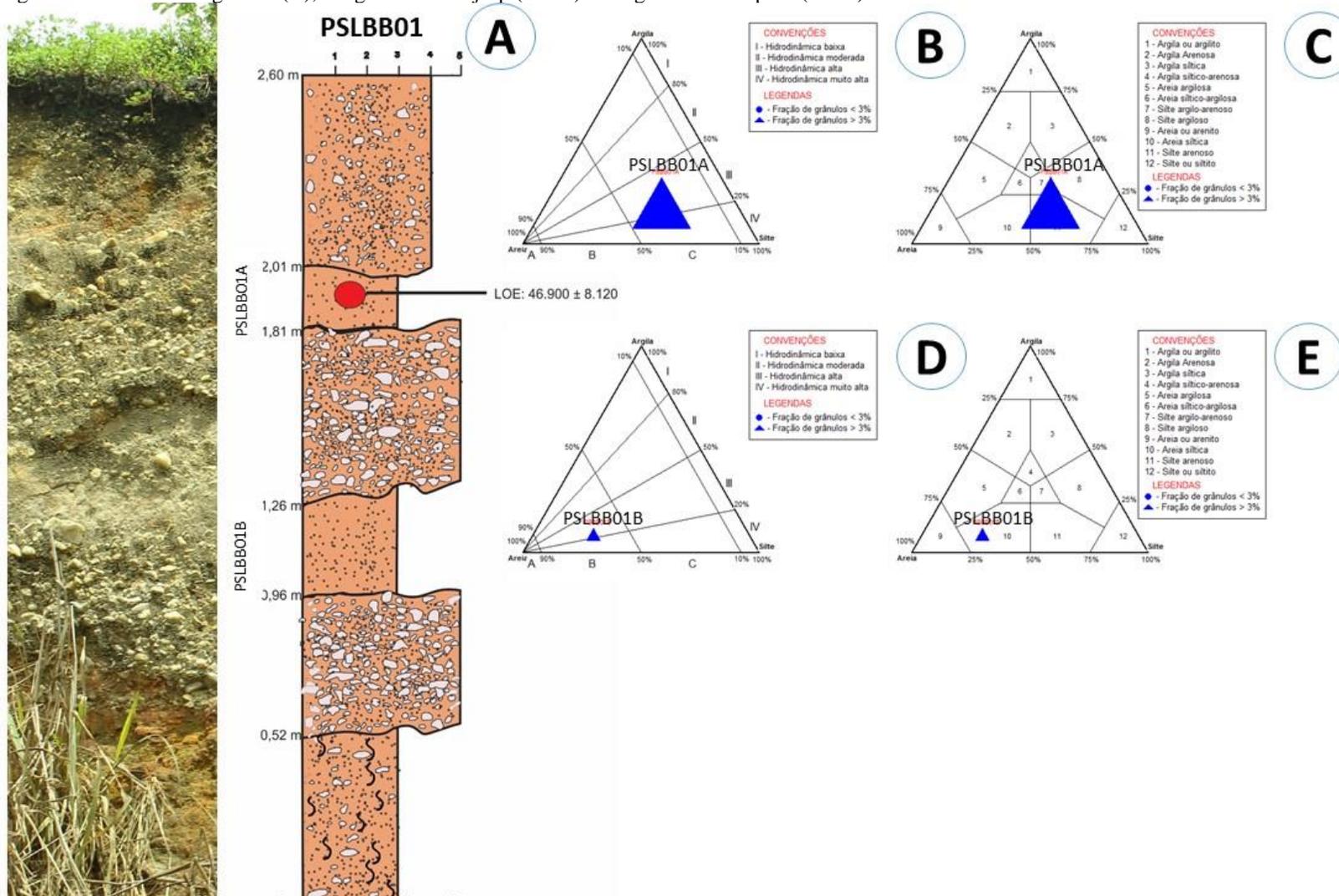
centímetros de espessura, caracterizado por clastos arredondados envoltos numa matriz e apresentando uma granodecrescência ascendente. Sobre este pacote foi coletada a amostra PSLBB01B dentro de um pacote sedimentar mais fino com alguns clastos flutuantes com espessura de 31 centímetros.

Em contato com este pacote, há uma nova cascalheira com espessura de 55 centímetros, também compostas por clastos arredondados com granodecrescência ascendente, envoltos numa matriz com textura mais fina, diferenciado da amostra mais basal no que diz respeito ao tamanho dos clastos, que neste caso é menor. Acima deste pacote há uma deposição com textura mais fina com a presença de grânulos, apresentando espessura de 20 centímetros e aonde foi coletada a amostra PSLBB01A. Por fim, sobre este material há um pacote de 59 centímetros do tipo fluxo de detritos, cuja a distribuição dos clastos são bem mais espaçadas dentro da matriz, bem como ocorre de forma caótica.

Tratando especificamente das amostras coletadas, a PSLBB01A está classificada como Silte Arenoso (Figura 52C), de acordo com o diagrama de Shepard (1954), com a fração dos grânulos maior que 3% e porcentagens de cascalho, areia, silte e argila de 24.9%, 24.8%, 42.9 e 7.3% respectivamente, ao passo que a amostra PSLBB01B foi classificada como Areia siltosa e distribuição granulométrica de 5.7% de cascalho, 64.1% de areia, 24.4% de silte e 5.8% de argila. O caráter arenoso das amostras, associados à configuração geral do perfil como um todo, sinalizam para a interpretação de origem fluvial para as amostras, tal qual a amostra PBBC01B, mas numa escala menor no que diz respeito ao tamanho do depósito, dada a capacidade de transporte distintas para as duas drenagens.

A classificação da hidrodinâmica da deposição proposta por Pejrup (1988) mostra que ambas as amostras foram depositadas em meio a ambientes de energia muito alta, típicas de ambiente fluvial. Entretanto, a amostra PSLBB01A aparentemente está atrelada a um material mais viscoso, devido possivelmente a presença maior da fração argila, indicando que no momento da deposição deste material o sistema já tinha perdido parte da sua energia, comparado à hidrodinâmica da amostra PSLBB01B (Figura 55B e 55D).

Figura 55 - Perfil estratigráfico (A), Diagramas de Pejrup (B e D) e Diagrama de Shepard (C e E).

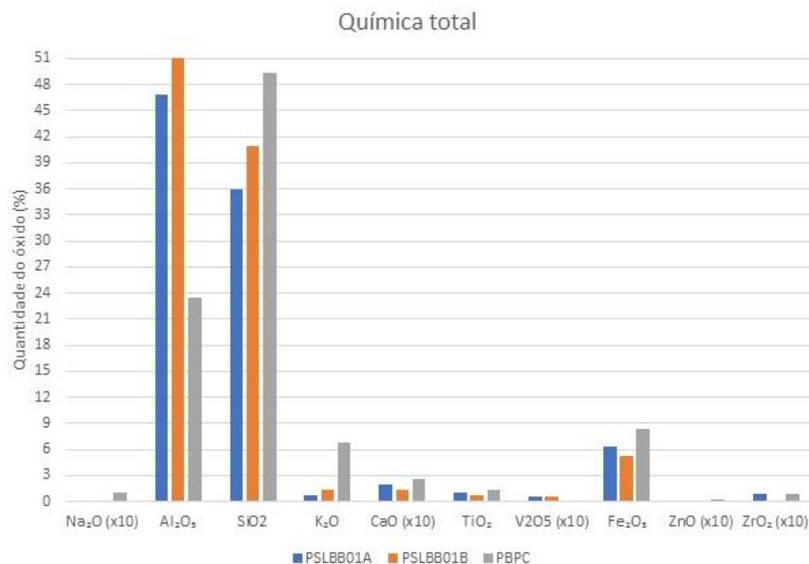


Atrelados a estes resultados, a morfoscopia revelou que tanto a amostra PSLBB01A, de idade LOE  $46.900 \pm 8.120$ , quanto a amostra PSLBB01B são constituídas majoritariamente por variações de quartzo, em alguns casos com revestimento ferruginosos, além de uma pequena quantidade de ilmenita e na amostra PSLBB01A também de muscovita. Ambas são heterogêneas no que tange às formas apresentadas, com grãos variando entre sub-prismoidal e discoidal no âmbito da esfericidade e de muito angular a arredondado no grau de arredondamento. A textura superficial das amostras é 100% brilhantes e mais de 90% transparentes, também características de sedimentos transportados pela drenagem.

De acordo com a classificação granulométrica de Folk & Ward (1957) a amostra PSLBB01A é denominada como silte grosso e com grãos extremamente mal selecionados, ao passo que a amostra PSLBB01B está classificada como areia muito fina e com grãos muito pobremente selecionados. Quanto ao grau de assimetria, a amostra PSLBB01A foi classificada como negativa e grau de curtose muito platicúrtica, significando que esta amostra apresentou um predomínio das frações finas e que as frequências das frações granulométricas são quase iguais, o que é incomum para depósitos fluviais, corroborando com a ideia que esta sedimentação se deu com menor energia se comparada com a amostra PSLBB01B, cujo grau de assimetria é positiva e grau de curtose é platicúrtica.

De modo a somar nas interpretações dos dados granulométricos e cronológico, a análise geoquímica das amostras mostraram a ausência dos principais elementos que são facilmente mobilizados frente ao intemperismo, a exemplo dos teores de sódio e zinco que sequer foram detectados. Elementos como Ca e K foram detectados, mas em concentrações mais baixas que os teores encontrados para o ponto de controle (figura 56) indicando que após a destruição dos minerais primários, estes elementos foram eliminados pela retirada da fração argila após a deposição. Porém, vale destacar a concentração de K para a amostra PSLBB01B, que apresenta maior valor deste elemento nas amostras discutidas até então. Este valor elevado, pode ser tanto reflexo do material da área fonte desse sedimento e, portanto, indicar o pouco amadurecimento geoquímico desta amostra, como pode ser resultado da translocação da fração argila dentro do próprio perfil, o que pode ter contribuído no enriquecimento desta amostra.

Figura 56 - Análise Química total por amostra.

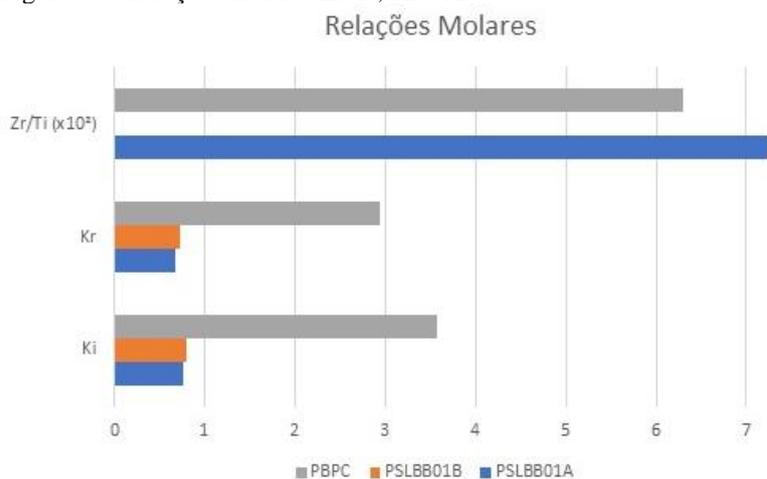


As amostras são caracterizadas pela alta concentração de Alumínio, seguida pela concentração de sílica, de ferro e titânio, que vão estar distribuídas de modo a indicar o grau de intemperismo destas amostras. A amostra PSLBB01B possui concentrações maiores de SiO<sub>2</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> do que a amostra PSLBB01A, ao passo que esta apresenta maiores concentrações de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e TiO<sub>2</sub>. Esta relação está diretamente ligada à granulometria das amostras, uma vez que a amostra PSLBB01B possui altas concentrações da fração areia e, conseqüentemente, grãos de quartzo (ricos em sílica), enquanto que a amostra PSLBB01A possui uma concentração maior das frações silte e argila, compostas principalmente por silicatos hidratados de alumínio e óxido-hidróxidos de ferro, alumínio e titânio.

Mesmo com concentrações de sílica elevada, as amostras foram classificadas, de acordo com os índices Ki e Kr (figura 57) como ferralíticas, ou seja, sedimentos que estão bastante amadurecidos geoquimicamente, mas a amostra PSLBB01A é considerada mais amadurecida que a amostra PSLBB01B, quando o lógico seria o contrário já que esta amostra é mais antiga que a primeira. Portanto, estes índices demonstram que a amostra PSLBB01A possivelmente passou por um amadurecimento geoquímico prévio antes de ser depositada no local atual.

Esta perspectiva é ratificada pelos teores de zircônio e titânio e, conseqüentemente, a razão estabelecida por estes dois elementos, haja vista que para a amostra PSLBB01B sequer foi possível calcular essa razão devido à ausência de Zr na amostra. Através do desvio padrão da razão em relação à amostra de controle, foi possível atestar a característica alóctone do material.

Figura 57 - Relações molares Zr/Ti, Ki e Kr.

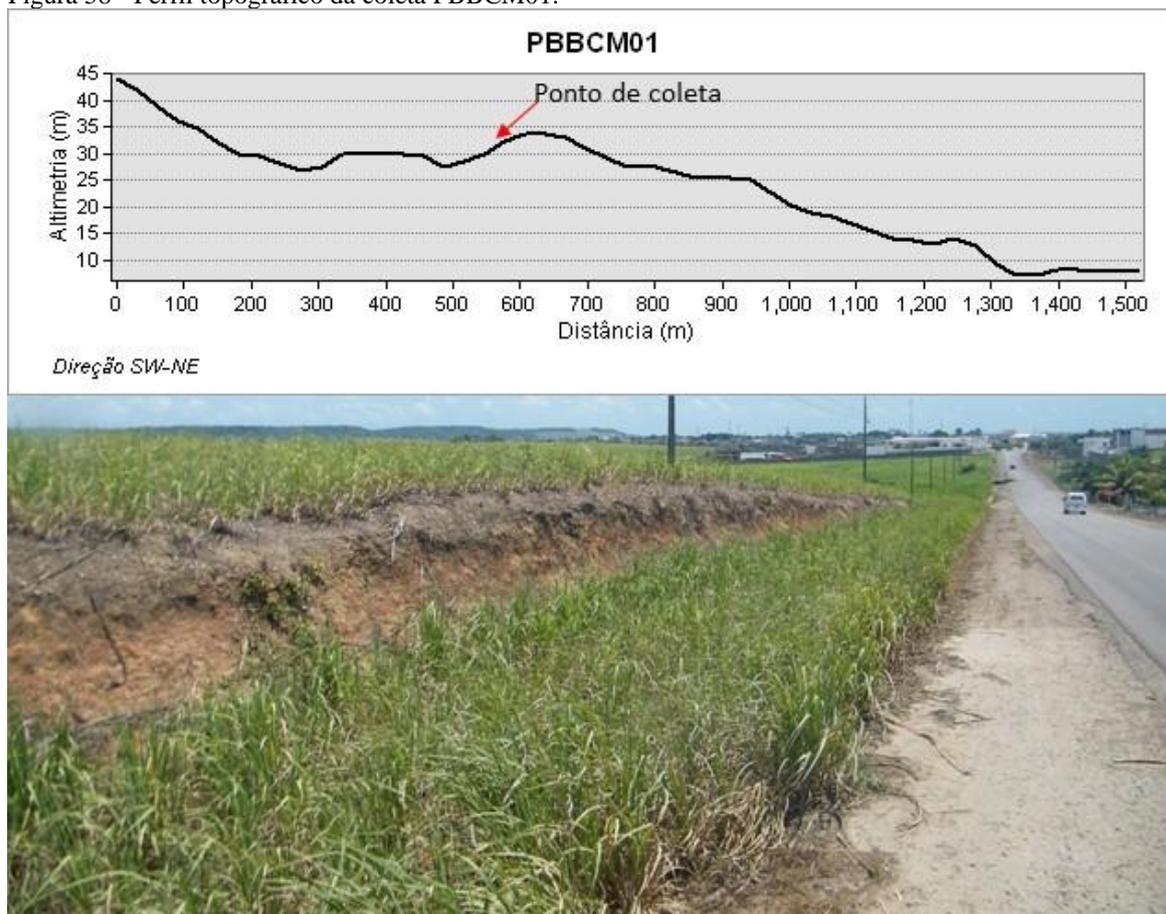


Desta maneira, as análises realizadas para as amostras do perfil PSLBB01 demonstraram que o perfil é constituído por sedimentos oriundo do transporte fluvial de diferentes energias, resultando sedimentos com características distintas e, da mesma forma que o sedimento da amostra PBBC01B passou a configurar como modelado denudacional a partir da mudança do nível de base local, possivelmente associado ao controle geotectônico. Porém, se esta mudança se deu num mesmo momento, ao contrário do sedimento PBBC01B que sofreu retrabalhamento há  $3.200 \pm 550$ , o sedimento PSLBB01A está na mesma posição na paisagem há  $46.900 \pm 8.120$  e, conseqüentemente, todos os pacotes deposicionais que estão abaixo dele. Como há a ocorrência de coluvionamentos mais recentes, como observado nos perfis anteriormente descritos, a explicação para que estes sedimentos tenham permanecidos inertes na paisagem se dá pela posição topográfica do mesmo, uma vez que está localizado na porção final da encosta.

### 5.2.5 Perfil Piemonte da Borborema Bacia do Capibaribe-Mirim 01 (PBBCM01)

O quinto ponto amostrado está localizado dentro da Bacia do rio Capibaribe-Mirim, próximo ao sítio urbano de Goiana, numa área limítrofe entre o Piemonte da Borborema e o Baixo Planalto Litorâneo, dentro das porções mais rebaixadas da unidade Modelado convexo amplo com topos tabulares, já no limite com a unidade das planícies indiferenciadas. O perfil é seccionado por um corte de estrada, estando localizado na encosta convexa a 30 metros de altitude em relação ao nível do mar (Figura 58).

Figura 58 - Perfil topográfico da coleta PBBCM01.



O perfil tem 3 metros de espessura subdividida em três unidades (Figura 59A), sendo a mais próxima à base composta por um fluxo de detritos com clastos dos mais variados tamanhos e direções suportados por uma matriz de textura média e cor alaranjada de 1.80 metros de espessura. Sobre este material há a deposição de um material mais siltoso com a diminuição significativa da quantidade clastos, havendo alguns poucos flutuantes dentro de 40 centímetros de espessura. E por fim, estes dois pacotes são recobertos por um novo fluxo de detritos, com 80 centímetros de espessura e, assim como o pacote sedimentar basal, apresenta clastos dos mais variados tamanhos (embora em um tamanho menor que a amostra basal), envoltos numa matriz de textura média, estando este pacote estruturando o topo da colina.

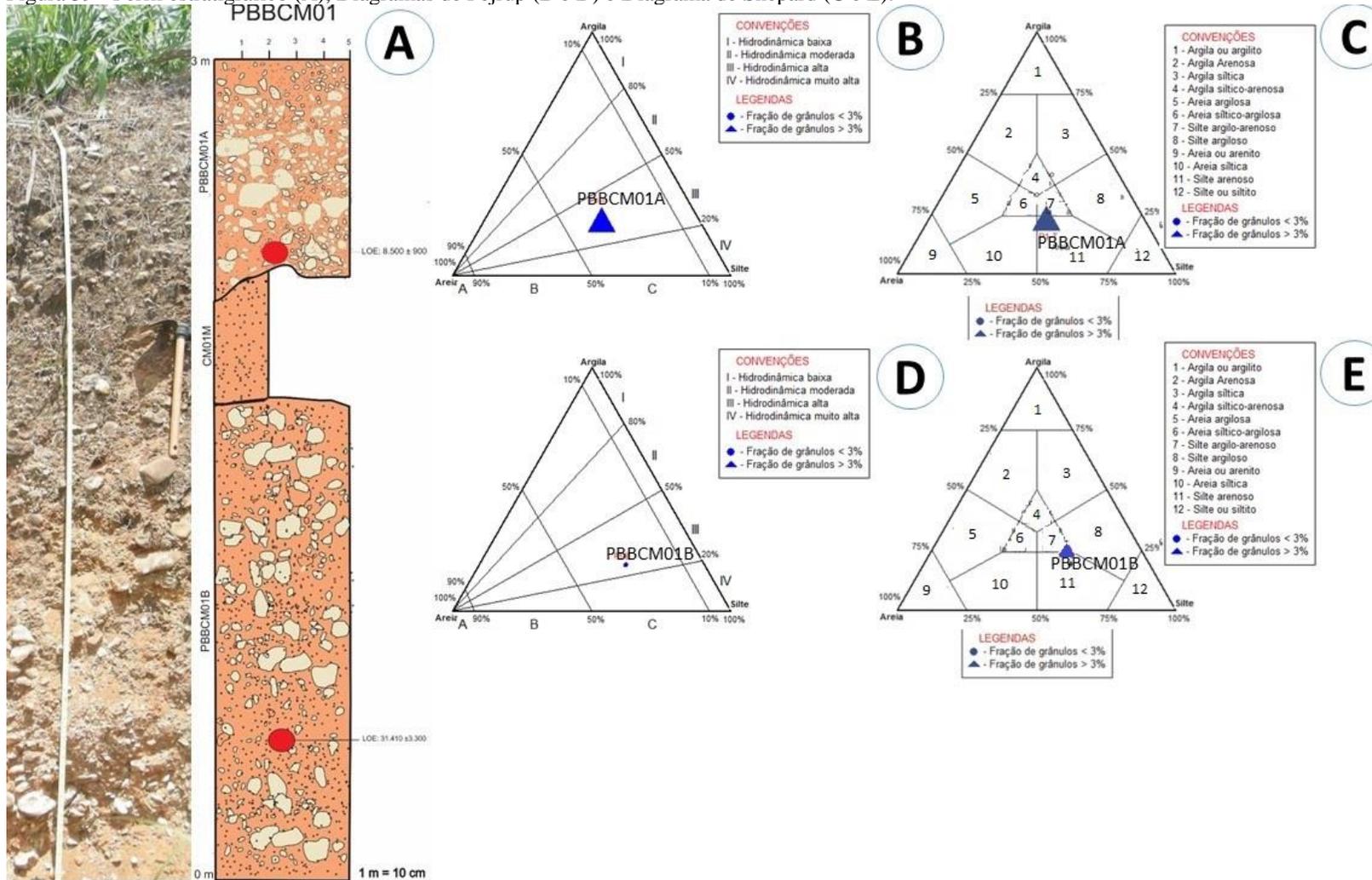
Deste perfil foram coletadas duas amostras, a PBBCM01A localizada a 2.60 metros da base do perfil, no fluxo de detritos superior, cuja a granulometria da matriz é composta por 9.74% de cascalho, 32.3% de areia, 39.9% de silte e 18.1% de argila e classificada como silte arenoso no limiar com a classe silte argilo-arenoso. O segundo ponto de coleta (PBBCM01B) está a 1 metro da base do perfil e é composta por 1.1%, 27.9%, 52.6% e 18.3% de cascalho, areia, silte e argila, respectivamente dentro do fluxo de detritos basal e classificado como silte arenoso quase variando para silte argiloso (Figura 59C e 59E).

Os dados de distribuição granulométrica estão em consonância com os gráficos ternários que classificam a hidrodinâmica do processo de transporte e deposição dos materiais. Para ambas as amostras, a hidrodinâmica foi classificada como alta, o que indica um ambiente deposicional com bastante água. Contudo, quando comparado com as amostras de origem fluvial e os depósitos coluviais, nota-se que a quantidade de água e o ambiente deposicional das amostras deste perfil é mais calmo e, no caso, levando em consideração as características macroscópicas dos depósitos, de um material mais viscoso. As características da hidrodinâmica, associada à disposição caótica dos clastos dentro dos pacotes deposicionais, são um primeiro indício que estes materiais são fruto de retrabalhamento de um material previamente depositado à montante.

A ideia de materiais distintos a partir da análise granulométrica das duas amostras, foi ratificada pela análise morfológica, que assim como o perfil anteriormente analisado, é composto essencialmente por grãos de quartzo e suas variações ferruginizadas, além da presença de ilmenita. Ambas são heterogêneas no que diz respeito às formas apresentadas, havendo uma predominância de grãos sub-discoidais e discoidais e de sub-arredondados e arredondados, da mesma forma que há predominância na textura superficial brilhante e na transparência dos grãos na amostra PBBCM01B, enquanto que na amostra PBBCM01A há uma predominância de grãos opacos, o que ratifica a diminuição da quantidade de água durante o transporte.

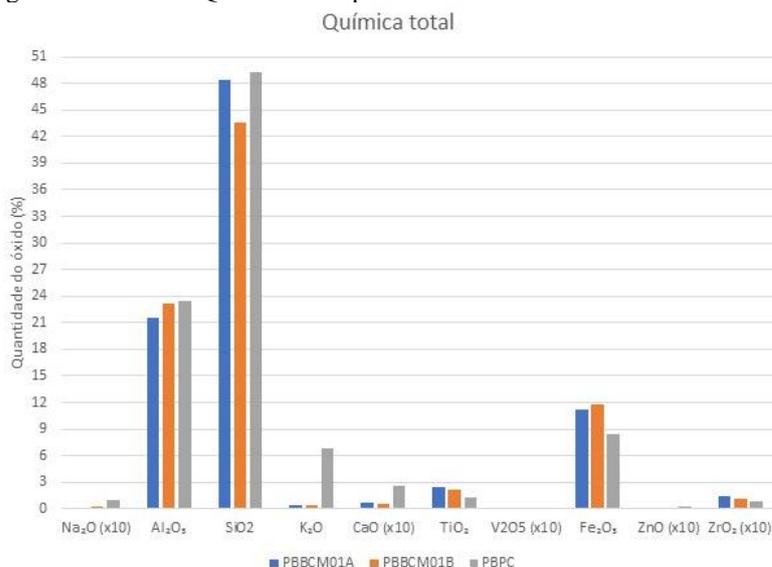
No que diz respeito à classificação granulométrica de Folk & Ward (1957) a amostra PBBCM01A é denominada como silte fino e com grãos extremamente mal selecionados, da mesma forma que a amostra PBBCM01B. Quanto ao grau de assimetria, a amostra PBBCM01A foi classificada como negativa e grau de curtose muito platicúrtica, significando que esta amostra apresentou um predomínio das frações finas e que as frequências das frações granulométricas são quase iguais, corroborando com a ideia que esta sedimentação se deu com menor energia se comparada com a amostra PBBCM01B, cujo grau de assimetria é muito negativa e grau de curtose é platicúrtica.

Figura 59 - Perfil estratigráfico (A), Diagramas de Pejrup (B e D) e Diagrama de Shepard (C e E).



Nos resultados geoquímicos os elementos facilmente mobilizados (Ca, Zn, Na e K) foram detectados em concentrações extremamente baixas ou como elementos traço (figura 60) para ambas as amostras. Da mesma maneira que os demais perfis, as amostras ora analisadas são compostas basicamente por altas concentrações de Si, Al e Fe, diferindo de todos os demais perfis até então analisados na predominância na concentração de sílica, com concentrações destes elementos, além do Ti, bem próximas do ponto de controle.

Figura 60 - Análise Química total por amostra.

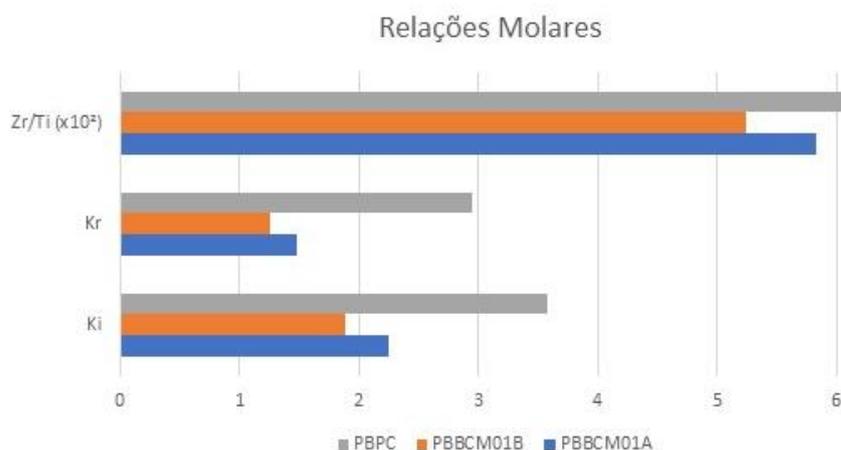


Especificamente dentro do perfil nota-se a maior concentração de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> na amostra PBBCM01B do que na amostra PBBCM01A, ao passo que a dinâmica para a concentração de SiO<sub>2</sub> é inversa (figura 60). Tais dados revelam que a amostra PBBCM01B, que possui idade  $31.410 \pm 3.300$  é mais amadurecida geoquimicamente do que a amostra PBBCM01A de idade é de  $8.500 \pm 900$  e, portanto, sofreu mais a ação do intemperismo antes do processo deposicional atual. Estes dados comungam com o percentual da fração silte e argila para a amostra PBBC02A que é mais elevada do que a amostra PBBC02B, o que reflete na concentração de Fe, Al.

Os índices Ki e Kr revelaram que de fato as amostras se encontram em diferentes estágios de intemperismo, sendo a amostra PBBCM01A classificada como sialítica, ou seja, num estágio inicial do processo intempérico, ao passo que a amostra PBBCM01B foi classificada como alítica, isto é, num estágio de intemperismo mais avançado. Porém, quando comparados aos outros perfis analisados, esta amostra ainda é menos intemperizada que as demais. Este dado é ratificado pela razão Zr/Ti (figura 61), cujo os valores das amostras estão bem próximas dos valores da amostra de controle, o que além de confirmar a origem alóctone

do material, sugere que estes depósitos são resultado da incorporação dos mais diversos materiais, o que explicaria o incremento nas concentrações desses elementos se comparado as outras amostras realizadas.

Figura 61 - Relações molares Zr/Ti, Ki e Kr por amostra.

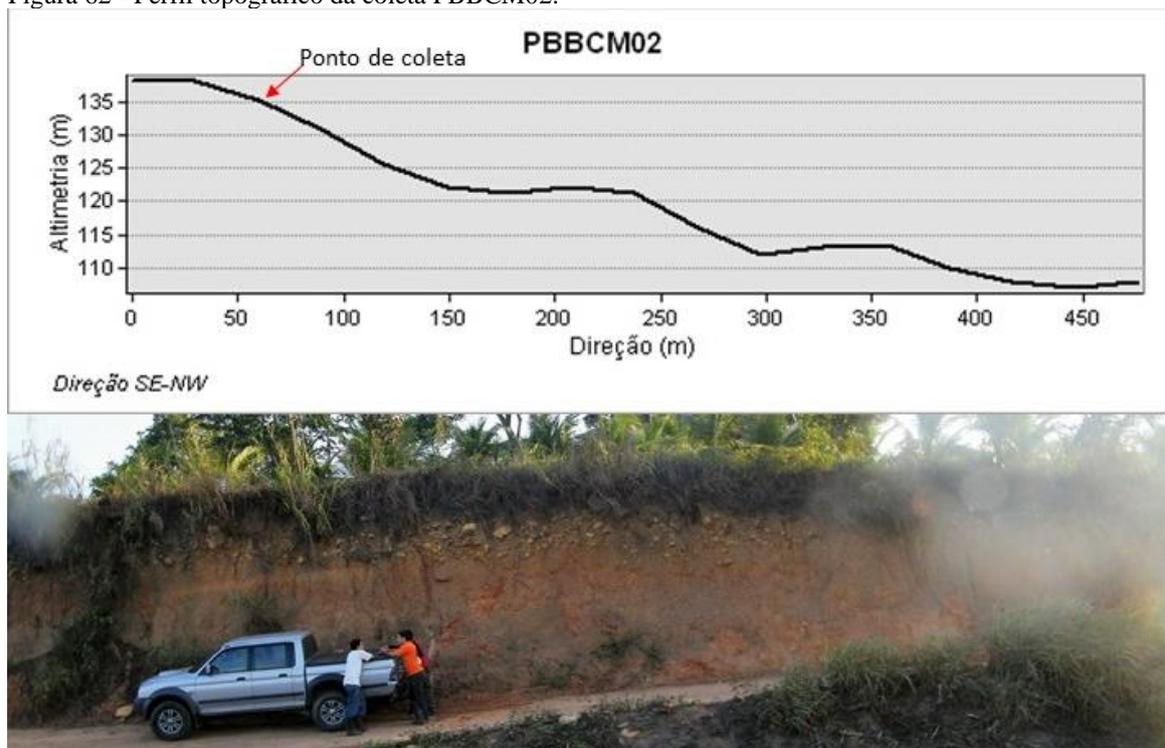


Assim, estes depósitos ora caracterizados como fluxo de detritos, provavelmente tem uma primeira origem atrelada à dinâmica fluvial, haja vista a proximidade com a drenagem ou até mesmo ligados aos sedimentos da Formação Barreiras, dada a características macroscópicas desses sedimentos. Entretanto, estes passaram por novos retrabalhamentos, nos quais incorporaram outros materiais com as mais diversas características, como observado nas análises granulométrica e geoquímica. Portanto, pode-se inferir que este depósito possivelmente teve influência do contexto geotectônico no posicionamento dos materiais a ser transportados, para depois sofrer a influência dos fatores paleoclimáticos nos seu retrabalhamento e deposição.

### 5.2.6 Perfil Piemonte da Borborema Bacia do Capibaribe-Mirim 02 (PBBCM02)

A sexta área de amostragem está localizada dentro do município de Vicência – PE, próximo ao curso do principal afluente do rio Capibaribe-Mirim, o rio Siriji, a uma altitude de 135 metros no setor convexo de uma encosta (Figura 62), dentro da unidade de relevo Modelado Convexo Amplo, próximo ao limite com a Escarpa Dissecada do Planalto da Borborema. De maneira geral, o depósito apresenta uma colocação alaranjada, com a predominância textural fina, inclusive da matriz que envolve a cascalheira presente no perfil.

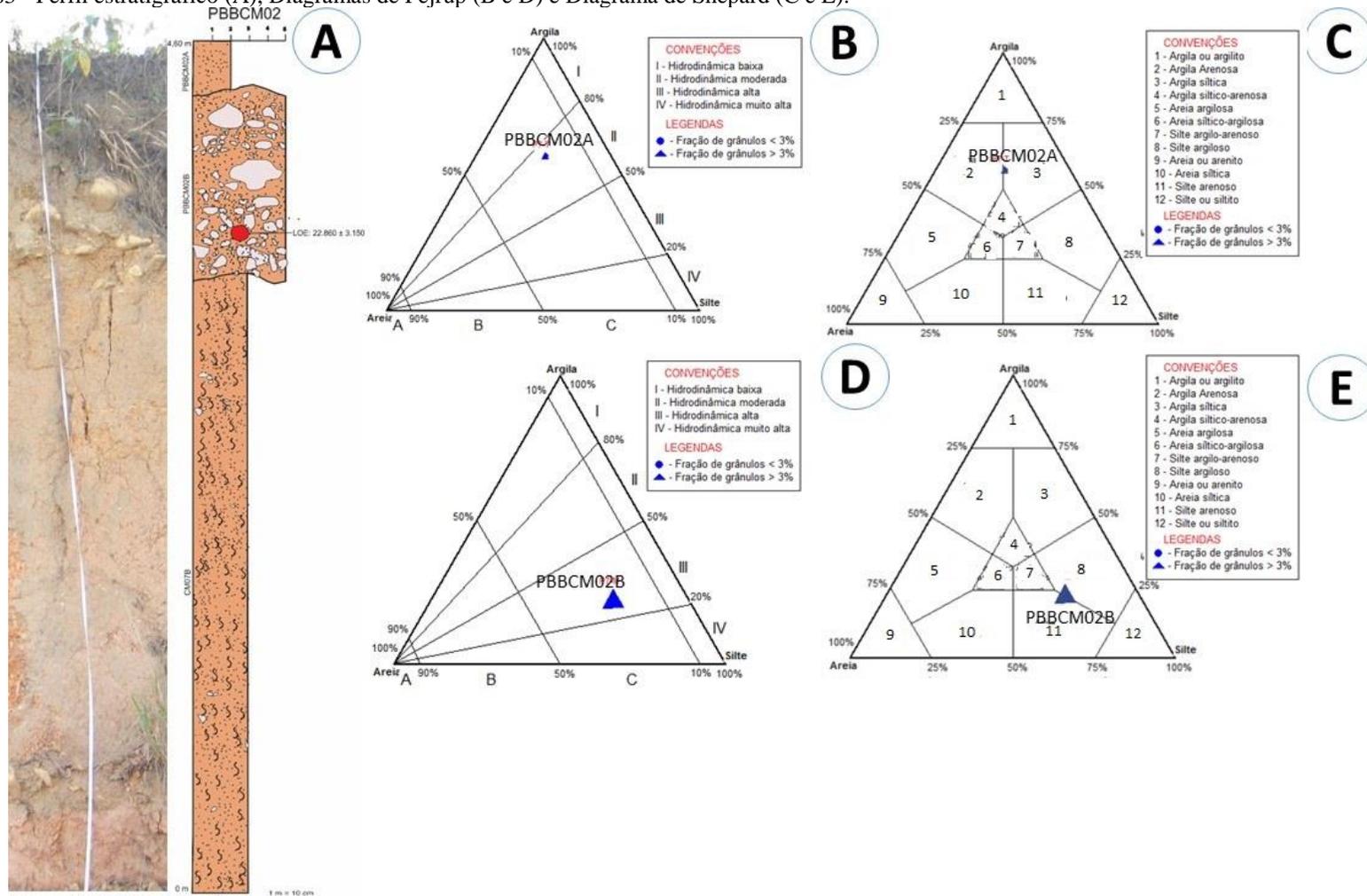
Figura 62 - Perfil topográfico da coleta PBBCM02.



O perfil de cólera tem uma espessura total de 4.60 metros (Figura 63A), subdivididos em três compartimentos, sendo o basal composto do manto de alteração do substrato rochoso, medindo 3.30 de espessura de material coeso e de cor mais avermelhada que as duas porções que a sobrepõe. Imediatamente acima deste material desenvolvido *in situ* há a deposição de uma cascalheira matriz-suportada, com 1 metro de espessura, apresentando blocos sub-angulosos a sub-arredondados dispostos de forma aleatória, mas com um basculamento em direção ao fundo do vale mais próximo. Acima desse pacote há a deposição de um material com textura mais fina, com espessura de 30 centímetros, na mesma coloração da matriz do pacote abaixo.

Deste perfil foram coletadas duas amostras, a primeira PBBCM02A se encontra a uma altura de 4.15 metros da base do perfil, classificada granulometricamente entre argila síltica e argila arenosa (Figura 63C), dada a proporção granulométrica que varia de 2.2% de cascalho, 20.4% de areia, 21.8% de silte e 55.5% de argila, enquanto que o segundo ponto amostrado, nomeado de PBBCM02B, se refere à matriz da cascalheira e está classificada no limiar entre o silte arenoso e o silte argiloso (Figura 63E), devido quantitativo ser praticamente o mesmo para a fração areia (20.6%) e para a fração argila (18.1), enquanto a proporção de silte é de 53.3% e a de cascalho é de 6.7%.

Figura 63 - Perfil estratigráfico (A), Diagramas de Pejrup (B e D) e Diagrama de Shepard (C e E).



A distribuição granulométrica já demora que se trata de dois eventos deposicionais distintos, além da própria visualização macroscópica do perfil como um todo. E nesta perspectiva os gráficos propostos por Pejrup (1988) tratando da hidrodinâmica envolvidas nos processos deposicionais indicaram que a amostra PBBCM02B tem um comportamento semelhante aos fluxos de detritos encontrados no perfil PBBCM01, sendo a única diferença no tamanho dos clastos transportados, uma vez que no caso da presente amostra são bem maiores do que os encontrados à jusante. Já a hidrodinâmica da amostra PBBCM02A, apresenta uma característica de corrida de lama, com um material muito mais viscoso devido à alta concentração da fração argila.

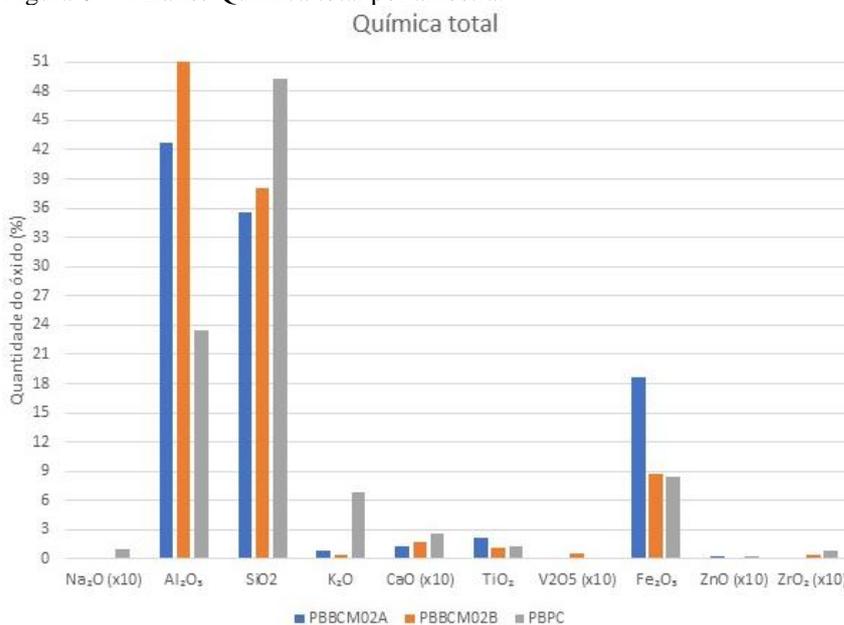
Esta interpretação acerca do transporte é corroborada pela morfoscopia realizada nas amostras, demonstrando que mesmo a distribuição do tamanho das partículas ter se dado de forma heterogênea e os grãos serem predominantemente variações de grãos de quartzo e uma pequena quantidade de ilmenita, além de ambas as amostras apresentarem grãos em sua maioria sub-discoidais e discoidais, no que tange ao grau de esfericidade e sub-angular e sub-arredondados, no grau de arredondamento, a textura superficial indicam um aumento significativo na textura fosca e no quantitativo de grãos opacos na amostra PBBCM02A, haja vista que, quanto mais água estiver envolvida durante o transporte, mais brilhantes e transparentes serão os grãos.

Levando em consideração a classificação granulométrica de Folk & Ward (1957) a amostra PBBCM02A é classificada como argila grossa, sendo extremamente mal selecionada e de assimetria muito negativa, o que denota uma maior contribuição das frações finas, ao passo que a amostra PBBCM02B foi classificada como silte fino, sendo também extremamente mal selecionada e de assimetria negativa, neste caso, contribuição da fração silte no depósito. A única convergência se deu no grau de curtose, classificando as amostras como mesocúrticas, característica de materiais com concentração de finos e viscosos, sendo a amostra PBBCM02A mais viscosa que a PBBCM02B.

O comportamento geoquímico das amostras se mostrou semelhante aos demais perfis analisados, com baixa concentração ou ausência dos principais elementos móveis, como potássio, cálcio, sódio e zinco, sendo as amostras compostas basicamente por Si, Al, Fe e um pouco de Ti (figura 64). Dentro do perfil nota-se diferenças significativas nas concentrações dos elementos no que diz respeito à cada amostra, sobretudo no que diz respeito às concentrações de alumínio e ferro. Na amostra PBBCM02A, há uma maior (mais que o dobro) concentração de ferro do que na amostra PBBCM02B – cuja a idade LOE é de  $22.860 \pm 3.150$  -, possivelmente ligada à maior concentração da fração argila naquela amostra, ao passo que a

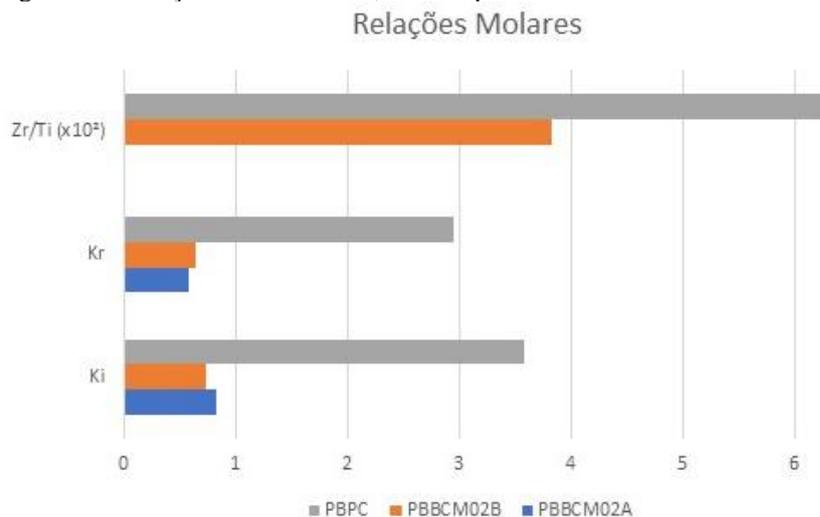
concentração de alumínio é um pouco mais alta na amostra PBBCM02B, sendo um dos primeiros indícios do grau de amadurecimento geoquímico dessas amostras, sobretudo se comparado com a amostra de controle.

Figura 64 - Análise Química total por amostra.



Na análise específica que determina o grau de intemperismo dos sedimentos, os índices Ki e Kr, as amostras se encontram dentro do parâmetro de sedimentos ferralíticos (MONIZ, 1972a), ou seja, valores Ki menor que 2.2 e Kr menor que 0.75, devido às altas concentrações de ferro e alumínio nas amostras (figura 65), sobretudo na amostra PBBCM02A. É possível fazer um paralelo entre os índices Ki e Kr das amostras deste perfil com as amostras do perfil PBBC02, sobretudo a amostra PBBCM02B que possui dados cronológicos também semelhantes. Os resultados obtidos a partir da razão molecular Ki e Kr é reforçado pelas concentrações do zircônio e o titânio, sobretudo o titânio que na amostra PBBCM02A é quase o dobro da amostra PBBCM02B e até mesmo do perfil de controle, revelando o alto grau de amadurecimento geoquímico da amostra. Contudo, a razão entre estes dois elementos não pode ser estabelecida para esta amostra devido à ausência de zircônio.

Figura 65 - Relações molares Zr/Ti, Ki e Kr por amostra.



Isto posto, fica evidente a presença de dois pacotes deposicionais distintos na formação do perfil amostrado e, comparando com os depósitos até então analisados, este é o que apresenta a maior porcentagem de argila, mas isto não necessariamente indica que os depósitos destes perfis são mais amadurecidos geoquimicamente e/ou são mais antigos. As idades estabelecidas para os perfis analisados e os dados geoquímicos estabelecem uma relação entre as amostras PBBCM02B e as amostras do perfil PBBC02, por exemplo, o que poderia indicar que antes de serem remobilizadas para a posição atual na paisagem, estas amostras estavam em estágio de intemperismo semelhantes. O tipo de transporte da amostra PBBCM02B é semelhante ao das amostras do perfil PBBCM01, diferindo no tamanho dos clastos que estão envoltos pela matriz, mas em ambos os casos não é possível estabelecer uma grano-ascendência ou granodecência dos clastos, ao contrário do que foi observado nas amostras do perfil PSLBB01 e PBBC01.

### 5.2.7 Piemonte da Borborema Bacia Paraíba 01 (PBBP01)

A sétima área de amostragem está localizada próximo à sede do município de Pilar, no Estado da Paraíba, a uma distância de 1.700 metros do rio Paraíba e a uma altitude de 90 metros em relação ao nível do mar. O ponto de coleta encontra-se no limiar entre o Piemonte da Borborema e o Baixo Planalto Sedimentar Litorâneo que, no caso da área, se projeta com mais proeminência em direção ao continente, estando dentro da unidade de relevo Modelado Convexo Amplo com Topos tabulares aprisionado num patamar côncavo com direcionamento para o eixo da drenagem (Figura 66).

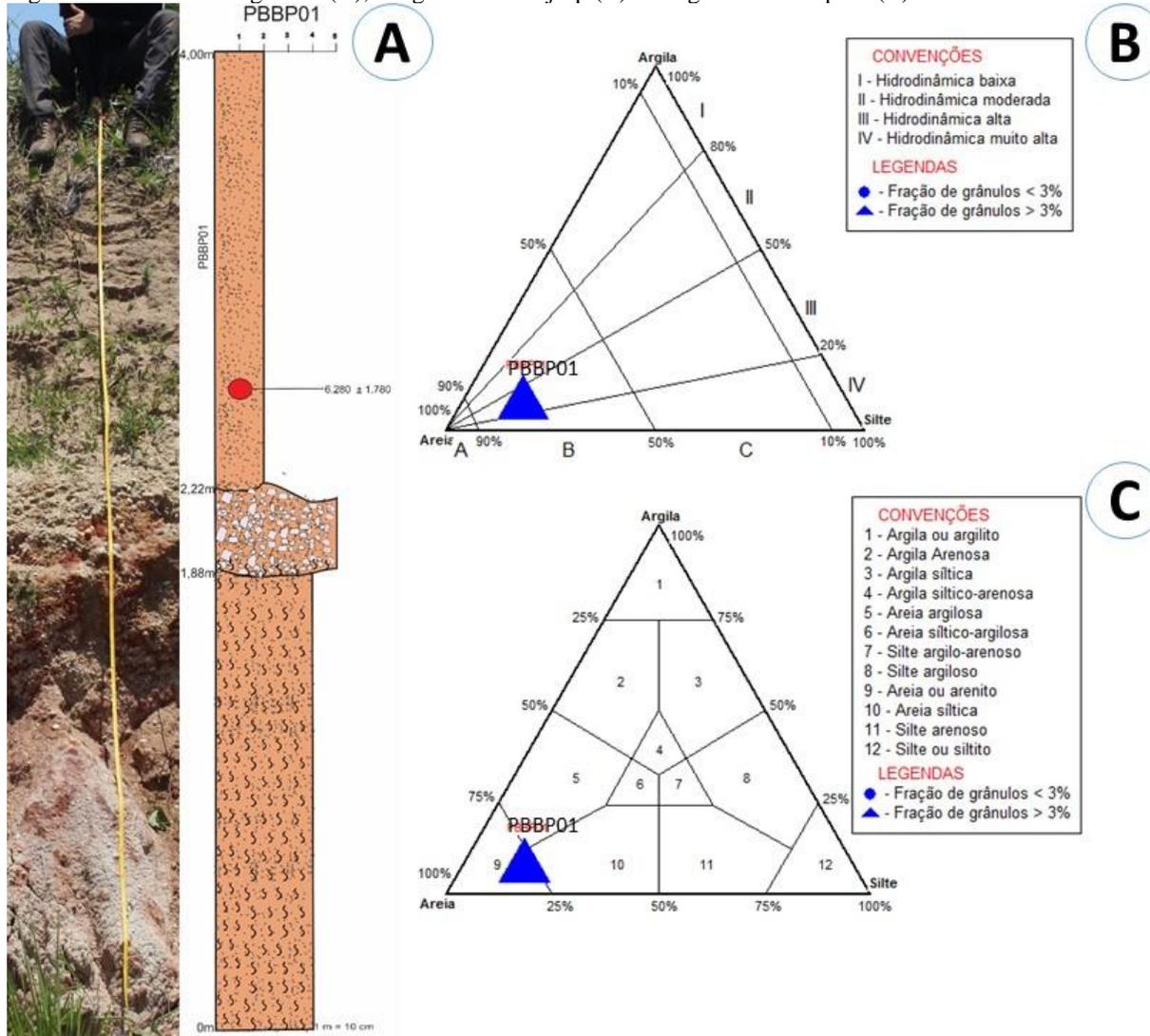
Figura 66 - Perfil topográfico da coleta PBBP01.



O perfil em si tem 4 metros de altura macroscopicamente dividido em três pacotes (Figura 67A), o primeiro medindo 1.88 metros de espessura a contar da base observada, composta por um material de textura média de cor alaranjada e manchas de mosqueamento, indicativo de flutuações no lençol freático podendo ser caracterizada, portanto, como alteração do substrato rochoso. O segundo pacote é caracterizado como um fluxo de detritos matriz-suportada, com espessura de 34 centímetros, apresentando clastos sub-angulosos a sub-arredondados. Sobreposto a este pacote, há a deposição de um material com textura arenosa de coloração esbranquiçada e 1.80 metros de espessura, onde foi coletada amostra para as análises a uma altura de 2.60 metros em relação à base do perfil.

Esmiuçando a amostra PBBP01, esta apresenta uma proporção granulométrica de 11.7% de cascalho, 73.7% de areia, 11.4% de silte e 3.2% de argila, sendo classificada de acordo com o diagrama ternário de Shepard como areia ou arenito (Figura 67C), estando em conformidade com o que foi observado em campo e também corroborado com o gráfico de hidrodinâmica, que dos perfis analisados até então é o que possui uma hidrodinâmica mais elevada (Figura 67B), indicando que durante o processo deposicional a amostra esteve submetida a uma considerável quantidade de água sendo, portanto, primeiro indício de que este sedimento seria oriundo de transporte fluvial.

Figura 67 - Perfil estratigráfico (A), Diagramas de Pejrup (B) e Diagrama de Shepard (C).



A análise morfoscópica reitera a interpretação de transporte fluvial dos sedimentos da amostra PBBP01, uma vez que os grãos analisados (compostos por variações de quartzo e ilmenita) são bastante heterogêneos no que diz respeito ao grau de esfericidade, variando entre sub-prismoidal a discoidal, da mesma forma do grau de arredondamento, que varia de muito angular a arredondado. O resultado da hidrodinâmica muito alta dialoga com a textura superficial dos grãos analisados, classificados quase em sua totalidade como brilhantes e transparentes, condizentes com o transporte fluvial.

Ainda no que tange à análise granulométrica, a amostra PBBP01 (de idade LOE  $6.280 \pm 1.780$ ), seguindo os parâmetros estabelecidos por Folk & Ward (1957) foi classificada como areia média, estando muito pobremente selecionado (característica encontrada para todas as amostras analisadas até então). O que difere essa amostra das demais está relacionado ao grau de assimetria, que no caso da presente amostra foi determinada como assimetria positiva, comungando somente com a amostra PSLBB01B, reiterando a ideia de que estes depósitos tem uma origem fluvial. O grau de curtose, por outro lado, sugere que nesta amostra (classificada como leptocúrtica) a sedimentação se deu a partir de um processo seletivo da fração granulométrica, apesar da contribuição de diferentes subpopulações durante o processo de transporte.

Os dados obtidos pela análise geoquímica revelaram a origem alóctone do material já na observação dos valores totais encontrados para a amostra PBBP01 (Figura 68). Assim como nos demais perfis, os elementos facilmente intemperizados apresentam concentrações não detectadas, no caso do sódio, cálcio e zinco, sendo a única exceção o potássio, cuja concentração no perfil é a mais elevada até então. Da mesma forma, a amostra é composta por altos teores de sílica e alumínio, basicamente, sendo a concentração de ferro e titânio mais baixa inclusive que a amostra de controle.

A razão molecular  $K_i$  e  $K_r$  (figura 69), tratando do grau de intemperismo, demonstrou que a amostra está classificada como sialítica, ou seja, com alta concentração de sílica, cujo os valores de  $K_i$  são superiores a 2.2 e o de  $K_r$  também superior a 2.2. Estes valores sugerem que este depósito sofreu pouca destruição geoquímica durante o processo de intemperismo, sendo formada basicamente por minerais primários de quartzo, ricos no substrato litológico. Os valores também são condizentes com sedimentos cuja a dinâmica de transporte seja a fluvial, haja vista que uma das características dos depósitos fluviais seja o caráter arenoso (já observado na análise granulométrica) e o pouco amadurecimento geoquímico dos sedimentos.

Figura 68 - Análise Química total por amostra.

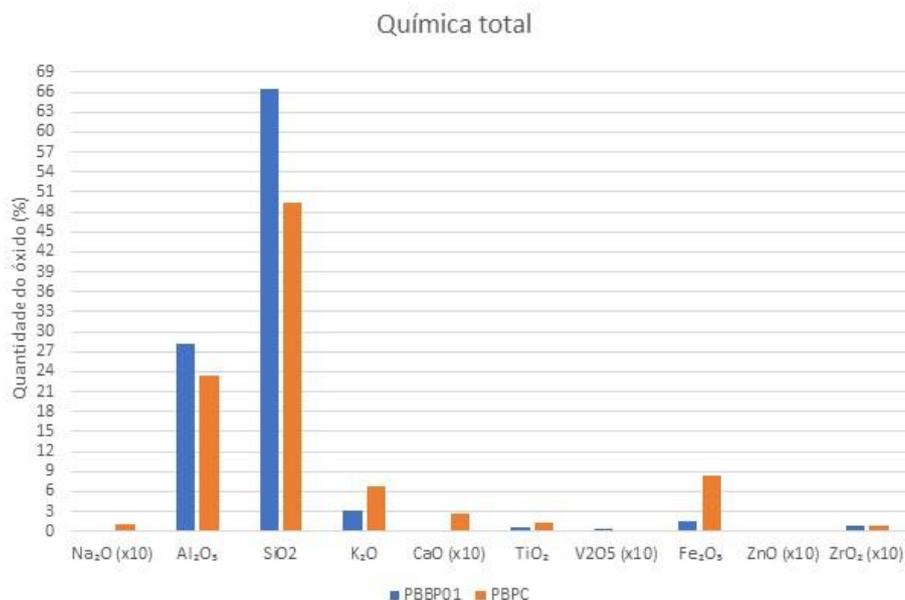
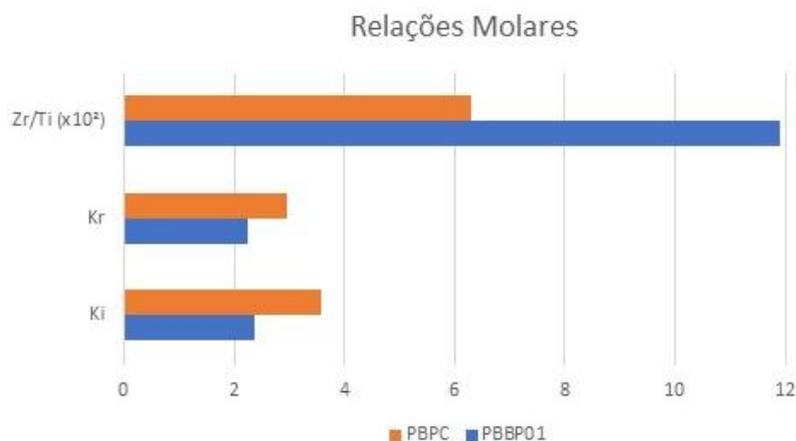


Figura 69 - Relações molares Zr/Ti, Ki e Kr por amostra.



Porém, quando este depósito é comparado com os demais depósitos de origem fluvial, sobretudo as amostras PSLBB01A e PSLBB01B, fica nítida a diferença destes materiais mesmo tendo a passado por dinâmicas semelhantes de transporte e deposição, sobretudo nas concentrações de ferro e da fração argila. Estas diferenças também ficam evidentes na razão molecular entre o zircônio e o titânio, revelando que este depósito possivelmente teve uma maior contribuição de materiais das mais diversas origens durante o processo de transporte, legitimando os dados de assimetria e curtose já mencionados.

Com tal características, pode-se inferir que os sedimentos ora elencados possuem uma origem fluvial, dada a sua posição na paisagem em relação à drenagem, bem como as características discutidas. Tais depósitos podem ter sua origem em antigos terraços do rio

Paraíba, posteriormente remobilizados a partir do estabelecimento de um novo nível de base local. Esta remobilização, reflexo das dinâmicas climáticas para a região, possivelmente realizou a seleção desses materiais evacuando as frações granulométricas mais finas (argila) e deixando os materiais mais grosseiros, seleção segundo Corrêa (2001), típicas de ambiente semiárido.

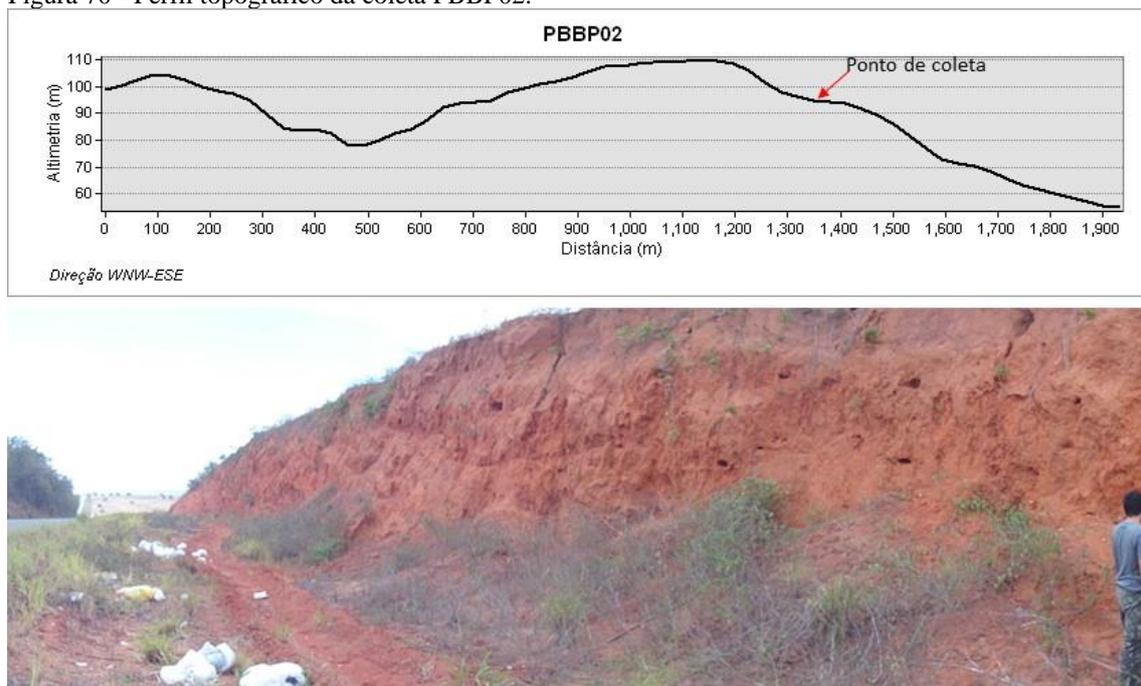
### **5.2.8 Piemonte da Borborema Bacia Paraíba 02 (PBBP02)**

Por fim, o oitavo perfil amostrado se encontra dentro do município de Itabaiana – Pb, subordinado ao riacho Mogeiro, afluente da margem esquerda do rio Paraíba e numa altitude em relação ao nível do mar de 90 metros e a 40 metros da incisão fluvial (Figura 70). Da mesma maneira que o ponto analisado anteriormente, este se localiza numa área fronteira entre o Piemonte da Borborema e o Baixo Planalto Sedimentar Litorâneo, dentro da unidade de relevo modelado convexo amplo com topos tabulares, especificamente no setor de meia encosta que forma uma espécie de degraus em direção ao fundo do vale.

A espessura do perfil irá variar de acordo com o setor em que se encontra na encosta, ora mais espesso na área de topo, ora mais delgado à medida que se direciona para o fundo do vale. As amostras retiradas para análise estão num setor da encosta em que o perfil apresenta uma espessura total de 4 metros divididas em três pacotes (Figura 71A), o mais basal (PBBP02C) possui uma espessura total de 1.20 metros em relação à base do perfil composto por um material com textura média de cor avermelhada com a presença de mosqueamento, não podendo ser observada diferenças texturais dentro do pacote, nem tampouco o contato desta camada com o substrato rochoso.

Sobre este material há um pacote (PBBP02B) com características de fluxo de detritos semelhantes ao da amostra PBBP01, com 1.50 metros de espessura, apresentando clastos sub-arredondados e sub-angulares envoltos numa matriz de textura média, também de colocação avermelhada. Por fim, há um novo pacote deposicional com 1.30 metros de espessura de textura macroscopicamente mais arenosa, mas com coloração semelhante aos dos pacotes localizados abaixo.

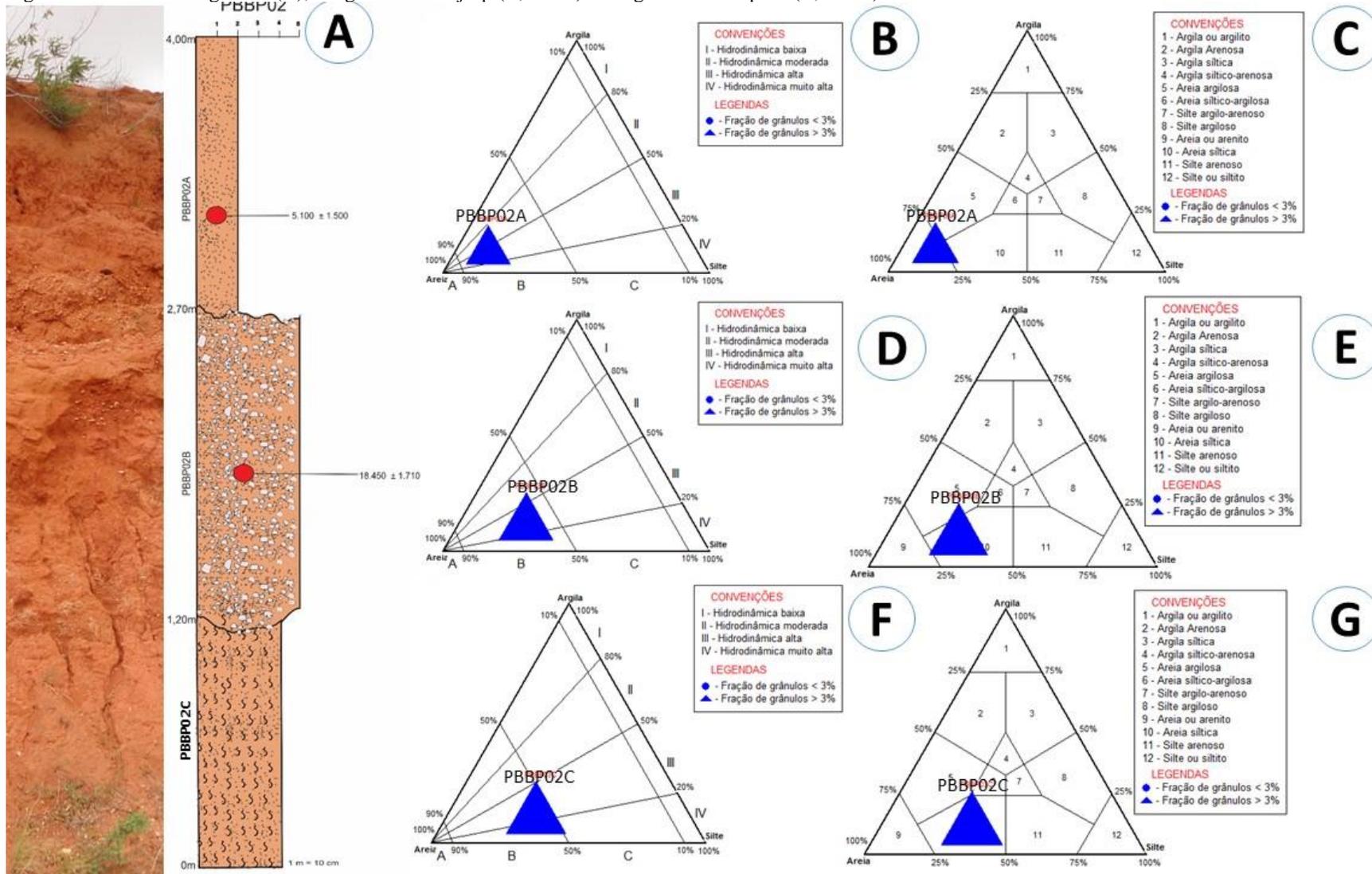
Figura 70 - Perfil topográfico da coleta PBBP02.



A granulometria das amostras coletadas demonstrou que a PBBP02C, classificada como silte arenoso (Figura 71G) e cuja a distribuição granulométrica é de 21.9% de cascalho, 48.8% de areia, 25.7% de silte e 3.2% de argila, é bastante semelhante à matriz da amostra PBBP02B que, de acordo com a classificação de Shepard é também um silte arenoso (Figura 71E), divergindo somente no percentual das frações, 20.5%, 55.9%, 18.2 e 4.8% para cascalho, areia, silte e argila, respectivamente. Diferente da amostra PBBP02A, denominada como areia ou arenito (Figura 71C) e com distribuição granulométrica no que tange às concentrações de cascalho, areia, silte e argila de 16.3%, 72.6%, 7.4%, 3.8%, respectivamente, semelhante a amostra PBBP01.

Os percentuais obtidos na granulometria estão em concordância com os gráficos de hidrodinâmica, responsável pela interpretação da dinâmica deposicional dos sedimentos. No caso da amostra PBBP02A, a hidrodinâmica do material se mostrou caracterizada como muito alta, tal qual a amostra PBBP01A, indicando que a referida amostra esteve sujeita ao mesmo tipo de transporte, ou seja, o transporte fluvial. Já as amostras PBBP02B e PBBP02C, mesmo apresentando uma hidrodinâmica muito alta, estão posicionadas mais próximas ao quadrante IV-C do ternário de Pejrup, indicando que o transporte desse material se deu em ambiente mais viscoso que o PBBP02A e de forma semelhante que a amostra PBBC01B, mas em ambos os casos o transporte dos sedimentos teria se dado através da dinâmica fluvial ora de maior, ora de menor energia.

Figura 71 - Perfil estratigráfico (A), Diagramas de Pejrup (B, D e F) e Diagrama de Shepard (C, E e G).

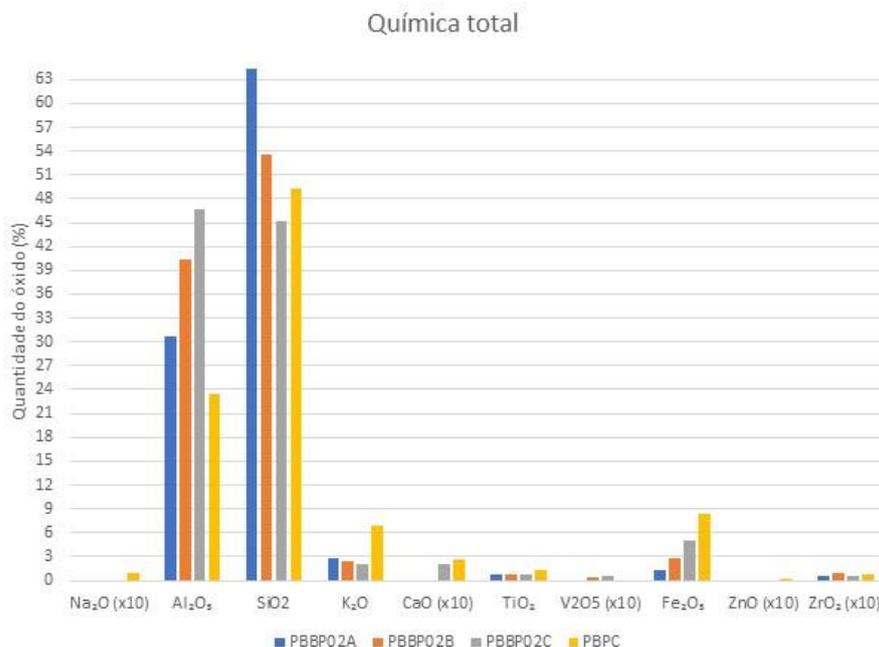


Esta interpretação é atestada pelos dados morfoscópicos que mostraram que os três depósitos do perfil PBBP02 são bastante heterogêneos no quesito tamanho dos grãos, variando de prismoidal a discoidal (sendo a maioria dos grãos com esfericidade sub-discoidal), além de variar bastante no que tange ao grau de arredondamento – de muito angular a grãos bem arredondados -, com maioria dos grãos sub-angulares e sub-arredondados para as três amostras. Os grãos são essencialmente variações de quartzo, por vezes cobertos por uma camada ferruginosa, além de uma pequena porção de ilmenita, sendo a exceção os grãos da amostra PBBC02C que não apresenta grãos com esta camada, além de ter apresentado uma quantidade de muscovita, que também foram encontrados nas amostras do perfil PBBC01 e no PSLBB01. Ademais, a diferença entre os depósitos dentro do perfil foi observada no quesito textura superficial e opacidade, onde as amostras PBBP02B e PBBP02C apoiaram a interpretação dos gráficos de hidrodinâmica de transporte mais viscoso que a amostra PBBP02A devido ao aumento da opacidade dos grãos.

Por fim, ainda no quesito classificação sedimentológica, ambas amostras foram classificadas como pobremente selecionadas e com grau de assimetria muito positiva, sendo amostras PBBP02B (com idade LOE de  $18.450 \pm 1.710$ ) e PBBP02C classificadas como areia fina, apenas divergindo no grau de curtose, onde a primeira apresentou grau de curtose mesocúrtico – indicando que não houve mistura de materiais de diferentes frações granulométricas durante o transporte, tal qual observado na amostra PBBC02B -, enquanto que a segunda possui curtose muito platicúrtica. Já a amostra PBBP02A, cuja a idade LOE é de  $5.100 \pm 1.500$ , foi classificada como areia média e curtose muito leptocúrtica, cuja a sedimentação ocorreu através do processo seletivo das frações granulométricas, tal qual a amostra PBBP01.

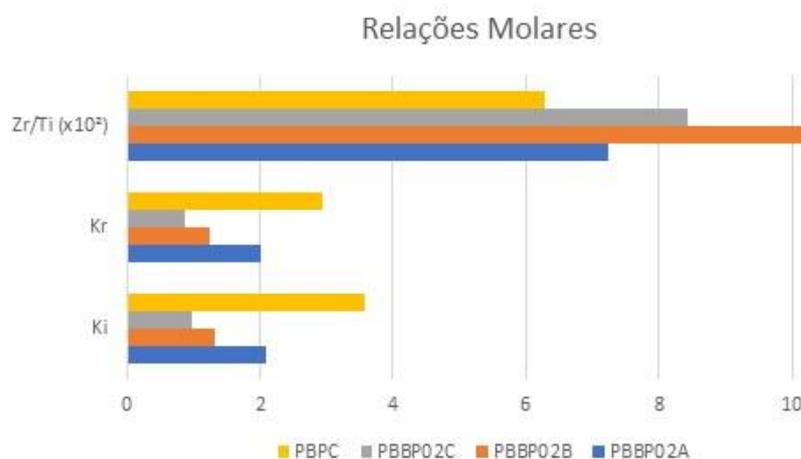
Os dados referentes à análise geoquímica indicaram a ausência na concentração de elementos facilmente mobilizados (Na, Ca e Zn), sendo o K único elemento a ter concentrações consideráveis para as três amostras (figura 72), não diferindo significativamente uma da outra, e podendo significar a presença de minerais primários nas amostras. Todas as amostras são caracterizadas pela alta concentração de sílica e alumínio e baixa acumulação de ferro. As concentrações totais destes elementos vão variar de acordo com o pacote deposicional, havendo um aumento gradual dos teores de  $Fe_2O_3$  e  $Al_2O_3$  do topo para a base do perfil ao passo que a concentração de  $SiO_2$  a relação é o contrário. Estas altas concentrações de Si nos perfis podem ser reflexo tanto do pouco amadurecimento mineralógico dos depósitos, acentuados pelo acúmulo residual da fração areia nas amostras pela evacuação da fração argila, principalmente.

Figura 72 - Análise Química total por amostra.



Dentro da lógica do grau de intemperismo dos depósitos é demonstrado na relação entre Si, Al e Fe, os índices Ki e Kr estabelecidos para as três amostras do perfil PBBP02 (figura 73) indicaram que além de se tratarem de depósitos distintos, estes apresentam graus de intemperismo singulares, mesmo ambas estando classificados como sedimentos alíticos, ou seja, com um grau de intemperismo moderado apresentando  $K_i < 2.2$  e  $K_r > 0.75$ . Os valores obtidos para as amostras indicaram que a amostra mais amadurecida geoquimicamente é a amostra PBBP02C, cujo os valores são os menores das três amostras, seguido pela amostra PBBP02B e por fim a amostra PBBP02A, a menos amadurecida do ponto de vista geoquímico, estando quase no limiar da classificação de sedimentos sialíticos.

Figura 73 - Relações molares Zr/Ti, Ki e Kr por amostras.



Esta relação de depósitos mais antigos em direção à base do perfil é respaldada pelos dados cronológicos, confirmando que a amostra PBBP02A é mais jovem que a amostra PBBP02B e, conseqüentemente a amostra PBBP02C, mesmo não havendo idade estabelecida para esta amostra. O pouco amadurecimento geoquímico e a validação da hipótese de três eventos deposicionais distintos é fortalecida pelas concentrações de Zr e Ti, que são extremamente baixas, quando o esperado para sedimentos mais maduros do ponto de vista geoquímico é justamente a concentração destes elementos. Já no que diz respeito a razão molecular Zr/Ti esta revelou que dentre as três amostras, o depósito PBBP02B é o que mais teve incorporação de outros materiais durante o processo de transporte, bem semelhante à amostra PBBP01A.

Da mesma maneira que o perfil descrito anteriormente, as amostras sugerem uma origem fluvial para os sedimentos ora descritos e dada a sua posição atual na paisagem em relação ao curso d'água pode-se inferir numa mudança no nível de base local, da mesma forma como aconteceu em outros perfis analisados (PBBC01, PSLBB01). A partir do momento que estes depósitos passaram a configurar como modelados denudacionais, sofreram retrabalhamento do topo das formas tabulares para os setores de encostas, ficando aprisionados antes de atingir o novo nível de base, dentro de uma perspectiva climática que evacua as frações mais finas e deixam os sedimentos mais grosseiros reafeiçãoando a paisagem.

### 5.3 CRONOLOGIA E CORRELAÇÃO CRONOESTRATIGRÁFICA DOS SEDIMENTOS DO PIEMONTE DA BORBOREMA

Os depósitos elencados na seção anterior trazem consigo a oportunidade de entender sobre a dinâmica ambiental quaternária para a área de pesquisa. Através da abordagem morfoestratigráfica atrelada à técnica de datação por Luminescência Opticamente Estimulada – LOE, foi possível realizar uma interpretação qualitativa e probabilística acerca da evolução da paisagem geomorfológica da área.

As oito seções verticais demonstraram similaridades litológicas e deposicionais, em disposição vertical indicando o controle geotectônico nas formas, ora criando espaços de acumulação, ora desarticulado a sedimentação proveniente da dinâmica fluvial e transformando-as em modelados denudacionais e que, sob determinadas condições desestabilizadores do equilíbrio morfoclimático, tanto mantos de intemperismo quanto depósitos de origem fluvial foram remobilizados e retrabalhados pelos processos de encosta.

Os registros estratigráficos revelam que pelo menos desde os últimos 50.000 anos há eventos de retrabalhamento de sedimentos para o setor oriental do Piemonte da Borborema e tais processos estão ligados à períodos de forte atividade morfogenética regulada pela ação dos sistemas climáticos dentro do período do Último Máximo Interstadial (idades 46.900 a 31.400), do Último Máximo Glacial (idades entre 22.800 a 16.500), transição Pleistoceno/Holoceno (idade 10.100 ka), Ótimo Climático do Holoceno (idades 8.500 a 5.100) e Holoceno Superior – idade 3.200 ka (Tabela 07).

A idade mais antiga, relativa ao Último Máximo Interstadial, é caracterizada como um depósito relacionado à dinâmica fluvial de uma provável planície de inundação (amostra PSLBB01 - ~46.900) desconectada do curso atual da drenagem. Este depósito está associado ao evento Heinrich 5, período de ampla e rápida remobilização dos materiais após o Penúltimo Máximo Glacial, predominantemente seco, e que, a partir do súbito aquecimento ainda no período glacial, culminou em eventos de grande magnitude, responsáveis pela remobilização de espessos mantos de intemperismo, bem como o aumento no transporte de materiais com maior aporte granulométrico como os fluxos de detritos, tanto em ambientes de encostas (MÜTZEMBERG, 2007; LIMA *et al.*, 2016; FONSÊCA *et al.*, no prelo) como em ambientes fluviais, como no caso da amostra PSLBB01.

Tabela 7 - Idade LOE dos depósitos de encosta.

| Código do Laboratório | Nome da Amostra | Dose Anual ( $\mu\text{Gy}/\text{Ano}$ ) | Th (ppm)           | U (ppm)           | K (%)             | Paleodose (Gy) | Idade              |
|-----------------------|-----------------|--|--------------------|-------------------|-------------------|----------------|--------------------|
| 4840                  | PBBC01B         | 5.610 $\pm$ 330                          | 27.013 $\pm$ 1.117 | 6.530 $\pm$ 0.357 | 2.457 $\pm$ 0.419 | 18.0           | 3.200 $\pm$ 550    |
| 4836                  | PBBC02A         | 3.550 $\pm$ 240                          | 13.902 $\pm$ 0.601 | 3.343 $\pm$ 0.204 | 1.871 $\pm$ 0.304 | 58.5           | 16.500 $\pm$ 2.400 |
| 4837                  | PBBC02B         | 3.360 $\pm$ 230                          | 13.814 $\pm$ 0.599 | 3.838 $\pm$ 0.233 | 1.531 $\pm$ 0.303 | 63.4           | 18.900 $\pm$ 2.700 |
| 4838                  | PBBC03          | 3.360 $\pm$ 230                          | 10.810 $\pm$ 0.484 | 3.869 $\pm$ 0.237 | 1.683 $\pm$ 0.285 | 34.0           | 10.100 $\pm$ 1.630 |
| 4831                  | PSLBB01A        | 1.655 $\pm$ 210                          | 15.648 $\pm$ 0.658 | 3.889 $\pm$ 0.221 | 0.084 $\pm$ 0.269 | 106.0          | 46.900 $\pm$ 8.120 |
| 3451                  | PBBCM01A        | 4.900 $\pm$ 280                          | 27.939 $\pm$ 1.006 | 7.401 $\pm$ 0.388 | 0.696 $\pm$ 0.101 | 41.4           | 8.500 $\pm$ 900    |
| 3445                  | PBBCM01B        | 4.050 $\pm$ 220                          | 22.743 $\pm$ 0.819 | 5.298 $\pm$ 0.176 | 0.777 $\pm$ 0.113 | 127.3          | 31.410 $\pm$ 3.300 |
| 3450                  | PBBCM02B        | 4.070 $\pm$ 355                          | 24.919 $\pm$ 0.897 | 5.354 $\pm$ 0.764 | 0.619 $\pm$ 0.090 | 93,0           | 22.860 $\pm$ 3.150 |
| 4833                  | PBBP01          | 2.400 $\pm$ 200                          | 4.735 $\pm$ 0.256  | 1.397 $\pm$ 0.122 | 1.632 $\pm$ 0.237 | 15.1           | 6.280 $\pm$ 1.780  |
| 4834                  | PBBP02A         | 2.790 $\pm$ 220                          | 5.485 $\pm$ 0.292  | 2.008 $\pm$ 0.155 | 1.838 $\pm$ 0.265 | 14.2           | 5.100 $\pm$ 1.150  |
| 4835                  | PBBP02B         | 2.530 $\pm$ 200                          | 6.579 $\pm$ 0.320  | 1.460 $\pm$ 0.122 | 1.629 $\pm$ 0.245 | 46.6           | 18.450 $\pm$ 1.710 |

A segunda idade dentro do Último Máximo Interstadial, já se encontra dentro do contexto de transição entre este e o Último Máximo Glacial, dentro do evento Heinrich 3 (amostra PBBCM01B ~31.400). A amostra corresponde a um depósito caracterizado como fluxo de detritos, associado a uma dinâmica climática de aumento da precipitação e remobilização dos materiais elúvio/coluviais, a exemplo dos fluxos de lama datados no Gráben do Cariatá, dentro da área desta pesquisa, por Bezerra *et al.*, (2008) e colúvios em uma área sub-úmida no interior do Nordeste (LIMA *et al.*, 2016) e corroborados por observações feitas por Barreto (2010) a partir de variações abruptas nos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de amostras de estalagmites demonstrando, portanto, a variação nas taxas de pluviosidade durante o período glacial. Estas variações são interpretadas como causadoras de maior umidade durante os eventos Heinrich 5, 4 e 3, alternados por períodos mais secos entre eles, sendo a transição entre estes eventos os responsáveis pela remobilização de sedimentos.

Já as amostras situadas dentro do Último Máximo Glacial, isto é, dentro do Estágio Isotópico Marinho 2, são caracterizadas como fluxo de detritos (amostra PBBCM02B ~22.800 e amostra PBBP02B ~18.400) e os depósitos coluviais PBBC02 A (idade ~16.500) e PBBC02B (idade ~18.900), estando a amostra PBBCM02B coincidentes com o período entre 23.800 a 22.900 AP quando ocorreu o evento quente Dansgaard-Oeschger 2. Nesta fase, em estudos de estalagmites do norte de Minas Gerais (STRIKS, 2011) foi identificadas condições climáticas mais secas, responsável por provocar um hiato deposicional na área sendo tais condições também responsáveis pela remobilização de fluxos de detritos.

As amostras que estão dentro do intervalo de 18.000 a 15.600 AP, tal qual os sedimentos relativos às amostras PBBP02B, PBBC02A e PBBC02B, estão enquadradas dentro do evento Heinrich 1 (HS1) que sucede o evento Dansgaard-Oeschger 2. A característica principal da relação desses dois eventos foi observada por Ledru *et al.*, (2002; 2006) através de mudanças no padrão vegetacional através de registros polínicos da Lagoa do Caçó no Estado do Maranhão, indicando que durante a deglaciação havia um predomínio genérico de vegetação típica de climas secos, que é suplantada por uma vegetação típica de climas de maior umidade, cujo o pico se dá justamente dentro do período do evento Heinrich 1.

Desta assertiva, Goñi & Harison (2010) e Arz *et al.*, (1998) observaram uma marcante sincronia entre o evento Heinrich 1 e o maior aporte de sedimentos terrígenos, o que corrobora com a sedimentação encontrada nas amostras PBBP02B e PBBC02B, haja vista que o trabalho erosivo foi mais atuante devido ao aumento da precipitação e a vegetação ainda com características de um clima mais seco. Dupont *et al.*, (2010) em estudos no Ceará e Rio Grande do Norte, identificaram que no início do HS1 (18 – 16,6 ka) a assembleia polínica era composta

por uma mistura de gramíneas e elementos típicos de savana, ao passo que na segunda fase (16.600 – 14.900 AP.) houve um crescimento marcante na diversidade de elementos florestais e após este período houve uma retomada para espécies de gramíneas e savanas.

Os eventos situados na transição Pleistoceno/Holoceno, ou seja, aqueles ocorridos por volta dos 10.000 AP. são apontados segundo Corrêa (2001) como responsáveis por uma intensa remobilização das coberturas superficiais decorrentes de uma intensa reumidificação regional. Esta reumidificação se deu de forma rápida, afetando o clima em escala regional no Nordeste do Brasil, capazes de transportar blocos juntamente com material de origem elúvio/coluvial, a exemplo do colúvio da amostra PBBC03 (~10.100 AP).

Possivelmente, o material de origem do depósito PBBC03 teve o seu desenvolvimento durante o evento HS1, ficando estável na paisagem durante a mudanças abruptas ocorridas entre aproximadamente 14.600 e 12.800 AP. do evento quente Bølling-Alerød (RASMUSSEN *et al.*, 2006) no hemisfério norte e que também impactou o clima no Nordeste do Brasil, criando um grande déficit na precipitação devido ao deslocamento da ZCIT para Norte conforme observado em estudos no Oeste da Bahia (WANG *et al.*, 2007) e no Rio Grande do Norte (CRUZ *et al.*, 2009). Esta hipótese também pôde ser verificada através de indicadores de geoquímica de matéria orgânica que apontaram menor degradação e predomínio de matéria orgânica continental coincidentes temporalmente com eventos HS1 e Younger Dryas (JENNERJAHN *et al.*, 2004), sendo estas mudanças atribuídas a um menor tempo de residência da matéria orgânica e a um aporte fluvial mais intenso, relacionado a uma maior precipitação sobre o Nordeste do Brasil, indicando que estas mudanças bruscas foram possivelmente as principais responsáveis pela remobilização de sedimentos.

A reumidificação iniciada na Transição Pleistoceno/Holoceno teve seu ápice por volta de 7.000 AP, durante a fase conhecida como Ótimo Climático, período de maior umidificação na Região Nordeste, com idades de coluvionamento observada por vários autores (CORRÊA, 2001; MÜTZEMBERG, 2010; LIRA, 2014; TAVARES, 2015; LIMA *et al.*, 2016; FONSÊCA *et al.*, no prelo) e no caso da área estudada se apresenta sob a forma de fluxo de detritos (PBBCM01A ~8.500 ka) sobre outro fluxo de detritos datado do evento Heinrich 3, e sob a forma de fluxo de lama das amostras PBBP01 (idade ~6.280) e PBBP02A (amostra ~5.100) também assentadas sobre depósitos de fluxo de detritos, sendo o fluxo da base do perfil PBBP02 datado do evento Heinrich 1.

Estes dados de coluvionamento apontam para um clima mais úmido neste período, corroborados com valores baixos de  $\delta^{18}\text{O}$  em espeleotemas corrobora com a interpretação de maior umidade (BARRETO, 2010), estando o retorno das condições climáticas mais secas

somente a partir de 5.000. Haug *et al.*, (2001) ao analisarem concentrações de titânio em sedimentos marinhos na costa venezuelana, identificaram um aumento nas concentrações deste elemento durante o Holoceno Inferior e Médio e uma diminuição destas concentrações a partir de 4.000. Estes resultados indicam que quanto maiores as concentrações de titânio nos sedimentos marinhos maior seria o aporte de sedimentos terrígenos de origem continental, devido a condições mais úmidas no continente, ao passo que a diminuição das concentrações deste elemento seria devido a uma menor descarga fluvial por conta do aumento da aridez na porção norte da América do Sul.

Estas condições mais secas no Nordeste do Brasil a partir do início do Holoceno Superior, isto é, a partir de 5.000 se dá devido a uma acentuada queda na precipitação e maior flutuação na temperatura, ora mais quente ora mais frio, resultando na diminuição da sedimentação coluvial. Tal interpretação se justifica devido ao fato que a partir deste período já se teria a ocorrência de Paleo-ENSO (ocorrido por volta de 3.500 a 2.800 AP.), explicando a sedimentação da amostra PBBC01B (idade ~3.200), derivadas de eventos pluviométricos de baixa recorrência e alta magnitude afetando a região como todo. A condição climática mais seca foi responsável pela expansão da vegetação de caatinga (OLIVEIRA *et al.*, 1999) em substituição da vegetação típica de savana encontrada durante o Holoceno Médio (MELO, 2013), o aumento da atividade eólica no sub-médio do rio São Francisco (LIRA, 2014) e diminuição/ausência de coluvionamento afetando tanto o semiárido nordestino (CORRÊA, 2001; TAVARES, 2015), quanto áreas úmidas do Nordeste como o da presente pesquisa (FONSÊCA *et al.*, no prelo), sendo os colúvios encontrados de acordo com Gurgel *et al.*, (2013) coincidentes com condições mais fracas na frequência normal de El-Niño (MOY, *et al.*, 2002), ocorrido no intervalo entre 4 – 2 ka.

### **5.3.1 Relação entre os fatores Geoquímicos, Climáticos e Tectônicos na dinâmica Geomorfológica do Setor Oriental do Piemonte da Borborema**

O entendimento da evolução geomorfológica através da descrição dos processos denudacionais e deposicionais em resposta às mudanças climáticas ocorridas dentro do Quaternário e controles estruturais dentro do contexto de margem passiva conta como uma série de metodologias, cuja finalidade é apresentar uma reconstrução mais fidedigna da paisagem. Neste sentido, a utilização dos dados geoquímicos na tentativa de definir estágios de intemperismo, assim como a origem dos materiais juntamente com os dados geocronológicos

trouxe à luz algumas correlações sobre o processo evolutivo do relevo no rebordo oriental do Nordeste Brasileiro.

O primeiro fator controlador nos processos de coluvionamento na área está atrelado às mudanças climáticas, tal qual em diversos outros estudos em áreas tropicais, estando majoritariamente atrelados a mudanças bruscas (SIFEDDINE, CHIESSI & CRUZ JÚNIOR, 2016) do que a condições de estabilidade climática e biogeográficas. Para a área estudada, o coluvionamento deu-se desde o Último Máximo Interstadial até o Holoceno Superior. Espacializando os dados cronológicos, os depósitos mais antigos são encontrados nos setores mais rebaixados da área, dentro da área limítrofe entre o Piemonte da Borborema e o Planalto Sedimentar Litorâneo, a exemplo das amostras PSLBB01B e PBBCM01B, com idades de aproximadamente 46.900 e 31.400, respectivamente, estando estes depósitos na base dos perfis e em relação aos demais perfis analisados, indicando a presença de uma formação em cascata, já estabelecida em outros contextos na região Nordeste (CORRÊA, 2001; MÜTZENBERG, 2007; 2010; GURGEL *et al.*, 2013; TAVARES, 2015; FONSECA *et al.*, no prelo).

Os dados da análise geoquímica corroboram com esta perspectiva em cascata, sobretudo a amostra PBBCM01B quando comparada a sedimentos datados por Fonseca *et al.*, (no prelo) localizados à montante deste que datam de 50.000 e 37.000 anos, onde o amadurecimento geoquímico é maior nas amostras mais antigas e este vai diminuindo à medida que se analisa as amostras mais jovens levando-se em consideração as razões Ki e Kr e os teores de titânio. O efeito em cascata é melhor estabelecido entre o depósito de 37.000 anos e a amostra PBBCM01B devido à proximidade dos dois depósitos e as características granulométricas, podendo ser o depósito PBBCM01B um retrabalhamento do depósito de 37.000, condizentes com o evento proposto por Arz *et al.*, (1998) e Behling *et al.*, (2000) por volta de 33.000 anos AP. caracterizado por grande volume de precipitação e, conseqüentemente remobilização de sedimentos.

Estes autores também atentam para outro evento por volta de 40.000 anos com o aumento significativo da precipitação em decorrência do final do evento Heinrich 5 e início do evento quente Dansgaard-Oeschger 12, que possivelmente também afetou a dinâmica fluvial para a região, aumentando o transporte e deposição em planícies de inundação, tal qual o depósito PSLBB01B, que possuem características granulométricas e geoquímicas com um depósito de idade aproximada de ~45.000 anos descrito por Fonseca *et al.*, (no prelo). Neste ponto, a interpretação da dinâmica em cascata dentro de uma perspectiva climática fica impossibilitada, haja vista a localização geográfica dos perfis. Entretanto, neste ponto é possível estabelecer indícios de controles estruturais na mudança do nível de base atuantes na região,

haja vista que a análise geoquímica demonstrou a origem alóctone do material, os dados morfológicos e granulométricos sugerem que estes são de origem fluvial e em ambos os casos, juntamente com o depósito PBBC01B, existe a presença de mosqueamento servindo como um bom indício do rebaixamento do nível de base. Ademais, em todos os casos os depósitos se encontram próximo de zonas de fraqueza, corroborando com a ideia de alçamento/abatimento de blocos, havendo inclusive diferenças altimétricas de 20 a 100 metros entre o topo (onde se encontra os depósitos) e a base (onde se encontra a drenagem atual).

O período em que ocorreram estes depósitos coincidem com uma relativa melhora climática dentro do stadial, onde pôde ser observado dois picos de sedimentação terrígena ao longo do talude continental à leste de Fortaleza (BEHLING *et al.*, 2000), atribuído a momentos curtos de elevado volume pluviométrico, dialogando com a afirmativa de Barreto (2010) que afirma que durante o período de 40.000 a 30.000 anos AP, houve a predominância de condições mais secas, dentro do intervalo de tempo aonde ocorre os depósitos de fluxos de detritos acima mencionados, onde a torrencialidade das chuvas pôde ser capaz de redistribuir os depósitos ao longo dos espaços de acomodação côncavos, formando rampas de fluxo de detrito de baixa viscosidade. A ocorrência de alguns pontos onde a matriz da cascalheira se comporta somente de forma intersticial, sugere que o ambiente passou por um período de retrabalhamento pós-deposicional através da erosão laminar, evacuando e redistribuindo as frações finas, testemunhando um período em que provavelmente a vegetação se apresentava mais esparsa, deixando a superfície livre para o trabalho erosivo em lençol.

A perspectiva de remobilização de sedimentos a partir de mudanças climáticas também pode ser observada na amostra PBBCM02B (~22.800 anos), dentro da transição do evento frio Heinrich 2 e o evento quente Dansgaard-Oeschger 2 dentro do Último Máximo Glacial, associado à criação de loci deposicionais, bem como os depósitos PBBP02, PBBC02A e PBBC02B (~18.400, ~16.500 e ~18.900 anos, respectivamente) na transição do evento Dansgaard-Oeschger 2 e o Heinrich 1. Através das condições de umidade estabelecidas em escala regional a partir de 31.000 anos, pôde-se desenvolver mantos de intemperismo espessos, conforme indica os dados geoquímicos das amostras, sobretudo das amostras coluviais PBBC02A e PBBC02B. No caso da amostra PBBP02 a geoquímica sugere que este depósito passou por processo de remobilização dos finos pós-deposicional, semelhante a amostra PBBCM02B, estando o processo formativo destes depósitos atrelados a momentos de estabilidade climática para que fosse possível gerar perfis compostos por elementos ferromagnesianos.

Dentro deste período, a alternância entre condições mais úmidas e mais secas teriam sido responsáveis pela formação de espessos mantos de intemperismo e transporte de grande quantidade de sedimentos pela ação fluvial que, por sua vez, teriam sido desmantelados a partir da reativação de antigas zonas de cisalhamento, desencadeando o rebaixamento do nível de base e conseqüente criação de espaços de acomodação no sopé das encostas e desenvolvimento de *hollows*. Este rebaixamento do nível de base afetou inclusive os depósitos do tipo planície de inundação, que atualmente estão desarticuladas da drenagem contemporânea e configurando como modelados denudacionais e sujeitos à remobilização.

No período de transição do Pleistoceno para o Holoceno, o Nordeste do Brasil foi marcado por mudanças climáticas em direção a condições mais úmidas e quentes, apresentando precipitações de alta magnitude. Estes eventos possivelmente teriam atingindo as encostas antes da sua estabilização pela cobertura vegetal (LIMA, 2015), ocasionando coluvionamentos de alta energia, tal qual o depósito PBBC03. A geoquímica deste depósito sugeres que este passou por um período de repouso na paisagem de modo a se desenvolverem, conforme indica os teores de Fe e Ti, bastante semelhante ao das amostras do perfil PBBC02. É nessa fase, que se inicia a deposição de colúvios em baixas rampas até o Holoceno Médio, atestada por idades encontradas por Corrêa (2001), Lima (2015), Tavares (2015), Fonsêca *et al.*, (no prelo) em depósitos semelhantes.

O pico de sedimentação para área se dá a partir de 9.000 até 5.000 anos, relacionados ao período de reumidificação pós-glacial o Ótimo Climático do Holoceno, responsáveis pelo retrabalhamento de materiais sob a forma de fluxos de lama e detritos tal qual as amostras PBBP01, PBBP02A e PBBCM01A. Os dados oriundos das análises geoquímicas sugerem que estes materiais são frutos de retrabalhamento de sedimentos previamente depositados, mais uma vez indicando a perspectiva de deposição em cascata, demonstrando que as perturbações neste período estão atreladas à perturbações climáticas associadas àquelas controladas por mudança no nível de base.

Após 5.000 anos, ou seja, a partir do Holoceno Médio, o que tem ocorrido é a redistribuição longitudinal dos sedimentos ao longo de canais em trechos não confinados havendo, portanto, uma diminuição sensível na deposição de encostas. Tal fato é corroborado pela quase ausência de idades neste intervalo, sendo na área estudada encontrado apenas dois depósitos, o do presente estudo relativo ao depósito PBBC01B, cujo os dados da análise geoquímica demonstram que se trata de um retrabalhamento de parte do topo do depósito da cascalheira fluvial para um setor mais rebaixado da encosta e outro presente no trabalho de Fonsêca *et al.*, (no prelo).

Em suma, no Último Máximo Interstadial ocorre a remoção do manto de intemperismo e formação de terraços cascalhões ao longo dos principais rios e com o aumento da vazão seguida no Último Máximo Glacial a sedimentação espasmódica continua nas encostas trazidas por eventos de alta magnitude, ocorrendo de forma esparsa e atuando sobre uma cobertura vegetal de ambientes mais secos. Com o rebaixamento do nível de base em cerca de 130 metros, todos os rios maiores encaixaram os seus talwegues, recortando os sedimentos do Último Interstadial que ficam suspensos como depósitos abandonados, que são rapidamente dissecados.

Nesta mesma época o entrincheiramento também pode ser derivado da retomada da tectônica ao longo das zonas de cisalhamento, desnivelando níveis de base. A dissecação decorrente da incisão após o UMG resultou em drenagens laterais e cabeceiras em alvéolos suspensos ao longo dos rios principais. Entretanto, essa dinâmica só atuou até uma certa distância da costa, até um *knickpoint* regional, a partir do qual, para oeste a incisão não avançou, seja pela presença de soleiras rochosas, seja pela curta duração do período de mar baixo, ou ainda pelo clima mais seco a oeste, ou todos estes fatores atuando concomitantemente sendo, entretanto, um processo ocorrido unicamente no setor do Piemonte da Borborema.

## 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A alternância entre momentos secos e momentos úmidos desde o Último Máximo Interstadial e o Último Máximo Glacial, explicando os depósitos anteriormente abordados são coincidentes com os intervalos de 40.000, 33.000, 24.000 anos de testemunhos matinhos onde há o aumento no aporte sedimentar argiloso com origem das descargas fluviais na região Nordeste (JANNERJAHN, *et al.*, 2004) devido ao aumento da precipitação e coincidentes com os limiares entre os eventos Heinrich e os eventos Dansgaard-Oeschger, ao passo que o registro de paleodunas no Ceará e estalagmites no norte da Bahia sugerem que por volta de ~39.600 anos AP houve a diminuição da paleopluviosidade relacionados ao evento Heinrich 4, demonstrando a variação da precipitação neste período.

Neste intervalo é constatada uma queda abrupta na temperatura da superfície do mar – TSM (JAESCHKE *et al.*, 2007) e que as anomalias na TSM durante os eventos Heinrich culminariam no aquecimento do Atlântico Sul (CARLSON *et al.*, 2008; BACKER *et al.*, 2009) e aumento da salinidade da superfície do mar – SSM (SCHMIDT *et al.*, 2006). A modificação da TSM e SSM durante mudanças climáticas abruptas, tal qual as que geraram os sedimentos analisados, são explicadas devido a diminuição da Circulação do Revolvimento Meridional do Atlântico (AMOC) que por consequência teria deslocado a ZCIT para o sul, modificando abruptamente o ciclo hidrológico tropical assim como na dinâmica erosiva e deposicional.

Após o período de 20.000 anos, foi identificado um período mais seco, sendo registradas uma diminuição na paleoprecipitação do Nordeste (HAUG *et al.*, 2001; PETERSON & HAUG, 2006) por conta do deslocamento da ZCIT para norte, estando as remobilizações de sedimentos atrelados a eventos pluviométricos extremos de baixa recorrência e alta magnitude, havendo o predomínio do intemperismo físico. O clima retornou a um estado de umidade após aproximadamente 15.000 anos AP (LEDRU *et al.*, 2006), atingindo uma grande umidificação após o evento seco Younger Dryas e, conseqüentemente, uma maior capacidade de remobilização dos materiais na transição Pleistoceno/Holoceno, relacionado ao deslocamento da ZCIT para sul.

O posicionamento mais ao sul da ZCIT, como causador do aumento da precipitação e remobilização dos materiais também pode ser atribuída a sedimentações ocorridas durante o Ótimo Climático do Holoceno, sendo tal assertiva respaldada a partir de paleoestimativas do gradiente da TSM (MCGEE *et al.*, 2014) baseadas na forte relação linear observada entre a posição média da ZCIT e o gradiente da TSM tanto no início do ciclo sazonal moderno quanto em modelos paleoclimáticos. Este período é associado ao máximo de umidificação antes da

estabilização da cobertura vegetal, onde as paleoprecipitações teriam causado coluvionamentos em todo o Nordeste, também coincidentes com uma influência mínima de eventos El-Niño, reduzindo a ocorrência de secas recorrentes e severas para o Nordeste.

Já a partir do Holoceno Superior há uma notável diminuição da sedimentação de encostas, haja vista que a partir deste período houve uma queda na precipitação e uma maior flutuação na temperatura, estando relacionada à migração da ZCIT para norte. Esta queda na precipitação fica evidente na quase total ausência de coluvionamentos de caráter regional, onde os poucos coluvionamentos existentes são relacionados a Paleo-El-Niño.

Desta maneira, os resultados obtidos nesta pesquisa, associados a estudos já realizados na região, contribuem no entendimento da dinâmica geomorfológica para o setor oriental do Planalto da Borborema. Os dados sedimentológicos e geoquímicos contribuíram na identificação da origem e grau de intemperismo a que estes depósitos foram e estão submetidos, ao passo que as idades obtidas pela datação por LOE auxiliaram na identificação dos controles estruturais e climáticos que atuaram durante o Pleistoceno e Holoceno.

As idades demonstraram que o processo de coluvionamento ocorre desde o Último Máximo Interestadial, estando concordantes com outras idades para o Nordeste não superiores a 60.000 anos (CORRÊA, SILVA & MELO, 2008), até o Holoceno Superior, corroborando com a ideia de que durante todo este período houve momentos de instabilidade e estabilidade climática, responsáveis pelos diversos processos deposicionais e evolução geoquímica. Fica ainda evidente a influência do posicionamento da ZCIT e sistemas atrelados, causando períodos de maior ou menor umidade para a região.

Já a complexidade tectônica na área se dá através da relação desta com a disposição dos sedimentos, onde a quebra de blocos não se dá de forma concatenada, uma vez que foram encontradas grandes desconexões entre os depósitos com origem fluvial, apresentando rejeito de até 100 metros com relação ao curso da drenagem atual. Esta situação indica uma dinâmica de alçamento e rebaixamento de blocos típicos de ambientes tectogênico. Assim, a tectônica atuou na área de modo a criar espaços de acomodação deposicional e desarticulação de depósitos da sua posição original, contribuindo no processo de coluvionamento e consequentemente na evolução da paisagem condicionada às mudanças climáticas ocorridas ao longo do Pleistoceno e Holoceno.

## REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. Domínios morfoclimáticos e províncias fitogeográficas do Brasil. **Orientação**, São Paulo, v. 3, p.45-48, 1967.
- AB'SABER, A. N. Posição das superfícies aplainadas do Planalto Brasileiro. **Notícia Geomorfológica**, São Paulo, v.5, n.3, p.52-54, 1960.
- AB'SABER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro. IGEOG-USP, **Bol. Geomorfologia**, São Paulo, n.19, p.40, 1969.
- AB'SABER, A. N. Os mecanismos da desintegração das paisagens tropicais no Pleistoceno: efeitos paleoclimáticos do período Würm-Wisconsin no Brasil. **Inter-Fácies Escritos e Documentos**, v.4, p.1-11, 1979.
- AB'SABER, A. N. Megageomorfologia do território brasileiro. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Org.). **Geomorfologia do Brasil**. 7 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011, p.71-106.
- ACCIOLY, A. C. A. **Geologia, Geoquímica e Significado Tectônico do Complexo Metanortositico de Passira – Província Borborema – Nordeste Brasileiro**. São Paulo, SP. 168f. 2000. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 2000.
- ADAMS, G. **Planation surfaces**. Downen, Pennsylvania: Hutchinson & Ross. 1975.
- AITKEN, M. J. **An introduction to Optical Dating**. Oxford University Press, 1998.
- ALHEIROS, M. M. & LIMA FILHO, M. A Formação Barreiras. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. **Estudos Geológicos - série B, Estudos e Pesquisas**, Recife: UFPE/DEGEO, v.10, p.77-88, 1991.
- ALMEIDA, F. F. M. The system of Continental Rift bordering the Santos Basin, Brazil. **An. Acad. Bras. Cienc.**, v.48 (supl.), p.15-26, 1976.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American platform. **Earth-Science Reviews**, v. 50, p. 77-111, 2000.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, v.17, p.1-29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977. Campina Grande – PB, **Atas...** Campina Grande: SBG, Núcleo Nordeste, 1977, p.363-391.
- ALMEIDA, F. F. M.; LEONARDOS, O. H.; VALENÇA, J. Review on granitic rocks of Northeast South America. In: SYMPOSIUM ON NORTHEAST SOUTH AMERICA GRANITES, 1, 1967. Recife – PE. **Resumes...** Recife: IUGS/UNESCO, 1967, 41p.
- ANDRADE, G. O. **A superfície de aplainamento pliocênica do Nordeste do Brasil**. Universidade do Recife, Diretoria Acad. Da Faculdade de Filosofia, 1958, 44 p.

ANDRADE, G. O. & CALDAS LINS, R. Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil. **Arqu. Inst. Cienc. da Terra**, Recife, v. 3/4, p. 17-27, 1963.

ANGELIM, L. A. A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, J. R. C.; WANDERLEY, A. A.; FORGIARINI, L. L.; MEDEIROS, M. F. Folha SB.24. Jaguaribe. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; VIDOTTI, R. M.; RAMOS, M. A. B. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: sistema de informações geográficas – SIG: folha SB.24 Jaguaribe, escala 1:1.000.000. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2004. 1CD.

ARAI, M. Grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP: Série Científica**, v.6, n.2, p.1-6, 2006.

ARCHANJO, C. J.; HOLLANDA, M. H. B. M.; SOUZA, L. C.; VASCONCELOS, P. Idade do magmatismo ultrapotássico-peralcalino da Zona Transversal (PE-PB) e suas implicações para a evolução da Província Borborema. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 23, 2009, Fortaleza. **Anais...Fortaleza**, p.104, 2009.

ARCHANJO, C. J.; OLIVER, P.; BOUCHEZ, J. L. Pluton granitiques du Serido (Ne Brésil): écoulement magmatique parallèle à la chaîne révélée par leur anisotropie magnétique. **Bull. Soc. Geol. France**, v.163, p.509-520, 1992.

ARRUDA, E. M. **Caracterização dos ambientes deposicionais na bacia do Ribeirão Entupido, Complexo Alcalino do Passa Quatro, Estado de São Paulo**. Rio Claro, SP. 2004. 174f. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual Paulista, 2004.

ARRUDA, E. M.; MENDES, I. A.; CORRÊA, A. C. B. Caracterização dos ambientes deposicionais recentes na bacia do Ribeirão Entupido, maciço alcalino do Passa Quatro, SP. In: MENDES, A. A.; LOMBARDO, M. A. (Org.). **Paisagens geográficas e desenvolvimento territorial**. Rio Claro: Ageteo, 2005, p.155-174.

ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediments yield inferred from last glacial marine deposits off northeastern Brazil. **Quaternary Research**, v.50, p.157-166, 1998.

ASLAN, A. Fluvial Environments. In: ELIAS, S.; MOCK, C. (Org.). **Encyclopedia of Quaternary Sciences**. Amsterdam: Elsevier. 2007. P.672-685.

ASSINE, M. L. **Sedimentação na bacia do Pantanal Mato-Grossense, centro-oeste do Brasil**. Rio Claro, SP. 2003. 115f. Tese de livre-docência, Universidade Estadual Paulista, 2003.

ÁVILA, F. F. **Análise da cobertura pedológica em uma toposequência na bacia do Córrego dos Pereiras – Depressão de Gouveia/MG**. Belo Horizonte, MG. 2009. 135f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, 2009.

ÁVILA, F. F. Razão Zircônio/Quartzo e Zircônio/Titânio aplicadas ao estudo da evolução pedogeomorfológica de uma toposequência na Depressão de Gouveia, Serra do Espinhaço Minas Gerais. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 9, 2012. Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: UGB, 2012, p. 1-5.

BALATKA, B.; GIBBARD, P. L.; KALVODA, J. Evolution of the Sázava Valley in the Bohemian Massif. **Geomorphologia Slovaca et Bohemica**, v.-1, p.55-76, 2010.

BARKER, S.; DIZ, P.; VAUTRAVERS, M. J.; PIKE, J.; KNORR, G.; HALL, I. R.; BROECKER, W. S. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. **Nature**, v.457, p.1097-1103, 2009.

BARRETO, E. A. S. **Reconstrução da pluviosidade da Chapada Diamantina (BA) durante o Quaternário Tardio através de registros isotópicos (O e C) em estalagmites**. São Paulo, SP. 110f. 2010. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 2010.

BARROS, S. D. S. **Aspectos morfo-tectônicos nos Platôs de Portalegre, Martins e Santana – RN**. Natal, RN. 1998. 133f. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 1998.

BEHLING, H.; ARZ, H. W.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Late Quaternary vegetational and climatic dynamic in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quaternary Science Reviews**, v.19, n.10, p.981-994, 2000.

BEHLING, H.; HOOGHMSTRA, H. Neotropical savanna environments in space and time: late Quaternary interhemispheric comparisons. In: MARKGRAF, V. **Interhemispheric climate linkages**. San Diego, Ca: Academic Press, p.307-323, 2001.

BERNARD, E. A. Climatic zonation theory. In: FAIRBRIDGE, R. W. **The Encyclopedia of atmospheric sciences and astrogeology**. Reinhold Publ. Cooperation. P.213-217, 1967.

BEURLIN, K. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. In: XXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, 1967. Curitiba. **Anais...**Curitiba: SBG, 1967, p. 151-158.

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 Sci.**, v.14, p.61-75, 2001.

BEZERRA, F. H. R.; FONSECA, V. P.; VITA-FINZI, C.; LIMA FILHO, F. P.; SAADI, A. Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravels sediments, NE Brazil. In: OBEMEIER, S. F. (Ed.). **Paleoliquefaction and Appraisal of Seismic Hazards**. Engineering Geology, v.76, p.191-208, 2005.

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

BEZERRA, F. H. R.; NASCIMENTO, A. F.; FERREIRA, J. M.; NOGUEIRA, F. C.; FUCK, R. A.; BRITO NEVES, B. B.; SOUSA, M. O. L. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America – Integration of seismological and paleoseismological. **Tectonophysics**, v.510, p.269-290, 2011.

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

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e Origem das paisagens tropicais**. Vol. 1, Florianópolis: Ed. UFSC, 2007. 426p.

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

BIGARELLA, J. J. & AB'SABER, A. N. Paleogeographische und Paleoklimatische aspekte des Kaenoziokums in Suedbrazilien, **Z. Geomorfo.**, Berlim, v. 8, p. 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**, v. 84, 1965.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e Origem das Paisagens tropicais e subtropicais**. 2° Ed. Florianópolis: Editora da UFSC, v.1, 2009.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. **Estrutura e Origem das Paisagens tropicais e subtropicais**. 2° Ed. Florianópolis: Editora da UFSC, v.2, 2008.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, J. K.; SILVA, J. X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. **Boletim Paranaense de Geografia**, n. 16/17, p. 85-116, 1965.

BIRKELAND, P. W. **Soils and Geomorphology**. New York: Oxford University Press, 1999, 372p.

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

BLAIR, T. C.; MCPHERSON, J. G. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hidraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. **Journal Sedimentary Research**, v.A64, p.450-489, 1994.

BOGGS, A. **Principles of sedimentology and stratigraphy**. New Jersey: Pearson Prentice Hall. 2006. 676p.

BOKHORST, M. P.; BEETS, C. J.; MARKOVIC, S. B.; GERASIMENKO, N. P.; MATVIISHINA, Z. N.; FRECHEN, M. Pedo-chemical Climate proxies in Late Pleistocene Serbian-Ukrainian loess sequences. **Quaternary International**, v.198, p.113-123, 2009.

BRÄUNING, A. Climate variability of the tropical Andes since the late Pleistocene. **Advances in Geosciences**, v.22, p.13-25, 2009.

BRASILINO, R. G. & MIRANDA, A. W. A. caracterização litogeoquímica do Complexo Salgadinho na Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB.24-Z-D-IV), Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 13. Gramado – RS. 2011. **Resumos...** Gramado: Soc. Bras. De Geoquímica, 2011, p.832-835.

BRIGGS, C. A. D.; BUSACCA, A. J.; MCDANIEL, P. A. Pedogenic processes and soil-landscape relationships in North Cascades National Park, Washington. **Geoderma**, v.137, p.192-204, 2006.

BRITO NEVES, B. B. América do sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrecionário andino. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7, 1999, Salvador – BA. **Anais...** Sociedade Brasileira de Geologia, p.11-13, 1999.

BRITO NEVES, B. B.; ALBUQUERQUE, J. P. T.; COUTINHO, J. M. V.; BEZERRA, F. H. R. Novos dados geológicos e geofísicos para a caracterização geométrica e estratigráfica da Sub-bacia de Alhandra (Sudeste da Paraíba). **Geologia USP: Série Científica**, v.6, n.2, p.71-80, 2009.

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.; PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S.; SANTOS, E. J. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos na Província Borborema. **Geologia USP: Série Científica**, v. 3, p.25-38, 2003.

BRITO NEVES, B. B.; RICCOMINI, C; FERNANDES, F. M. C.; SANT'ANNA, L. G. O sistema tectogênico terciário d saliente oriental nordestino na Paraíba: um legado Proterozóico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n.1, p.127-134, 2004.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: CORDANI, U.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.). **Tectonic Evolution of South America**, Proceedings of the 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p.151-182, 2000.

BRITO NEVES, B. B.; SPRÖESSER, W. M.; PETRONILHO, L. A.; SOUZA, S. L. Contribuição à Geologia e à Geocronologia do Terreno Rio Capibaribe (TRC, Província Borborema). **Revista do Instituto de Geociências – USP, Série Científica**, São Paulo, v.13, n.2, p.97-122, 2013.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; SANTOS, E. J. Geocronologia da Província Borborema: os fatos e as questões abertas. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE**, 16, Recife. 1995a. Boletim... Recife, SBG/NE, v.14, n.2, p.410-413, 1995a.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J.; CAMPOS NETO, M. C.; KOZUCH, M. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, v.25, p.279-296, 1995b.

BUTT, C. R. M.; LINTERN, M.J. & ANAND, R.R. Evolutions of regoliths and landscapes in deeply weathered terrain – implications of geochemical exploration. **Ore Geology Reviews**, v.16, p.167-183, 2000.

CAMPY, M & MACAIRE, J. J. **Géologie des formations superficielles: géodynamique – faciès – utilization**. Paris: Masson, 1989, 443p.

CARLSON, A. E.; LEGRANDE, A. N.; OPPO, D. W.; CAME, R. E.; SCHMIDT, G. A.; ANSLOW, F. S.; LICCIARDI, J. M.; OBBINK, E. Rapid early Holocene deglaciation of the Laurentide ice sheet. **Nature Geoscience**, v.1, p.620-624, 2008.

CHEREM, L. F. S. **Análise morfométrica da bacia do Alto rio das Velhas – MG**. Belo Horizonte, MG. 2008. 111f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, 2008.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 2 ed., 1980, 188p.

CHRISTOFOLETTI, A. A variabilidade espacial e temporal da densidade de drenagem. **Not. Geomorfológica**, v.21, n.42, p.3-22, 1981.

CIVICI, N. & VAN GRIEKEN, R. Energy-dispersive X-Ray fluorescence analysis in geochemical mapping. **X-Ray Spectrom**, 26, p.147-152, 1997.

CLARKE, M. L.; RENDELL, H. L.; WINTLE, A. G. Quality assurance in luminescence dating. **Geomorphology**, v.29, p.173-185, 1999.

CLAUDINO SALES, V.; PEULVAST, J. P. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Caminhos de Geografia**, v.7, n.20, p.1-21, 2007.

COGNÉ, N.; COBBOLD, P. R.; RICCOMINI, C.; GALLAGHER, K. Tectonic setting of the Taubaté Basin (Southeastern Brazil): insights from regional seismic profiles and outcrop data. **Journal of South American Earth Sciences**, v.42, p.194-204, 2013.

COHEN, J.; CAVALCANTI, I. F. A.; BRAGA, R. H. M.; NETO, L. S. Linhas de Instabilidade na costa N-NE da América do Sul. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.75-93.

COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P.; & LEPSCH, I. F. Stratigraphical discontinuities, tropical landscape evolution and soil distribution relationships in a case study in SE – Brazil. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v.26, p.673-683. 2002.

CORDIER, S.; HARMAND, D.; LAUER, T.; VOINCHET, P.; BAHAIN, J. J.; FRECHEN, M. Geochronological reconstruction of the Pleistocene evolution of the Sarre Valley (France and Germany) using OSL and ESR dating techniques. **Geomorphology**, v.165-166, p.91-106, 2012.

CORRÊA, A. C. B. Contribuição à análise do Recife como um Geossistema Urbano. **Revista de Geografia**, Recife, v.23, n.3, p.86-105, 2006.

CORRÊA, A. C. B. – 2001 – **Dinâmica geomorfológica os compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. Rio Claro, SP. 2001. 386 f. Tese Doutorado - Universidade Estadual Paulista, 2001.

CORRÊA, A. C. B. & MENDES, I. A. O problema das superfícies de erosão: novas abordagens conceituais e metodológicas, **Revista de Geografia DCG/UFPE**, 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 do Cariatá, Paraíba. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 10, 2005. Guarapari – ES. **Anais...** Guarapari – ES, ABEQUA, p.1-7, 2005.

CORRÊA, A. C. B.; SILVA, D. G.; MELO, J. S. Utilização dos depósitos de encostas dos brejos pernambucanos como marcadores paleoclimáticos do Quaternário Tardio no semiárido nordestino. **Mercator**, Fortaleza, v.7, n.14, p.99-125, 2008.

CORRÊA, A.C.B; TAVARES, B.A.C; MONTEIRO, K.A; CAVALCANTI, L.C.S; LIRA, D.R. Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 31, n.1/2, p.35-52, 2010.

CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C.; MONTEIRO, K. A.; FONSÊCA, D. N. Aplicação de técnicas geocronométricas em geomorfologia: uma atualização metodológica. **No prelo**.

COSTA, M. L.; CARMO, M. S. & BEHLING, H. Mineralogia e geoquímica de sedimentos lacustres com substrato laterítico na Amazônia Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v.35, n.2, p.165-176. 2005.

COTTON, A. **Geomorphology**. London: Witcombe e Tombs Limited, 1968, 187p.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Folha Cabedelo (SB -25 –Y –A – VI). In: NEUMANN, V. H. M. L.; GUERRA, N. C.; MELO, C. B.; MENEZES FILHO, J. A.; LIMA, R. P. **Programa Geologia do Brasil – Relatório técnico, Etapa Final**. Ministério de Minas e Energia/UFPE, 2014, 48p.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folhas Natal/Recife. 2007. Disponível em < <http://geobank.cprm.gov.br/>>.

CRANDALL, R. **Geografia, geologia, suprimento d'água, transportes e açudagens**. Rio de Janeiro: I. F.O.S., n.10, 1910.

CRUZ, F. W.; VUILLE, M.; BURNS, S. J.; WANG, X.; CHENG, H.; WERNER, M.; EDWARDS, R. L.; KARMANN, I; AULER, A. S.; NGUYEN, H. Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. **Nature Geoscience**, v.2, p.210-214, 2009.

CRUZ, L. O. M. **Assinatura Geoquímica de unidades coluviais da bacia do Córrego do Rio Grande – Depressão de Gouveia/MG**. Belo Horizonte, MG. 152f. 2006. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal de Minas Gerais, 2006.

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

DAMUTH, J. E.; FAIRBRIDGE, R. W. Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and Ice-age aridity in tropical South America. **Bulletin of the Geological Society of America**, v.81, p.189-206, 1970.

DANTAS, E. L.; HACKSPACHER, P. C.; VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B. Achaean accretion in the São José do Campestre massif, Borborema Province, Northeast Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.28, p.221-228, 1998.

DAVIS, W. M. The geographical cycle. **Geographical Journal**, v.14, n.5, p.481-504, 1899.

DEFFONTAINES, B. Regiões e paisagens do Estado de São Paulo. **Boletim Geográfico**, Ano II, p. 1837-1850, 1945.

DEMANGEOT, J. Ensaio sobre o relevo do Nordeste brasileiro. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v.4, n.7-8, p.11-23. 1961.

DE MARTONNE E. **Problemas morfológicos do Brasil tropical Atlântico**. Revista Brasileira de Geografia, Ano V, n.4, p.3-30 (1° parte), 1943.

DE MARTONNE E. **Problemas morfológicos do Brasil tropical Atlântico**. Revista Brasileira de Geografia, Ano VI, n.2, p.3-26 (2° parte), 1944.

DEMEK, J. (Ed) **Manual of detailed geomorphological mapping**. Praga: Comm. Goomorph. Surv. Mapping. IGU, 1972. 368p.

DEMEK, J.; EMBLETON, C. **Guide to medium-scale geomorphological mapping**. Stuttgart: International Geographical Union, Commission on Geomorphological Survey and Mapping, 1978. 348p.

DRESCH, J. Les problèmes morphologique du Nord-Est Brésilien. **Bull. Ass. Geog. Français**, v. 263/264, p. 48-59, 1957.

DUPONT, L. M.; SCHLÜTZ, F.; TEBOHEWAH, C.; JENNERJAHN, T. C. PAUL, A.; BEHLING, H. Two-step vegetation response to enhanced precipitation in Northeast Brazil during Heinrich event 1. **Global Change Biology**, v.16, p.1647-1660, 2010.

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, SP. 336f. 2v. 2000. Tese de Doutorado - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R. Relação declividade/extensão de curso (RDE) aplicada à detecção de formações neotectônicas regionais na bacia hidrográfica do rio do Peixe, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6, 1999, São Pedro. **Boletim de resumos...** Rio Claro: SBG-SP/RJ-ES/UNESP, p.93, 1999.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J. Análise de bacia aplicada à prospecção de água subterrânea no planalto acidental paulista, SP. **Geociências**, São Paulo: UNESP, v.26, n.3, p.229-247, 2007.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. 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, n.2, p.43-56, 2004.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; SANTONI, G.; CASADO, F. C.; FULFARO, V. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Geociências**, v.25, n.3, p.271-287, 2006.

FERREIRA, B.; CORRÊA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F. Depósitos eólicos inativos do sub-médio São Francisco, evidencias de atividade eólica durante o Pleistoceno, Pernambuco, Nordeste do Brasil. **Sociedade & Natureza**, Uberlândia, v.25, n.2, p.363-378, 2013.

FERREIRA, N. J.; RAMIREZ, M. V.; GAN, M. A. Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis que atuam na vizinhança do Nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.;

SILVA, M. G. J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p.43-60.

FERREIRA, V. P.; SIAL, A. N.; JARDIM DE SÁ, E. F. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terrains of the Borborema structural Province, northeastern Brazil. **Journal South American Earth Sci.**, v.11, p.439-455, 1998.

FETT JUNIOR, N. **Aloestratigrafia e evolução do relevo do Pleistoceno Médio ao Holoceno no médio curso do rio Pardo, região centro-leste do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil**. Florianópolis, SC. 2011. 467f. Tese de doutorado, Universidade Federal de Santa Catarina, 2011.

FIGUEIREDO, M. A.; FABRIS, J. D.; VARAJÃO, A. F. D. C.; COUCEIRO, P. R. C.; LOUTFI, I. S.; AZEVEDO, I. S.; GARG, V. K. Óxido de ferro de solos formados sobre gnaiss do Complexo Bação, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.41, p.313-321, 2006.

FOLK, R. L. & WARD, W. Bazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Research**, v. 27, p.3-26, 1957

FONSÊCA, D. N. **Reconstrução da paisagem geomorfológica através da assinatura geoquímica dos eventos deposicionais da bacia do rio Capibaribe-Mirim, Pernambuco**. Recife, PE. 167f. 2012. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, 2012.

FONSÊCA, D. N. & CORRÊA, A. C. B. Compartimentação geomorfológica e morfoestrutural da bacia do rio Capibaribe-Mirim, Pernambuco. **Clio Arqueológica**, v.31, n.3, p.25-47, 2016.

FONSÊCA, D. N. & CORRÊA, A. C. B. O índice relação declividade versus extensão (RDE) na bacia do rio Capibaribe-Mirim, Pernambuco, como auxílio na detecção de deformações neotectônicas. IN: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 14. Natal. **Anais...** São Paulo: Associação Brasileira de Estudos do quaternário, 2013.

FONSÊCA, D. N.; CORRÊA, A. C. B.; LIRA, D. R.; TAVARES, B. A. C. Dinâmica geomorfológica e paleoambiental da porção oriental do Piemonte da Borborema em Pernambuco. **No prelo**.

FONSÊCA, D. N.; CORRÊA, A. C. B.; SILVA, A. C. Compartimentação geomorfológica da Região Metropolitana do Recife (RMR) a partir da análise morfoestrutural. **Geo UERJ**, v.29, p.201-219, 2016.

FORTES, F. P. Tectônica de teclas da Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34. Goiânia. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986, v. 1, p. 1145-1159.

FREITAS, R. O. **Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil**. FFCL/USP, Bol. 130, Série Geol., n.6, 120p., 1951.

FRIEDRICH, G.; MARKER, A. & KANIG, M. Heavy mineral surveys in exploration of lateritic terrain. In: BUTT, C. R. M. & ZEEGERS, H. (ed.) **Handbook of exploration geochemistry: regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains**. v.4. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Science Publishers B. V., 1992, p.481-498.

FRYE, J. C. & WILLMAN, H. B. Morphostratigraphic units and Pleistocene stratigraphy. **American Association of Petroleum Geologists Bull.**, v.60, p.777-786, 1962.

FRYIRS, K.; GORE, D. Sediments tracing in the upper Hunter catchment using elemental and mineralogical compositions: implications for catchment-scale suspended sediment (dis)connectivity and management. **Geomorphology**, v.193, p.112-121, 2013.

FUCHS, M.; LANG, A. Luminescence dating of hillslope deposits – a review. **Geomorphology**, v.109, p.17-26, 2009.

GALE, S. J. & HOARE, P. G. **Quaternary sediments: petrographic methods for the study of lithified rocks**. London: Bethaven Press, 1991, 318 p.

GALVÃO, D. C. **Reconstrução paleoambiental a partir dos colúvios do entorno da lagoa do Puiú, município de Ibirimir – Pernambuco, Recife (PE)**. Recife, PE. 2012. 127f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, 2012.

GENARO, D. T. **Contribuição ao conhecimento de processos atuantes no rifteamento continental, por traços de fissão em zircões e apatitas, aplicados ao Rift Continental do Sudeste do Brasil, Bacias de Taubaté, Resende, Volta Redonda e circunvizinhanças**. Rio Claro, SP. 131f. 2008. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual Paulista, 2008.

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

GIRÃO, O.; CORRÊA, A. C. B.; GUERRA, A. J. T. Influência da climatologia rítmica sobre áreas de risco: o caso da Região Metropolitana do Recife para os anos 2000 e 2001. **Revista de Geografia**, Recife, v.23, n.1, p.3-41, 2008.

GIRÃO, O.; CORRÊA, A. C. B.; NÓBREGA, R. S.; DUARTE, C. C. O papel do clima nos estudos de prevenção e diagnósticos de riscos geomorfológicos em bacias hidrográficas na Zona da Mata Sul de Pernambuco. In: GUERRA, A. J. T.; OLIVEIRA, J. M. C. (Org.). **Erosão e movimentos de massa: recuperação de áreas degradadas e prevenção de acidentes**. São Paulo: Oficina de Textos, p.126-159, 2013.

GOMES, H. A. **Geologia e recursos minerais do Estado de Pernambuco. Escala 1:500.000**: texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado de Pernambuco. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2001. 198p. 2 mapas. Projeto de Mapeamento Geológico/Netalogenético Sistemático.

GOMES NETO, A. O. **Neotectônica no Baixo Vale do Rio Jaguaribe**. Rio Claro, SP. 2007. 182f. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, 2007.

GONÇALVES, D.; LEITE, W. C.; BRINATTI, A. M.; SAAB, S. C.; IAROSZ, K. C.; MASCARENHAS, I. P.; CARNEIRO, P. I. B.; ROSA, J. A. Mineralogia de um latossolo vermelho distrófico submetido a diferentes manejos por 24 anos. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Número Especial, v. 32, p.2647-2652, 2008.

GONÇALVES, R. B. **Compartimentação morfoestrutural da bacia do rio Mamanguape, PB**. Recife, PE. 2016. 72f. Monografia de graduação, Universidade Federal de Pernambuco, 2016.

GOÑI, M. F. S. & HARRISON, S. P. Millennial-scale variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. **Quaternary Science Reviews**, n.29, p.2823-2827, 2010.

GONTIJO, A. H. F. **Morfotectônica do médio vale do Rio Paraíba do Sul: região da Serra da Bocaina, Estados de SP e RJ**. São Paulo, SP. 1999. 259f. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 1999.

GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of Geomorphology**. London: Routledge, 2004. 1156p.

GOUDIE, A. S.; BULL, P. A. Slope process change and colluvium deposition in Swaziland: na SEM analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**. V.9, p.289-299, 1984.

GOUVEIA, S. E. M.; PESSEDA, L. C. R.; BENDASSOLI, J. A.; ARAVENA, R.; RIBEIRO, A. S.; SAIA, S. E. M. G.; VEDOVETO, M. Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Nordeste do Brasil através dos isótopos do carbono da matéria orgânica dos solos e fragmentos de carvão. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DO QUATERNÁRIO, 10, Guarapari. **Anais...**Guarapari, 2005.

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.

GRAF, W. L. **Fluvial process in dryland rivers**. Clidwell: The Blackburn Press, 1988.

GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C. Análise digital de terreno e evolução de longo-termo de terreno do centro-leste brasileiro. **Geologia USP**, série científica, v.12, p.129-150. 2012.

GUEDES, S.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; PAULO, S. R.; RIBEIRO, L. F. B.; STELLO, C. A. Constraints on the evolution and thermal history of the continental platform of southeast Brazil, São Paulo State, using apatite fission track analysis (AFTA). **Revista Brasileira de Geociências**, especial congresso, p.107-109, 2000.

GUIMARÃES, D. **Arque-Brasil e sua evolução geológica**. DFPM/DNPM, Bol. 88, 341 p., 1951.

GUIMARÃES, I. P. & BRITO NEVES, B. B. Geochemistry Characterization of part of the Early Neoproterozoic Plutonism in the Central Structural Domain of the Borborema Province, NE Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 32, Firenze. **Proceedings...** USGS, 2004.

GUIMARÃES, I. P.; SILVA, E. G.; SILVA FILHO, A. F.; ARMSTRONG, R.; ALMEIDA, C. N. Evidences of Rhyacian extensional event in the Central Domain of the Borborema Province, NE Brazil. **Comunicações Geológicas**, v.10, número especial 1, p.265-267, 2014.

GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. F.; ALMEIDA, C. N.; MACAMBIRA, M. B.; ARMSTRONG, R. U Pb SHRIMP data constraints on calc-alkaline granitoids with 1.3 1.6 Ga NdT<sub>PM</sub> model ages from the central domain of the Borborema province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.31, p.383-396, 2011.

GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. F.; ALMEIDA, C. N.; VAN SCHMUS, W. R.; ARAÚJO, J. M. M.; MELO, S. C.; MELO, E. B. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatismo in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: na isotopic and geochronological approach. **Precambrian Research**, v.135, p.23-53, 2004.

GUIMARÃES, I. P. & SILVA FILHO, A. F. Shoshonitic granitoides of the Borborema Province, NE Brazil. In: HUTTON SYMPOSIUM, 3, 1995, Maryland. **Abstracts...** USGS, 1995, 60p.

GURGEL, S. P. P.; BEZERRA, F. H. R.; CORRÊA, A. C. B.; MARQUES, F. O.; MAIA, R. P. Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. **Geomorphology**, v.186, p.68-84, 2013.

HACK, J. T. Stream profile analysis and stream gradient index. **Journal Research of U.S. Geological Survey**, v.1, p.421-429, 1973.

HACKSPACHER, P. C.; SCHMUS, W. R.; DANTAS, E. L. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1991, Natal. **Anais...** Natal: SBG – RN, 1991, p.2683-2696.

HARDER, E. C.; CHAMBERLON, R. T. The Geology of Central Minas Gerais. **J. Geol.**, v.23, n.445, p.341-424, 1915.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP NEOTECTO. SEDIM. CONT. CENO. SE BRASIL, 1, Belo Horizonte, 1990. **Anais...** Belo Horizonte, SBG – MG, Bol. 11, 1990, p. 1-31.

HAUG, G. H.; HUGHEN, K. A.; SIGMAN, D. M.; PETERSON, L. C.; RÖHL, U. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. **Science**, v.293, p.1304-1308, 2001.

HIRUMA, S. T. **Neotectônica do Planalto de Campos do Jordão, SP**. São Paulo, SP. 102f. 1999. Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1999.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTIERI, M. C.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, J. C.; FRANCO-MAGALHÃES, A. O. B. Denudation history of the Bocaína Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development. **Gondwana Research**, v.18, p.674-687, 2010.

HOLANDA, C. E. F.; BUENO, G. T. Comportamento de elementos químicos em ambiente supergênico e pedogênese – Parque Municipal das Mangabeiras, Quadrilátero Ferrífero (MG). **Revista de Geografia – UFPE**, volume especial VIII SINAGEO, n.3, p.125-139, 2010.

HOLLANDA, M. H. B. M.; ARCHANJO, C. J.; SOUZA, L. C.; ARMSTRONG, R.; VASCONCELOS, P. M. Cambrian mafic to felsic magmatismo and its connections with transcurrent shear zones of the Borborema Province (NE Brazil): Implications for the late assembly of the West Gondwana. **Precambrian Research**, v.178, p.1-18, 2010.

HORBE, A. M. C.; HORBE, M. A.; SUGUIO, K. Origem dos depósitos de areias brancas no nordeste do Amazonas. **Revista Brasileira de Geociências**, v.33, n.1, p.41-50, 2003.

HORBE, A. M. C.; PAIVA, M. R. P.; MOTTA, M. C.; HORBE, M. A. Mineralogia e geoquímica de perfis sobre sedimentos neógenos e quaternários da bacia do Solimões na região de Carajás – AM. **Acta Amazônica**, v. 37, n.1, p.81-90.2007.

HUGHES, P. D. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: the roles of morpho-, litho- and allostratigraphy. **Geomorphology**, v.123, p.189-199, 2010.

HUNTLEY, D. J.; GODFREY-SMITH, D. I.; THEWALT, M. L. W. Optical dating of sediments. **Nature**, v.313, p.105-107, 1985.

HUNTLEY, D. J.; GODFREY-SMITH, D. I.; THEWALT, M. L. W.; BERGER, G. W. Thermoluminescence spectra of some mineral samples relevant to thermoluminescence dating. **Journal of Luminescence**, v.39, p.123–136, 1988.

INTERNATIONAL UNION FOR QUATERNARY SCIENCE (INQUA). **Commission on stratigraphy and chronology (INQUA-SACCOM)**. 2014. Disponível em: <<http://www.inqua-saccomm.org>>.

JAESCHKE, A.; RÜHLEMANN, C.; ARZ, H.; HEIL, G.; LOHMANN, G. Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature and precipitation off northeastern Brazil with high-latitude climate shifts during the last glacial period. **Paleoceanography**, v.22, p.4206, 2007.

JARDIM DE SÁ, E. F. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana**. Brasília, DF. 1994. 803f. Tese de Doutorado – Universidade de Brasília, 1994.

JENNERJAHN, T. C.; VENUGOPALAN, I.; ARZ, H. W.; BEHLING, H.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G. Asynchronous terrestrial and marine signals of climate change during Heinrich Events. **Science**, v.306, p.2236-2239, 2004.

JEONG, G. Y.; CHOI, J. H. Variations in quartz OSL components with lithology, weathering and transportation. **Quaternary Geochronology**, v.10, p.320-326, 2012.

JEONG, G. Y.; HILLIER, S.; KEMP, R. A. Quantitative bulk and single particle mineralogy of a thick Chinese loess-paleosol section: implications for loess provenance and weathering. **Quaternary International**, v.27, p.1271-1287, 2008.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Clima da região Nordeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p.213-234.

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

KRINSLEY, D. H.; DOORNKAMP, J. C. **Atlas of quartz sand surface textures**. Cambridge: Cambridge University Press, 2011. 102p.

LANG, A.; HÖNSCHEIDT, A. Age and source of coluvial sediments at Vaihingen-Enz, Germany. **Catena**, v.38, n.2, p.89-107, 1999.

LEDRU, M. P.; CECCANTINI, G.; GOUVEIA, S. E. M.; LOPEZ-SÁEZ, J. A.; PESSEDA, L. C. R.; RIBEIRO, A. S. Millennial-scale Climatic and vegetation changes in a northern Cerrado (Northeastern, Brazil) since the Last Glacial Maximum. **Quaternary Science Reviews**, v.25, p.1110-1126, 2006.

LEDRU, M. P.; MOURGUIART, P.; CECCANTINI, G.; TURCQ, B.; SIFEDDINE, A. Tropical climates in the game of two hemispheres revealed by abrupt Climatic change. **Geology**, v.30, n.3, p.275-278, 2002.

LEMOS, R.C. de & SANTOS, R.D. dos. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 4. ed. SBSCS, Viçosa – MG, 1996, 83p.

LEOPOLD, M.; VÖLKEL, J. Colluvium: definition, differentiation and possible suitability for reconstructing Holocene Climate data. **Quaternary International**. V.162-163, p.133-140, 2007.

LEPSCH, I. F. **19 Lições de Pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011. 456p.

LEPSCH, I. F. **Formação e conservação dos solos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2º Ed., 2010. 216p.

LIMA, C. C. U.; BEZERRA, F. H. R.; NOGUEIRA, F. C. C.; MAIS, R. P.; SOUSA, M. O. L. Quaternary fault control on the coastal sedimentation and morphology of the São Francisco coastal plain, Brazil. **Tectonophysics**, v.633, p.98-114, 2014.

LIMA, E. M.; CORRÊA, A. C. B.; FONSÊCA, D. N. Dinâmica geomorfológica quaternária da cimeira estrutural Pernambuco-Alagoas, Planalto da Borborema. **Revista do Departamento de Geografia**, v.31, p.142-155, 2016.

LIMA, F. J. **Evolução geomorfológica e reconstrução paleoambiental do setor subúmido do Planalto Sedimentar do Araripe: um estudo a partir dos depósitos colúviais localizados nos municípios de Crato e Barbalha – Ceará**. Recife, PE. 192f. 2015. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Pernambuco, 2015.

LIMA, M. G. **A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tetônicas**. Natal, RN. 250f. 2008. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2008.

LIMA FILHO, M. F.; BARBOSA, J. A.; SOUZA, E. M. Eventos tectônicos e sedimentares nas Bacias Pernambuco e da Paraíba: implicação no quebraamento do Gondwana e correlação com a Bacia do rio Muni. **Geociências**, UNESP, v.25, n.1, p.117-126, 2006.

LIMA FILHO, M. F.; BARBOSA, J. A.; SOUZA, E. M. Eventos tectônicos e sedimentares nas Bacias Pernambuco e da Paraíba: implicação no quebraamento do Gondwana e correlação com a Bacia do rio Muni. **Geociências**, UNESP, v.25, n.1, p.117-126, 2006.

LIRA, D. R. **Evolução geomorfológica e paleoambiental das bacias do Riacho do Pontal e GI-8 no Sub-Médio São Francisco**. Recife, PE. 234f. 2014. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Pernambuco, 2014.

LIU, C. C. **Análise estrutural de lineamentos em imagens de Sensoriamento Remoto: aplicação do Estado do Rio de Janeiro**. São Paulo, SP. 1984. 175f. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 1984.

LOMBARD, M.; BRUIN, D.; ELSENBROEK, J. H. High-density regional geochemical mapping of soils and stream sediments South Africa. **J. Geochemical Exploration**, v.66, n.1-2, p.145-149, 1999.

MABESOONE, J. M. Relief of northeastern Brazil and its correlated sediments. **Zeitschrift für Geomorphologie, Annals of Geomorphology**, Berlin, p.419-453, 1966.

MABESOONE, J. M. Panorama geomorfológico do Nordeste brasileiro. **Geomorfologia**, USP, São Paulo, n.56, p.1-16, 1978.

MABESOONE, J. M. **Sedimentologia**. Recife: Editora Universitária, 1983. 480p.

MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento geomorfológico do Nordeste brasileiro. **Boletim do Núcleo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia**, Recife, v.3, p.5-35, 1975.

MADSEN, A. T.; MURRAY, A. S. Optically stimulated luminescence dating of Young sediments: a review. **Geomorphology**, v.109, p.3-15, 2009.

MAIA, R. P. **Planície fluvial do rio Jaguaribe: evolução geomorfológica, ocupação e análise ambiental**. Fortaleza, CE. 2005. 166f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Ceará, 2005.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo do Nordeste setentrional brasileiro. **Mercator**, v. 13, n.1, p.133-147, 2014.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, n.3, p.37-46, 2011.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; CLAUDINO-SALES, V. Geomorfologia do Nordeste: concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento. **Revista de Geografia** (Recife), v.27, p.6-19, 2010.

MANSO, V. A. V.; COUTINHO, P. N.; ARAÚJO, T. M.; GUERRA, N. C.; SOARES JR., C. F. A. Pernambuco. In: MUEHE, D. (Org.). **Erosão e progadação do litoral brasileiro**. Brasília: MMA, 2006, p.181-196.

MARQUES NETO, R.; PEREZ FILHO, A. Análise morfoestrutural e morfotectônica da bacia do rio Capivari, sul de Minas Gerais: a neotectônica e as superfícies geomorfológicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.14, n.4, p.271-277, 2013.

MARTIN, L.; SUGUIO, K. Variation of coastal dynamics during the last 7,000 years recorded in beach-ridge plains associate with rivermouths: example from the central Brazilian coast. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.99, p.119-160, 1992.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, M. J. As flutuações do nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica dos deltas brasileiros. **Boletim de Geociências – USP**, publicação especial, v.15, p.1-186, 1993.

MARTINEZ, M. **Aplicação de parâmetros morfométricos de drenagem na bacia do rio Pirapó: o perfil longitudinal**. Maringá, PR. 2005. 96f. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Maringá, 2005.

MATOS, R. D. M. Tectonic evolution of the equatorial South Atlantic. In: MOHRIAK, W.; TAIWANI, M. (Eds.). **Atlantic Rifs and Continental Margins**. Washington: American Geophysical Union. p.331-351, 2000.

McFARLANE, M. J.; BOWDEN, D. J. & GIUSTI, L. The Behaviour of chromium in weathering profiles associated with the African surface in part of Malawi. In: ROBINSON, D. A. & WILLIAMS, R. B. G. (ed.). **Rock Weathering and Landform Evolution**. Chinchester, England: John Wiley, 1994, p.321-338.

MCGEE, D.; DONOHOE, A.; MARSHALL, J.; FERREIRA, D. Changes in ITCZ location and cross-equatorial heat transport ar the Last Glacial Maximum, Heinrich Stadial 1, and the mid-Holocene. **Earth and Planetary Science Letters**, v.390, p.69-79, 2014.

McKEOWN, F. A; JONES-CECIL, M.; ASKEW, B. L.; McGRATH, M. B. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, eastern Ozark Mountains region. **U.S. Geological Survey Bulletin**, v.1807, p.1-39, 1988.

MEADOWS, M. E. The role of Quaternary environmental change in the evolution of landscapes: case studies from southern Africa. **Catena**, v. 42, p.39-57, 2001.

MEDEIROS, V. C.; ROCHA, D. E. G. A.; AMARAL, C. A.; LINS, C. A. C.; SOUZA, F. J. C.; SANTOS, R. B.; BARBOSA, A. J.; MENDES, V. A.; GALVÃO, M. J. T. G.; COSTA FILHO, W. D. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Sousa. Folha SB.24-X-A. Escala 1:250.000, Estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará**. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2008, 312p. + mapas.

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, P. P. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p.25-42.

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**. IBM: Rio de Janeiro, p.1-17, 1989.

MELLO, C. L.; CARMO, I. O., MOURA, J. R. S. Estudo faciológica dos depósitos sedimentares holocênicos com base na estrutura deposicional – médio vale do Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1991, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1991, p.19-26.

MELLO, C. L.; CARMO, I. O.; SLVA, T. M.; MOURA, J. R. S.; RODRIGUES, L. F. Estratigrafia e relações morfotectônicas da ocorrência de depósitos Cenozóicos na área do Cafundó (Barra Mansa, RJ). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 4, 1995, Águas de São Pedro. **Boletim de resumos...**São Paulo: SBG, 1995, 89p.

MELO, J. S. **Dinâmica geomorfológica do ambiente de encosta em Belo Jardim – PE: uma análise e abordagem a partir da perspectiva morfoestratigráfica aplicada aos depósitos colúviais**. Recife, PE. 2008. 126f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, 2008.

MELO, M. L. D. Mudanças climáticas sobre a vegetação do Nordeste Brasileiro no período do Holoceno Médio. In? WORKSHOP INTERNACIONAL SOBRE ÁGUA NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO, 1, 2013, Campina Grande. **Anais...** Campina Grande, 2013, 5p.

MELO, M. S.; CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J. P.; SAADI, A.; MELLO, C. L. Processos e produtos morfogenéticos continentais. In: SOUZA, C. R. G.; SUIGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, p.258-275, 2005.

MENEZES, H. E. A. **Influência da Zona de Convergência Secundária do Atlântico Sul sobre a ocorrência de precipitação no leste do Nordeste Brasileiro**. Campina Grande, PB. 2010. 85f. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Campina Grande, 2010.

MIALL, A. D. **Principles of sedimentar basin analysis**. New York: Springer-Verlag Price. 1990. 668p.

MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits – sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology**. Berlim: Springer – Verlag, 1996, 582p.

MISSURA, R. **Análise morfoestratigráfica da bacia do ribeirão dos Ponçianos – MG**. Rio Claro, SP. 136f. 2006. Dissertação de Mestrado – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2006.

MISSURA, R. **Bacia do riacho Pioré/PE: análise morfotectônica e morfoestratigráfica**. Recife, PE. 2013. 196f. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Pernambuco, 2013.

MODENESI-GAUTIERI, M. C.; TOLEDO, M. C. M Weathering and formation of hillslope deposits in the tropical highlands os Itatiaia – southeastern Brazil. **Catena**, v.27, p.81-104, 1996.

MODENESI-GAUTIERI, M. C.; TOLEDO, M. C. M; SOARES, L. C. R.; TAIOLI, F.; SHIMADA, H. Gênese e evolução do saprólito no planalto de Campos do Jordão: implicações na evolução do relevo. **Revista Brasileira de Geociências**, v.40, n.2, p.242-255, 2010;

MODENESI-GAUTIERI, M. C.; TOLEDO, M. C. M.; HIRUMA, S. T.; TAIOLI, F.; SHIMADA, H. Deep weathering and landscape evolution in a tropical plateau. **Catena**, v.85, n.3, p.221-230, 2011.

MOLION, L. C. B.; BERNADOR, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, SP, v.17, n.1, p.2-10, 2002.

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

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**, v.31, n.1, p.95-106, 2001.

MORAIS NETO, J. M.; GREEN, P. F. B.; GARNER, G. D.; ALKIMIM, F. F. Age of the Serra do Martins Formation, Borborema Plateau, northeastern Brazil: constraints from apatite and zircon fission track analysis. **Geoci. Petrobras**, Rio de Janeiro, v.16, n.1, p.23-52, 2008.

MONIZ, A. C. Decomposição de rochas e formação de minerais de argila. In: MONIZ, A. C. (org.). **Elementos de Pedologia**. São Paulo: Universidade de São Paulo, p.305-323, 1972a.

MONIZ, A. C. Composição química e estrutura dos minerais de argila. In: MONIZ, A. C. (org.). **Elementos de Pedologia**. São Paulo: Universidade de São Paulo, p.29-44, 1972b.

MONTEIRO, K. A. **Superfícies de aplainamento e morfogênese da bacia do rio Tracunhaém, Pernambuco**. Recife, PE. 124f. 2010. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco. 2010.

MONTEIRO, K. A. **Análise geomorfológica da escarpa oriental da Borborema a partir da aplicação de métodos morfométricos e análises estruturais**. Recife, PE. 2015. 223f. Tese de doutorado, Universidade Federal de Pernambuco, 2015.

MONTEIRO, K. A.; TAVARES, B. A. C.; CORRÊA, A. C. B. Aplicação do índice de Hack no rio Ipojuca para identificação de setores anômalos de drenagem e rupturas de relevo. **Geociências**, v.33, n.4, p.616-628, 2014.

MOURA, J. R. S. Geomorfologia do Quaternário. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p.335-364, 2007.

MOURA, J. R. S. & MEIS, M. R. M. Contribuição à estratigrafia o 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.

MOUSINHO, M. R.; BIGARELLA, J. J. Movimentos de massa no transporte dos detritos da meteorização das rochas. **Boletim Paranaense de Geografia**, n.16/17, p.43-84, 1965.

MOY, C. M.; SELTZER, G. O.; RODBELL, D. T.; ANDRSON, D. M.; Variability of El Niño/Southern oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. **Nature**, v.420, p.162-165, 2002.

MÜTZEMBERG, 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**. Recife, PE. 142f. 2007. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, 2007.

MÜTZEMBERG, D. S. **Ambientes de ocupação pré-histórica no Boqueirão da Pedra Furada, Parque Nacional Serra da Capivara – PI**. Recife, PE. 256f. 2010. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Pernambuco.

NASCIMENTO, M. A. L.; MEDEIROS, V. C.; GALINDO, A. C. Magmatismo Ediacarano a Cambriano no Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema, NE do Brasil. **Estudos Geológicos**, v.18, p.4-29, 2008.

NASCIMENTO FILHO, V. F. **Técnicas analíticas nucleares na pesquisa agropecuária: fluorescência de raios X e ativação neutrônica**. Piracicaba: CENA/USP, 1993. 93p.

NASCIMENTO FILHO, V. F. **Fluorescência de raios X por reflexão total: fundamento e aplicações**. Piracicaba: CENA/USP, 1997. 93p.

NEEF, E. Theoretical foundations of Landscape Study. *In*: WIENS, J.A., MOSS, M.R., TURNER, M.G., MLADENOFF, D.J. **Foundation papers in Landscape Ecology**. Nova York: Columbia University Press, 2006 p.225-245.

NEVES, S. P.; BRUGUIER, O.; VAUCHEZ, A.; BOSCH, D.; SILVA, J. M. R.; MARIANO, C. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in eastern Borborema Province (NE Brazil): implication for western Gondwana assembly. **Precambrian Research**, v.149, p.197-216, 2006.

NEVES, S. P.; MARIANO, G. Província Borborema: orógeno acrescionário ou intracontinental? **Estudos Geológicos**, v.11, p.26-36, 2001.

NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A.; FERAUD, G. Tectono-thermal evolution, magma emplacement and Shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). **Precambrian Research**, v.99, p.1-32, 2000.

NICKELSEN, R. P. Early jointing and cumulative fracture patterns. *In*: INTERNATIONAL CONFERENCE ON THE NEW BASEMENT TECTONICS, 1, 1974, Salt Lake City. **Proceedings...** Salt Lake City: International Basement Tectonics Association, Inc., v.5. p.193-199, 1974.

NOVAES FILHO, J. P.; COUTO, E. G.; RODRIGUES, L. C. M.; CHIG, L. A.; JOHNSON, M. S. Indicativos de descontinuidade litológica de regolitos derivados de granitos em uma microbacia sob Floresta Amazônica, em Juruena – MT. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.36, p.514-524, 2012.

NUNES, B. E.; RIBEIRO, M. I. C.; ALMEIDA, V. J.; NATALI-FILHO, T. **Manual técnico de geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, Manuais técnicos em geociências, n.5. 2009. 111p.

OLIVEIRA, P. E.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene/Holocene Climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fósfil dunes of the middle São Francisco River. **Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.152, p.319-337, 1999.

OLIVEIRA, S. M. B.; PASSEDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; FÁVARO, D. I. T.; BABINSK, M. Evidência geoquímica de solos formados pela integração de Guanos e rochas vulcânicas, Ilha Rata, Fernando de Noronha (PE). **Revista do Instituto de Geociências**, Série Científica, São Paulo, v.9, n.3, p.03-12, 2009.

OLIVEIRA, V. A. & JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. Relação solo-material litológico subjacente em latossolos em dois compartimentos no planalto central goiano. **Geociências**, São Paulo: UNESP. v.21, n.1/2, p.85-96. 2002.

OLLIVIER, C. & PAIN, C. F. **Regolith, soils and landforms**. Chinchester, New York: John Wiley, 1996, 316p.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E. Propriedades micromorfológicas de colúvios em encosta no médio vale do rio Marrecas (Sudoeste do Estado do Paraná) – bases para distinção de formações superficiais alóctones e autóctones em substrato basáltico. **Pesquisas em Geociências**, v.39, n.1, p.53-62, 2012.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; CALEGARI, M. R. Evolução de bacias de baixa ordem nos 41.000 anos AP – Brasil Meridional. **Mercator**, v.11, n.26, p.131-148, 2012.

PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E.; ANDRES, J. Superfícies aplainadas em zona morfoclimáticas subtropical úmida no Planalto Basáltico da Bacia do Paraná (SW Paraná/ NW Santa Catarina): primeira aproximação. **Geociências**, v.27, p.541-553, 2008.

PASSOS, E.; BIGARELLA, J. J. Superfícies de erosão. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Org.) **Geomorfologia do Brasil**. 7. Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p.107-141, 2011.

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

PEJRUP, M. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: BOER, P. L.; VAN GELDER, A.; NIO, D. D. (Eds.). **Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies**. Reidel: Dordrecht, 1988, p.289-300.

PEREZ FILHO, A.; SILVA, F. B. R.; REGO, M. J. M. Análise de uma toposequência de solos no vale do Moji-Guaçu. **Geociências**, São Paulo, v.2, p.33-41, 1983.

PATON, T. R. **The formation of soil material**. London: George Allen & Unwin, 1978, 143p.

PESSENDA, L. C. R.; GOUVEIA, S. E. M.; RIBEIRO, A. S.; OLIVEIRA, P. E.; ARAVENA, R. Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbono isotopes and charcoal records in soils. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology**, v.297, p.597-608, 2010.

PETERSON, L. C.; HAUG, G. H. Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to Cariaco Basin (Venezuela). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology**, v.234, p.97-113, 2006.

PEUVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. **Mercator**, v.1, n.1, p.113-150, 2002.

PLAISANCE, G.; CAILLEUX, A. **Dictionnaire des sols**. Paris: La Maison Rustique, 1958.

PLICKA, M. Observations on joint zones in Moravia, Czechoslovakia. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON THE NEW BASEMENT TECTONICS, 1, 1974, Salt Lake City. **Proceedings...** Salt Lake City: International Basement Tectonics Association, Inc., v.30, 1974, p.279-289.

PRADO, H. **Pedologia fácil: aplicações na agricultura**. 2 Ed. Piracicaba: Hélio do Prado, 2008.

RAMSAY, J. G & HUBER, M. I. **The techniques of modern structural geology: folds of fractures**. London: Academic Press, v.2, 1987, 700p.

RASMUSSEN, S. O.; ANDERSEN, K. K.; SVENSSON, A. M.; STEFFENSEN, J. P.; VINTHER, B. M.; CLAUSEN, H. B.; SIGGAARD-ANDERSEN, M. L.; JOHNSEN, S. L.; LARSEN, L. B.; DAHL-JENSEN, D.; BIGLER, M.; RÖTHLISBERGER, R.; FISCHER, H.; GOTO-AZUMA, K.; HANSSON, M. E.; RUTH, U. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. **Journal of Geophysical Research**, v.111, p.1-16, 2006.

RAWSON, P. F.; ALLEN, P. M.; BEVINS, R. E.; BRENCHLEY, P. J.; COPE, J. C. W.; EVANS, J. A.; GALE, A. S.; GIBBARD, P. L.; GREGORY, F. J.; HESSELBO, S. P.; MARSHALL, J. E. A.; KNOX, R. W. O. B.; OATES, M. J.; RILEY, N. J.; RUSHTON, A. W. A.; SMITH, A. G.; TREWIN, N. H.; ZALASIEWICZ, J. A. **Stratigraphical procedure**. London: Geological Society of London Professional Handbook, 2002, 57p.

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. **Terra e Didática**, v.8, n.1, p.34-50, 2012.

REIMANN, T.; TSUKAMOTO, S.; HARFF, J.; OSADCZUK, K.; FRECHEN, M. Reconstruction of Holocene coastal foredune progradation using luminescence dating – An example from the Swina barrier (southern Baltic Sea, NW Poland). **Geomorphology**, v.132, p.1-16, 2001.

REZENDE, E. A. **Evolução do relevo no divisor do hidrográfico entre as bacias dos rios Grande e Paraíba do Sul: um estudo na Serra da Mantiqueira (MG/RJ)**. Belo Horizonte, MG. 2013. 106f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, 2013.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (Eds.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. P.383-405.

RIBEIRO, M. C. S. **História tectônica e exumação das Serras da Bocaina e Mantiqueira, SP/RJ**. Rio Claro, SP. 124f. 2003. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual Paulista, 2003.

ROBITA, S. M.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, p.185-204, 2010.

RODRIGUES, S. W. O. & BRITO NEVES, B. B. Padrões isotópicos Sm-Nd no limite entre os terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó (Pb). **Revista Brasileira de Geociências**, v.38, n.1, p.209-225, 2008.

RODRIGUEZ, T. T. **Proposta de classificação geotécnica para colúvios brasileiros**. Rio de Janeiro, RJ. 2005. 370f. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2005.

ROSSETTI, D. F. Paleosurfaces from Northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. **Sedimentary Geology**, v.169, p.151-174, 2004.

ROSSETTI, D. F.; BEZERRA, F. H. R.; BETARD, F.; GÓES, A. M.; VALERIANO, M. M.; ANDRADE FILHO, C. O.; MITTANI, J. C. R.; TATUMI, S. H.; BRITO NEVES, B. B. Late Quaternary sedimentation in the Paraíba Basin, Northeastern Brazil: landform, sea level and tectonic in Eastern South America passive margin. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.300, p.191-204, 2011.

RUELLAN, F. Les caracteres des aplanissements du relief brasieliens. In: CONGRESSO INTERN. DE GEOGRAFIA, 18,1956, Rio de Janeiro. Premier Rapport e la Comissio pour l' Étude et la correlation dès Niveaux d' Érosion et des Sufaces d' Aplanissement autour de l' Atlantique. **Proceedings...** New York: Union Géographiqe Internationale, v.5, 1956, p.73-79.

SÁ, J. M.; BERTRAND, J. M.; LETERRIER, J.; MACEDO, M. H. F. Geoquemistry and geochronology of Pre-Brasiliano rocks from of Transversal Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.14, p.851-866, 2002.

SÁ, J. M.; GALINDO, A. C.; LEGRAND, J. M.; SOUZA, L. C.; MAIA, H. N. Os granitos ediacaranos no contexto dos Terrenos Jaguaribeano e Rio Piranhas-Seridó no oeste do RN, Província Borborema. **Estudos Geológicos**, v.24, n.1, p.4-22, 2014.

SAADI, A. A neotectônica da Plataforma Brasileira. **Geonomos**, v.1, n.1, p.1-15, 1993.

SALGADO, A. A. R. Superfícies de aplainamento: antigos paradigmas revistos pela ótica dos novos conhecimentos geomorfológicos. **Geografias**, Belo Horizonte, v.3, n.1, p.64-78.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **História ecológica da Terra**. São Paulo: Edgard Blücher, 1994, 307p.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **Crítérios e técnicas para o quaternário**. São Paulo: Edgard Blücher, 2007, 404p.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K. Depósitos quaternários da região entre Marília e Presidente Prudente (SP). **Revista Brasileira de Geociências**, v.36, n.3, p.385-395, 2006.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A. M. F. Datação absoluta de depósitos quaternários por luminescência. **Revista Brasileira de Geociências**, v.37, n.2, p.402-413, 2007.

SAMPAIO, M. A.; GUIMARÃES, I. P.; ALMEIDA, C. N.; CARMONA, L. C. Rb-Sr and Sm-Nd Isotope Geochemistry of granitoids from Esperança Granitic Complex, Paraíba State, Borborema Province, Northeast Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, 2003, Salvador. **Extended Abstract...** Salvador, p.122-123, 2003.

SANCHO, C.; PEÑA, J. L.; MUÑOZ, A.; BENITO, G.; MCDONALD, E.; RHODES, E. J.; LONGARES, L. A. Holocene aluvial morphopedosedimentary record and environmental changes in the Bardenas Reales Natural Park (NE Spain). **Catena**, v.73, p.225-238, 2008.

SANT'ANNA NETO, J. L.; NERY, J. T. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e seus impactos regionais. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, p.28-51, 2005.

SANTOS, E. J. **O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco) Província Borborema**. São Paulo, SP. 219f. 1995. Tese de Doutorado – Universidade de São Paulo, 1995.

SANTOS, E. J.; BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R. O Complexo Granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16, 1995, Recife. **Atas...** Recife: SBG, v.2, p.401-406, 1995.

SANTOS, E. J.; FERREIRA, C. A.; SILVA JÚNIOR, J. M. F. **Geologia e recursos mineais do Estado da Paraíba. Sistema de Informações Geográficas – SIG. Escala 1:500.000**. Texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado da Paraíba. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Subprograma Mapas Estaduais, 2002. 1CD.

SANTOS, E. J. & MEDEIROS, W. C. Constraints from granitic plutonism on Proterozoical crust growth of the zone Transversal Domain Borborema Province, Ne Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.29, n.1, p.73-84, 1999.

SANTOS, E. J.; NEUMANN, A. P.; BRITO NEVES, B. B. Idades SHRIMP-U-Pb do Complexo Sertânia: indicações sobre a evolução tectônica da Zona Transversal, Província Borborema. **Geologia USP, Série Científica**, v.4, p.1-12, 2004.

SANTOS, E. J.; NUTIMAN, A. P.; BRITO NEVES, B. B.; Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da Zona Transversal, Província Borborema. **Revista do Instituto de Geociências – USP, Série Científica**, v.4, p.1-12, 2004b.

SANTOS, E. J.; SOUZA NETO, J. A.; CARMONA, L. C. M.; ARMSTRONG, R.; SIAL, A. N.; CHEMALE JÚNIOR, F.; BRITO, R. S. C. Paleoproterozoic juvenile e accretion in the Alto Moxotó Terrane, Borborema Province, Northeast Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM OF ISOTOPIC GEOLOGY, 6, 2008, Bariloche. **Proceedings...** Bariloche, p.425-428, 2008.

SANTOS, M. **Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária Aiuruoca e evolução morfotectônica**. Rio Claro, SP. 134f. 1999. Tese de doutorado, Universidade Estadual Paulista, 1999.

SANTOS, M.; HASUI, Y.; MORALES, N.; LADEIRA, F. S. B. A bacia terciária de Aiuruoca: contribuição para o entendimento da evolução cenozoica do sul de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DO VRETÁCEO DO BRASIL e SIMPÓSIO DO TERCIÁRIO DO BRASIL, 7 e 1, 2006. Serra Negra. **Boletim...** Rio Claro, 2006, p.114.

SANTOS, E. J. & MEDEIROS, W. C. Constraints from granitic plutonism on Proterozoical crust growth of the zone Transversal Domain Borborema Province, Ne Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.29, n.1, p.73-84, 1999.

SARGES, R. R.; NOGUEIRA, A. C. R.; ROCCOMINI, C. Sedimentação coluvial pleistocênica de Presidente Figueiredo, nordeste do Estado do Amazonas. **Revista Brasileira de Geociências**, v.39, n.2, p.350-359, 2009.

SCHEIDEGGER, A. E. & AI, N. S. Tectonic processes and geomorphological design. **Tectonophysics**, v.126, p.285-300, 1986.

SCHELLENBERGER, A.; VEIT, H. Pedostratigraphy and pedological and geochemical characterization of Las Carreras loess – paleosol sequence, Valle de Tafi, NW – Argentina. **Quaternary Science Reviews**, v.25, p.811-831, 2006.

SCHMIDT, M. W.; VAUTRAVERS, M. J.; SPERO, H. J. Rapid subtropical North Atlantic salinity oscillations across Dansgaard-Oeschger cycles. **Nature**, v.443, p.561-564, 2006.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. **Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da sua área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais**. DNPM: Brasília, 1984, 501p.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v.92, p.335-467, 1983.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand – silt – clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.24, p.151-158, 1954.

SIFEDDINE, A.; CHIESSI, C. M.; CRUZ JÚNIOR, F. W. Informações paleoclimáticas brasileiras. In: AMBRIZZI, T. & ARAÚJO, M (eds.). **Bases Científicas das Mudanças Climáticas**. Volume 1, p.126-180, 2016.

SILVA, A. C. **Reconstrução quaternária da dinâmica geomorfológica a partir das análises dos depósitos do baixo curso do rio Capibaribe – PE**. Recife, PE. 2016. 206f. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, 2016.

SILVA, D. G. **Reconstrução da dinâmica geomorfológica do semiárido brasileiro no Quaternário Superior a partir de uma abordagem multiproxy**. Recife, PE. 2013. 227f. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Pernambuco, 2013.

SILVA, D. G.; CORRÊA, A. C. B. Evolução paleoambiental dos depósitos de tanques em Fazenda Nova, Pernambuco – Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v.2, n.2, p.43-56, 2009.

SILVA, J. M. R.; & MARIANO, G. Geometry and kinematics of the Afogados da Ingazeira shear zone, Northeast Brazil. **International Geology Review**, n.42, p.86-95, 2000.

SOARES, P. C. & FIORI, P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geológica**, v.16, n.32, p.40-71, 1976.

SOUZA, Z. C.; XIAODONG, D.; LI, J. W. Multiple late-Neoproterozoic intrusions in the Seridó Domain, NE Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45, Belém. **Resumos...2010**, p.90.

STEWART, I, S.; HANCOCK, P. L. What is a fault scarp? **Episodes**, v.13, n.4, p.256-263, 1990.

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

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

STRIKIS, N. M. **Paleopluviosidade no norte de Minas Gerais durante o Glacial Tardio e Holoceno com base em registros de espeleotemas**. São Paulo, SP. 124f. 2011. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 2011.

SUGUIO, K. **Geologia sedimentar**. São Paulo: Edgar Blücher, 2003, 400p.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010 408p.

SUGUIO, K. Introdução. In: SOUZA, C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, p.21-27, 2005.

SUMMERFIELD, M. A. **Geomorphology and global tectonics**. West Sussex: Wily, 2000, 367p.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology: an introduction to study of landforms**. New York: John Wiley & Sons, 1991. 560p.

SZALOKI, I.; SOMOGYI, A.; BRAUN, M.; TOTA, A. Investigation of geochemical composition of lake sediments using ED-XRF and ICP-AES techniques. **X-Ray Spectrom**, v.28, n.5, p.399-405, 1999.

TAN, H.; MA, H.; ZHANG, X.; LU, H.; WANG, J. Typical geochemical elements in loess deposits in the Northeastern Tibetan Plateau and its paleoclimatic implicarions. **Acta Geologica Sinica**, v.80, n.1, p.110-117, 2006.

TATUMI, S. H.; SILVA, L. P.; PIRES, E. L.; ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; MUNITA, C. S. Datação de sedimentos pós-Barreiras no norte do Brasil: implicações paleogeográfica. **Revista Brasileira de Geociências**, v.38, n.3, p.514-524, 2008.

TAVARES, B. A. C. **A participação da morfoestrutura na gênese da compartimentação geomorfológica do gráben do Cariatá, Paraíba**. Recife, PE. 137f. 2010. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, 2010.

TAVARES, B. A. C. **Evolução morfotectônica dos pedimentos embutidos no Planalto da Borborema**. Recife, PE. 251f. 2015. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Pernambuco, 2015.

TAVARES, B. A. C.; CORRÊA, A. C. B.; LIRA, D. R.; CAVALCANTI, L. C. S. Compartimentação geomorfológica e morfotectônica do Gráben do Cariatá, Paraíba, a partir de imageamento remoto. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.15, n.4, p.523-538, 2014.

TAYLOR, G. R. Image analysis techniques for the interpretation of airphoto lineaments, petroleum exploration, Eromanga Basin, Australia. **Geocarto Int.**, v.3, p.53-60, 1988.

TAYLOR, G. R. & EGGELTON, R. A. **Regolith geology and geomorphology**. Chinchester, England: John Wiley, 2001, 375p.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the Tropics: a study of weathering and denudation in low latitude**. Chinchester: John Wiley & Sons, 1994, 460p.

THOMAS, M. F. Lessons from the tropics for a global geomorphology. **Singapore Journal of Tropical Geography**, v. 27, n.2, p.111-127, 2006.

THORNBUR, M. R. The chemical mobility and transport of elements in the weathering environment. In: BUTT, C. R. M. & ZEEGERS, H. (ed.) **Handbook of exploration geochemistry: regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains**. v.4. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Science Publisher B. V., 1992, p.79-96.

TOUNI, E.; EGGLETON, T. & TAYLOR, G. Micromorphology and chemical weathering of a K-rich trachyandesite and an associated sedimentary cover (Parkes, SE Australia). **Catena**, v.53, p.181-207. 2003.

TSAI, C. C. & CHEN, Z. S. Lithologic discontinuities in ultisols along a toposequence in Taiwan. **Soil Science**, v.167, n.7, p.587-596. 2000.

TSUKAMOTO, S.; DULLER, G. A. T.; MURRAY, A. S.; CHOI, J. H. Introduction to the special issue on application of luminescence dating in geomorphology. **Geomorphology**, v.109, p.1, 2009.

TRICART, J. As zonas morfoclimáticas do Nordeste brasileiro. **Notícia Geomorfológica**, v. 6/7, p. 17-25, 1959.

TROIANI, F.; DELLA SETA, M. The use the Stream Length-Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: a case study from Central Italy. **Geomorphology**, v.102, p.159-168, 2008.

TUCKER, M. **Techniques in sedimentology**. London: Blackwell, 1995.

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

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; HACKSPACHER, P.; BABINSKI, M. U-Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province: Northeast Brazil, initial conclusions. **Journal of South Am. Earth Sci.**, v.8, p.267-288, 1995.

VENEZIANI, P. **Análise de movimentos de tectônica rúptil e rúptil-dúctil através da interpretação de produtos de sensores remotos na região do Espinhaço Meridional (MG): uma correlação com processos evolutivos**. São Paulo, SP. 1987. 186f. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 1987.

VERSTAPPEN, H. T. **Applied geomorphology**. Amsterdam: Elsevier, 1983.437p.

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

WALLACE, R. E. Geometry and rates of change of fault-generated range-fronts, north-central Nevada. **Journal Res. U.S. Geol. Surv.**, v.6, p.637-650, 1978.

WANG, X.; AULER, A. S.; EDWARDS, R. L.; CHENG, H.; ITO, E.; WANG, Y.; KONG, X.; SOLHEID, M. Millennial-scale precipitation changes in southern Brazil over the past 90,000 years. **Geophysical Research Letters**, v.34, p.1-5, 2007.

WELLS, N. A.; ANDRIAMIHAJA, B.; RAKOTOVOLOLONA, H. F. S. Stone lines and landscape development on the laterized craton of Madagascar. **Geological Society of America Bulletin**, v.102, p.615-627. 1990.

WHALLEY, W. B. Material properties. In: GOUDIE, A.; LEWIN, J.; RICHARDS, K.; ANDERSON, M.; BURT, T.; WHALLEY, B.; WORSLEY, P. (Eds.). **Geomorphological Techniques**. London: Routledge, 2003, p.125-223.

XAVIER, M. W. **Caracterização geomorfológica sedimentológica e aspectos ambientais do litoral de Goiana, Pernambuco**. Recife, PE. 2007. 76f. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal de Pernambuco, 2007.

YANG, S. I.; LI, C. X.; YANG, D. Y.; LI, X. S. Chemical weathering of the loess deposits in the lower Changjiang Valley, China, and paleoclimatic implications. **Quaternary International**, v.117, p.27-34, 2004.

ZACHARIAS, N.; BASSIAKOS, Y.; HAYDEN, B.; THEODORAKOPOULOU, K.; MICHAEL, C. T. Luminescence dating of deltaic deposits from eastern Crete, Greece: geoarchaeological implications. **Geomorphology**, v.109, p.45-53, 2009.

ZALAN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. **B. Geoci. Petrobras**, Rio de Janeiro, v.13, n.2, p.269-300, 2005.

ZAMBELLO, F. R. **Análise multielementar quantitativa de solos e sedimentos por espectrometria de fluorescência de raios-x**. Campinas, SP. 53f. 2001. Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual de Campinas, 2001.