



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

**RECONSTRUÇÃO QUATERNÁRIA DA DINÂMICA
GEOMORFOLÓGICA A PARTIR DAS ANÁLISES DOS DEPÓSITOS
DO BAIXO CURSO DO RIO CAPIBARIBE/PE**

ADRIANA CASSIANO DA SILVA



Recife, 2016

ADRIANA CASSIANO DA SILVA

**RECONSTRUÇÃO QUATERNÁRIA DA DINÂMICA
GEOMORFOLÓGICA A PARTIR DAS ANÁLISES DOS DEPÓSITOS
DO BAIXO CURSO DO RIO CAPIBARIBE/PE**

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

Orientador: Prof. Dr. Osvaldo Girão da Silva

Recife, 2016

Catálogo na fonte
Bibliotecário Rodrigo Fernando Galvão de Siqueira, CRB-4 1689

S586r Silva, Adriana Cassiano da.
Reconstrução quaternária da dinâmica geomorfológica a partir das análises dos depósitos do baixo curso do Rio Capibaribe/PE / Adriana Cassiano da Silva. – 2016.
206 f. : il. ; 30 cm.

Orientadora: Prof. Dr. Osvaldo Girão da Silva
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco, CFCH. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Recife, 2016.
Inclui referências.

1. Geografia. 2. Placas tectônicas. 3. Estruturas sedimentares. 4. Drenagem. 5. Capibaribe, Rio (PE). I. Silva, Osvaldo Girão da (Orientador). II. Título.

910 CDD (22.ed.) UFPE (BCFCH2016-81)



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



ADRIANA CASSIANO DA SILVA

**RECONSTRUÇÃO QUATERNÁRIA DA DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA A PARTIR DAS
ANÁLISES DOS DEPÓSITOS DO BAIXO CURSO DO RIO CAPIBARIBE/PE**

Dissertação aprovada, em 16/02/2016, pela comissão examinadora:

Prof. Dr. Osvaldo Girão da Silva
(1º examinador – orientador – PPGeo/DCG/UFPE)

Prof. Dr. Bruno de Azevêdo Cavalcanti Tavares
(2º examinador – Ciências Agrárias, Ambientais e Biológicas/UFRB)

Profa. Dra. Danielle Gomes da Silva
(3ª examinadora – PPGeo/DCG/UFPE)

**RECIFE – PE
2016**

AGRADECIMENTOS

Agradeço imensamente a DEUS e a toda força cósmica que me propiciaram buscar novas oportunidades e aprendizados.

Ao prof. Osvaldo Girão, pela orientação, paciência e apoio acerca do trabalho.

Ao Prof. Antônio Carlos de Barros Côrrea, pelas oportunidades na vida acadêmica.

Ao Prof. Júlio Cesar Paisani da UNIOESTE pela orientação em trabalho de campo e por correio eletrônico.

Aos amigos do GEQUA, Wemerson Flávio, Leandro Diomério, Joana Matias e Drielly Fonseca pela inestimável ajuda no processo de campo e no trabalho em laboratório.

À Danielle Gomes, Ana Clara Magalhães, Larissa Menezes, Cláudio Cabral, Lucas Cavalcanti, Bruno Tavares, Daniel Rodrigues, Antônio Carlos Rocha, Maria de Lourdes Carvalho, Rodrigo de Freitas, Débora Meira, Flávia Jorge e Rhandysson Barbosa pelo socorro sempre atendido nos dois anos de trabalho.

Á Antônio Souza, tio de Leandro Diomério que facilitou, acompanhou e colaborou nos trabalhos de campo.

Aos professores Lucila Ester Borges e Carlinda Campelo Farias da UFPE/CTG pela orientação nas análises da Difractometria de Raio X.

Aos amigos de prontidão sempre dispostos a ajudar Natália Cristina Farias de Araújo, Beneilde Cabral, Joselma Lucena, Maria Emanuella Firmo Barbosa, Lucas Suassuna, Flávia Araújo Cabral e Manuella Vieira Barbosa.

Ao professor Marcelo Reis UFPE/CTG que permitiu gentilmente usar o laboratório para interpretação das lâminas de micromorfologia.

A Maurílio Amancio, técnico do laboratório de laminação do Centro de Geociências da UFPE. da

À minha mãe, por tanta dedicação e companheirismo.

Ao PPGeo, sobretudo a Eduardo Vêras, por toda atenção e dedicação em todas as vezes que foi solicitado.

À CAPES, pelo financiamento deste trabalho.

Nunca é alto o preço a pagar pelo privilégio de pertencer a si mesmo.

Friedrich Nietzsche

RESUMO

A reconstrução quaternária da evolução do baixo curso do rio Capibaribe está baseada em abordagens geomorfológicas, morfométricas e morfotectônicas, associados ao uso das geotecnologias, bem como na aplicação da abordagem relativa à tectônica sedimentar no município de Paudalho-PE. O objetivo dessa pesquisa é caracterizar a dinâmica fluvial a partir da investigação dos corpos sedimentares, que configuram elementos marcadores da paisagem, para entender os processos deposicionais da área e esclarecer a relação entre tectônica e o cenário estabelecido na drenagem, uma vez que, essa modalidade de pesquisa traz novas respostas para a compreensão da evolução recente da região. Para tanto, as amostras de sedimentos deformados foram coletadas em seis perfis e subdivididas em 30 “janelas” em depósitos de conglomerados e de linhas de pedras, sendo, após isso, submetidas às análises granulométricas, morfoscópicas e de difratometria de raios-X. Assim, a compilação dos mapeamentos de detalhe e análises sedimentológicas propiciaram uma modelagem mais precisa da área investigada. Os resultados permitiram evidenciar os seguintes fatos: o curso fluvial foi submetido a distintos graus de controle estrutural em escala regional, com a presença da captura do rio em uma direção de falha e brusca inflexão para o sul, trechos anômalos da drenagem e mudança em sua hierarquia; a análise morfotectônica permitiu constatar que as feições de *knick-points*, inselbergues, vales e cristas estão possivelmente sob o comando estrutural tectônico; os depósitos de conglomerados e de linhas de pedras apresentaram origem sedimentar alóctone, sendo o primeiro, com características fluviais, onde os grãos apresentam imaturidade textural, são pobremente selecionados, com padrão polido e translúcido, contendo seixos rolados e no segundo o aspecto principal é a evidência de clima mais seco. Esses depósitos sugerem interferência de controle estrutural e oscilação paleoclimática no seu arranjo deposicional e na distribuição espacial. Logo, as coberturas sedimentares e as feições morfotectônicas foram originadas em eventos distintos de basculamentos comandando a rede de drenagem e seu nível de base, assim como, a deposição dos depósitos, o que faz deduzir que o forte controle na estrutura física do relevo sugere reconfiguração tectônica.

Palavras-chave: Tectônica, Captura de drenagem, Sedimentologia, Morfometria, Morfotectônica.

ABSTRACT

Quaternary reconstruction of the evolution of the lower course of the Capibaribe river is based on geomorphological, morphometric and morphotectonic approaches associated with the use of geotechnology, and the implementation of the approach to sedimentary tectonics in Paudalho-PE municipality. The objective of this research is to characterize the fluvial dynamics from the investigation of sedimentary bodies that shape the landscape marker elements to understand the depositional processes of the area and clarify the relationship between tectonics and the scenery established in the drainage, since this modality research brings new answers for understanding the recent evolution in the region. Therefore, samples of deformed sediments were collected in six profiles and subdivided into 30 "windows" in deposits of conglomerates and stone lines, and after that, subjected to morphoscopic, granulometric and X-ray diffractometry analysis. Thus, the compilation of detailed mappings and sedimentological analysis provided a more accurate modeling of the investigated area. The results have highlighted the following facts: the fluvial course has been subjected to different degrees of structural control on a regional scale, with the presence of the river capture in one failure direction and sharp inflection to South, anomalous drainage passages and change in their hierarchy; morphotectonic analysis has allowed that the features of knick-points, inselbergs, valleys and ridges are possibly under the tectonic structural command; deposits of conglomerates and stones lines showed allochthonous sedimentary origin, the first with fluvial features, where the grains have not textural maturity, being poorly selected, with polished and translucent standard, containing pebbles and the second main aspect is the evidence of drier climate. These deposits suggest interference of structural control and paleoclimatic fluctuation in their depositional arrangement and spatial distribution. Thus, the sedimentary cover and the morphotectonic features have been originated in different events of tiltings commanding the drainage system and its base level, as well as the deposition of deposits, which makes deduce that the strong control of the physical relief structure suggests reconfiguration tectonics.

Keywords: tectonics, drainage capture, sedimentology, morphometry, morphotectonic.

LISTA DE FIGURAS

Figura 01	Mapa de Localização do baixo curso da bacia hidrográfica do rio Capibaribe e de seu alto curso	23
Figura 02	Mapa Geológico do BCRC	27
Figura 03	Precipitação média mensal (mm) para o município do Recife (1982-2011)	35
Figura 04	Índice de anomalia de chuva para o município do Recife (1982-2011)	36
Figura 05	Mapa Hipsométrico do município de Paudalho (A) e o BCRC (B).	40
Figura 06	Mapa de Solos	44
Figura 07	Mapa de Uso e Ocupação da Terra	46
Figura 08	Evolução tectônica da bacia Pernambuco e Paraíba	57
Figura 09	Zona Transversal. Região entre o Lineamento Patos e Pernambuco	59
Figura 10	Delimitação entre o Lineamento Pernambuco e a falha de Goiana.	60
Figura 11	Domínio Estrutural no BCRC.	60
Figura 12	Representação esquemática da origem dos depósitos de cascalhos encontrados nos terraços fluviais depositados sob condições climáticas com chuvas torrenciais concentradas	74
Figura 13	Índices morfométricos utilizados na avaliação de atividade tectônica recente de uma área.	77
Figura 14	Classificação Genética baseada na disposição dos rios conforme as camadas geológicas.	78
Figura 15	Classificação geométrica do padrão básico conforme a disposição espacial dos rios e seus afluentes.	80
Figura 16	Propriedades das drenagens	82
Figura 17	Padrões anômalos.	83
Figura 18	Modelo Matemático para Medição e Extração do Índice RFAV.	86
Figura 19	Imagem das marcações das coletas no depósito de conglomerado.	95
Figura 20	Exibição das marcações de coletas no depósito de linha de pedra.	96
Figura 21	Localização dos pontos das coletas. No conglomerado foram realizadas 04 coletas subdivididas em 05 janelas, totalizando 20 amostras e no depósito de linha de pedra, foram coletados 02	98

setores compartimentados em 05 janelas, totalizando 10 amostras.

Figura 22	Diagrama representando o grau de arredondamento e esfericidade.	100
Figura 23	Mapa de Declividade do BCRC	105
Figura 24	Mapa de ICR – Dissecação do Relevo.	106
Figura 25	Classes de ICR nas áreas de dissecação do BCRC.	107
Figura 26	Perfis Selecionados para o RFAV.	108
Figura 27	Drenagem do BCRC	111
Figura 28	Ordenamento dos canais fluviais em Paudalho proposto por Strahler (1952).	111
Figura 29	Hipótese da paisagem do BCRC.	115
Figura 30	Imagem de três pequenos testemunhos do depósito de conglomerado do lado oposto da BR 408, onde se encontra o depósito pesquisado em Paudalho	116
Figura 31	Panorama da delimitação do Conglomerado em Paudalho em imagem de satélite.	117
Figura 32	Localização da antiga linha de descarga do rio Capibaribe e as marcações dos perfis longitudinais.	118
Figura 33	Perfil Longitudinal das colinas entre o rio Capibaribe (A-B).	119
Figura 34	Perfil Longitudinal da antiga linha de descarga do rio Capibaribe (C-D).	120
Figura 35	Perfil Longitudinal da migração de canal (E-F)	120
Figura 36	Representação hipotética 01 da antiga linha de descarga do rio Capibaribe.	121
Figura 37	Representação hipotética 02 da antiga linha de descarga do rio Capibaribe	122
Figura 38	Vista Panorâmica e aproximada da zona de captura do BCRC	123
Figura 39	Hipótese da evolução local 01	124
Figura 40	Hipótese da evolução local 02.	125
Figura 41	Domínios Mosfoestruturais do BCRC	127
Figura 42	Perfil Longitudinal do Planalto da Borborema	129
Figura 43	Perfil Longitudinal do Baixo Planalto Dissecado	130
Figura 44	Perfil Longitudinal do Planalto Sedimentar Litorâneo	131
Figura 45	Perfil Longitudinal das Planícies Indiferenciadas	132
Figura 46	Domínios Geomorfológicos do BCRC	134

Figura 47	Perfil Longitudinal das Colinas sobre o Cristalino Intemperizado	136
Figura 48	Perfil Longitudinal de Colinas de Topos Tabulares	137
Figura 49	Imagem de dois aspectos do Conglomerado: Foto (A) vista vertical do ponto de coleta (base e primeiro piso do depósito); Foto (C) vista da base do depósito e foto (C) vista do topo do conglomerado	140
Figura 50	Perfil CPBJ02 (base do conglomerado, janela 02) e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).	141
Figura 51	Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988), base do conglomerado, janela 01.	142
Figura 52	Gráfico de porcentagem de frações para as amostras do ponto CPBJ01	142
Figura 53	Gráfico de porcentagem de frações para as amostras do ponto CPBJ02	143
Figura 54	Perfil CPTJ03 (topo do conglomerado, janela 03) e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).	146
Figura 55	Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988), topo do conglomerado, janela 04.	147
Figura 56	Gráfico de porcentagem de frações para as amostras do ponto CPBJ03.	148
Figura 57	Gráfico de porcentagem de frações para as amostras do ponto CPBJ04.	148
Figura 58	Vista Panorâmica da Linha de Pedra.	151
Figura 59	Perfil LPB e LPT (depósito da linha de pedra) e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).	152
Figura 60	Gráfico de porcentagem de frações para as amostras do ponto LPT.	153
Figura 61	Gráfico de porcentagem de frações para as amostras do ponto LPB.	153
Figura 62	Análise morfoscópica da fração 0,250 mm dos pontos de coleta CPBJ01 (Janela 01).	158
Figura 63	Análise morfoscópica da fração 0,250 mm dos pontos de coleta CPBJ02 (Janela 02/Base).	159
Figura 64	Análise morfoscópica da fração 0,250 mm dos pontos de coleta CPTJ03 (Janela 03/Topo).	159
Figura 65	Análise morfoscópica da fração 0,250 mm dos pontos de coleta CPTJ04 (Janela 04/Topo).	160
Figura 66	Análise morfoscópica da fração 0,250 mm dos pontos de coleta LPB (Base).	160
Figura 67	Análise morfoscópica da fração 0,250 mm dos pontos de coleta LPT (Topo).	161
Figura 68	DRX do Perfil CPBJ01/c (AM 897/CPB- Base do conglomerado)	164
Figura 69	DRX do Perfil CPBJ01/e (AM 898/CPB-Base do conglomerado)	165

Figura 70	DRX do Perfil CPBJ02/c (AM 899/CPB-Base do conglomerado)	166
Figura 71	DRX do Perfil CPBJ02/e (AM 900/CPB-base do conglomerado)	166
Figura 72	DRX do Perfil CPTJ03/c, (AM 901/CPT-Topo do conglomerado)	167
Figura 73	DRX do Perfil CPTJ03/e (AM 902/CPT-Topo do conglomerado)	167
Figura 74	DRX do Perfil CPTJ04/c (AM 903/CPT-Topo do conglomerado)	168
Figura 75	DRX do Perfil CPTJ04/e (AM 904/CPT-Topo do conglomerado)	168
Figura 76	DRX do Perfil LPTJ3 (AM 905/CPT-Topo da linha de pedra)	169
Figura 77	DRX do Perfil LPTJ05 (AM 906/LPT-Topo da linha de pedra)	169
Figura 78	DRX do Perfil LPBJ03 (AM 907/LPB-Base da linha de pedra)	170
Figura 79	DRX do Perfil LPBJ05 (AM 908/LPB-Base da linha de pedra)	170
Figura 80	Mapa da delimitação estrutural do BCRC	172
Figura 81	Mapa de Convenções Morfotectônica do BCRC	173
Figura 82	Imagens com corredeiras caracterizando os <i>knick-points</i> . Em (A) rio Capibaribe (Paudalho); em (B) riacho Umas (Camaragibe), afluente do Capibaribe.	174
Figura 83	Afloramentos rochosos na BR-408 em São Lourenço da Mata, em (A) e (a), direções dos <i>trends</i> regionais em WSW-ENE e SW-NE.	175
Figura 84	Afloramentos rochosos na BR-408 em São Lourenço da Mata, em (A) e (a), direções dos <i>trends</i> regionais em WSW-ENE e SW-NE.	176
Figura 85	Perfil longitudinal do rio Capibaribe, em conjunto com a Linha de Melhor Ajuste.	177
Figura 86	Mapeamento com demarcações em três setores anômalos do no canal rio Capibaribe (Transcetos Topográficos)	178
Figura 87	Perfil Longitudinal (A-B)	179
Figura 88	Perfil Longitudinal (C-D)	179
Figura 89	Perfil Longitudinal (E-F)	180
Figura 90	Mapeamento do rio Cucaí em Paudalho.	180
Figura 91	Perfil Longitudinal (G-H)	181
Figura 92	Perfil Longitudinal (I-J)	181
Figura 93	Perfil Longitudinal (L-K).	182

Figura 94 Depósitos de Linha de Pedra. Em (A) seixo angular com 15 cm de diâmetro, em (B) conglomerado sobre a linha de Pedra 184

LISTA DE QUADROS

Quadro 01	Definição dos padrões de drenagem do tipo básico com padrões modificados	80
Quadro 02	Classe de intensidade do índice de anomalia de chuva	92
Quadro 03	Intervalo das classes de ICR	106

LISTA DE TABELA

Tabela 01	Classe de intensidade do índice de anomalia de chuva	37
Tabela 02	Distribuição das cotas altimétricos do BCRC, de acordo com a figura 05	41
Tabela 03	Distribuição das cotas altimétricas no município de Paudalho, conforme a figura 05	41
Tabela 04	Tabela cronoestratigráfica Internacional adaptada	62
Tabela 05	Valores medidos para calcular o RFAV	109
Tabela 06	Medidas morfométricas da bacia do rio Capibaribe (SRTM 30m)	113
Tabela 07	Diâmetro Médio, Grau de Seleção, Assimetria e Curtose para as amostras do ponto CPBJ01.	144
Tabela 08	Diâmetro Médio, Grau de Seleção, Assimetria e Curtose para as amostras do ponto CPBJ02.	145
Tabela 09	Diâmetro Médio, Grau de Seleção, Assimetria e Curtose para as amostras do ponto CPTJ03.	149
Tabela 10	Diâmetro Médio, Grau de Seleção, Assimetria e Curtose para as amostras do ponto CPTJ04.	150
Tabela 11	Diâmetro Médio, Grau de Seleção, Assimetria e Curtose para as amostras do ponto LPB.	154
Tabela 12	Diâmetro Médio, Grau de Seleção, Assimetria e Curtose para as amostras do ponto LPT.	155
Tabela 13	Descrição dos Dados do DRX	164

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

APAC – Agência Pernambucana de Águas e Climas

ASAN – Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

CPTEC – Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos

DOL – Distúrbios Ondulatórios de Leste

ENOS – El Niño-Oscilação Sul

FF – Frentes Frias

FPA – Frente Polar Atlântica

GPS – *Global Position System*

IAC – Índice de Anomalia de Chuvas

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

LI – Linhas de Instabilidades

MDE – Modelo Digital de Elevação

MDT – Modelo Digital do Terreno

RFAV – Razão Fundo/Altura de Vale

SRTM – *Shuttle Radar Topographic Mission*

UTM – Universal Transversa de Mercator

VCANs – Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

ZCPE – Zona de Cisalhamento de Pernambuco

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	20
2	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	22
2.1	ASPECTOS GEOLÓGICOS	26
2.2	ASPECTOS CLIMÁTICOS	32
2.3	ASPECTOS ALTIMÉTRICOS	37
2.4	ASPECTOS DO SOLO	42
2.5	ASPECTOS DO USO E OCUPAÇÃO DA TERRA	44
3	REVISÃO DE LITERATURA	47
3.1	A NEOTECTÔNICA – EVOLUÇÃO DO TERMO E TENDÊNCIAS	48
3.1.1	Neotectônica no Brasil	50
3.1.2	A Evolução Tectônica no Nordeste do Brasil	52
3.2	DINÂMICA PALEOCLIMÁTICA E PALEOAMBIENTAL NO NORDESTE DO BRASIL NO QUATERNÁRIO	61
3.2.1	O Período Quaternário	61
3.2.2	Implicações Paleoclimática e Paleoambiental no Nordeste brasileiro	64
3.3	AMBIENTE DEPOSICIONAL CONTINENTAL	66
3.3.1	Sistemas Depositional Fluvial	68
3.3.2	Conceito e Classificação de Conglomerados	70
3.3.3	Conceito e Classificação de Linhas de Pedras (<i>Stone Line</i>).	74
3.4	MORFOMETRIA DE CANAIS FLUVIAIS E A REDE DE DRENAGEM	75
4	PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	84
4.1	INDICES MORFOMÉTRICOS	84
4.1.1	Índices de Concentração de Rugosidade do Relevo (ICR)	84
4.1.2	Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)	85
4.1.3	Índice de Coeficiente de Compacidade	87
4.1.4	Índice Fator Forma	87
4.1.5	Índice de Circularidade	88
4.1.6	Índice de Sinuosidade	88
4.1.7	Perfil Logitudinal	88
4.2	BASE CARTOGRÁFICA	89
4.2.1	Mapeamento do Uso e Ocupação da Terra	89

4.2.2	Mapeamento Morfoestrutural e Geomorfológico	90
4.2.3	Análise de Indicadores Morfotectônico	90
4.3	INDICE DE ANOMALIA DE CHUVAS (IAC)	91
4.4	ANÁLISE MORFOESTRATIGRÁFICA	92
4.5	TRABALHO DE CAMPO E COLETAS DE MATERIAIS	93
4.5.1	Nomenclatura das amostras	94
4.6	ATIVIDADES LABORATORIAS	98
4.6.1	Granulometria	98
4.6.2	Morfoscopia	99
4.6.3	Pipetagem	101
4.6.4	Difratometria de Raio X	101
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	103
5.1	PRODUTOS MORFOMÉTRICOS	103
5.1.1.	Índices de Concentração de Rugosidade do Relevo (ICR)	104
5.1.2	Índices Razão Fundo/Altura de Vales (RFAV)	108
5.1.3	Hierarquia Fluvial	110
5.1.4	Morfometrias de Drenagem	112
5.1.5	Migração e Reconfiguração do Canal	113
5.2	COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL DO BCRC	126
5.2.1	Planalto da Borborema	128
5.2.2	Domínio do Baixo Planalto Dissecado	129
5.2.3	Planalto Sedimentar Litorâneo	131
5.2.4	Planícies Indiferenciada	132
5.3	COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA	132
5.3.1	Escarpa Dissecada	135
5.3.2	Colinas sobre o Cristalino Intemperizado	135
5.3.3	Colinas de topos Tabulares	136
5.3.4	Tabuleiros Conservados e Dissecados	137
5.3.5	Planícies Aluviais	138
5.3.6	Planície Fluvial	138
5.3.7	Colinas e Pedimentos Dissecados	138
5.4	ANÁLISES SEDIMENTOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA	139
5.4.1	Dados Sedimentológicos e Estratigráficos	139

5.4.2	Análises Granulométricas e Morfoscópica.	156
5.4.3	Mineralogia das argilas (DRX)	162
5.5	GEOMORFOLOGIA, MORFOTECTÔNICA E GÊNESE DA COBERTURA SEDIMENTAR	171
5.5.1	Indicadores Morfotectônico no Relevo do BCRC	171
5.5.2	Hipóteses sobre a Gênese da Cobertura Sedimentar	182
5.5.3	Implicações para Evolução Geomorfológica e Morfoestrutural	186
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	188
	REFERÊNCIAS	190

1 INTRODUÇÃO

Este estudo parte do pressuposto inicial de que a paisagem apresenta grande variedade ao longo da superfície terrestre e, quando vinculada à idade das superfícies geomorfológicas e seus materiais estruturadores, é fundamental avaliar as influências neotectônicas, para investigar as evidências de pulsações tectônicas neocenozóicas. Isso porque, mesmo num contexto da margem passiva da América do Sul, são necessários atributos científicos para compreender a dinâmica das projeções naturais do espaço físico e a relação com o clima, a pedologia, a vegetação, os recursos hídricos, entre outros. Ressaltando que na porção leste do Nordeste brasileiro, é estruturado por bacias sedimentares composta por planícies costeiras e mais a oeste o embasamento Pré-Cambriano que compõe o Planalto da Borborema, constituído por um domínio geológico-estrutural marcado em macro e micro escala de cisalhamentos, falhas e fraturas.

É nesse contexto de falhamentos regionais relacionados a movimentos epirogênicos que se encontra o baixo curso do rio Capibaribe (BCRC), a qual se inserem as pesquisas da Geomorfologia Fluvial, como meio de interpretar e analisar a paisagem a partir dos processos fluviais. Tais pesquisas podem apoiar uma nova e rebuscada compreensão da evolução da paisagem a partir de campos diversos com modelos distintos. Estudos nessa vertente promovem a compreensão evolutiva da paisagem, em razão de apreenderem as tendências comportamentais na natureza que atuaram em distintas escalas de ordem climática ou estrutural.

Nessa conjuntura, a Geomorfologia Fluvial tem se destacado, nos últimos anos, como a mais produtiva área da geomorfologia brasileira em termos de publicações científicas voltadas para os estudos neotectônicos. Assim, a Geomorfologia Fluvial é palco da aplicação de distintos métodos, sejam eles no eixo morfométrico, sedimentológico, estratigráfico, geoquímico, entre outros, pois retrata de forma mais eficaz as alterações às quais os cursos d'água foram submetidos. Partindo do pressuposto de que tais cursos fluviais representam os elementos mais sensíveis ante deformações crustais,

respondendo subitamente a processos tectônicos, mesmo em pouca magnitude.

Neste sentido, este estudo baseou-se na investigação a partir de métodos morfométricos, morfotectônicos, sedimentológicos, cartográficos e interpretações em imagens de satélites para elucidar o comportamento da paisagem ao longo do tempo através da interação entre os fatores climáticos, geológicos e geomorfológicos, a fim de concatenar com a morfodinâmica e a morfogênese do relevo. Assim, o objeto de estudo foi o baixo curso do rio Capibaribe (BCRC), que delimita-se por três fundamentais estruturas geológicas, ao sul o Lineamento Pernambuco e ao norte o Lineamento de Patos, sendo que, encontra-se ao norte mais próximo do BCRC a falha de Goiana. Nessas estruturas ao longo da escala geológica podem ter ocorrido pulsos tectônicos reativando essas falhas e, faz parte da configuração da referida bacia depósitos sedimentares que são marcadores da paisagem. Portanto, a presente investigação fundamentou-se em compreender quais processos deposicionais atuaram nesta porção do relevo do BHRC e o vínculo entre tectônica e o cenário estabelecido no relevo dessa área.

Verificou-se neste estudo a necessidade de desenvolver análises para compreender a evolução da paisagem a partir da relação neotectônica e/ou climática e, dos elementos sedimentares, uma vez que, essa modalidade de pesquisa traz novas percepções para retratar e entender a evolução da paisagem no Nordeste do Brasil. Entende-se que a neotectônica pode ser considerada um suporte científico estrutural que fundamenta a compreensão da reestrutura nos compartimentos rochosos, servindo como elemento essencial para entender em escala local e regional os pulsos tectônicos.

Desta forma, o objetivo da pesquisa foi construir um panorama da dinâmica fluvial no baixo curso do rio Capibaribe durante o Quaternário, através dos registros sedimentares no município de Paudalho, que configuram componentes marcadores da paisagem, bem como da aplicação de parâmetros morfométricos, morfotectônicos e morfoestruturais. Nesse sentido, o desenvolvimento dos estudos na área buscou constatar a relação entre os compartimentos estruturais e as coberturas superficiais, através de abordagens teórico-metodológicas nas unidades sedimentológicas e morfoestratigráficas, visando compreender o vínculo tectônico e/ou climático durante o Quaternário.

Por conseguinte, os objetivos específicos foram:

- ❖ Analisar a morfometria do BCRC, para identificar a relação com o controle estrutural e tectônico;
- ❖ Interpretar as imagens de satélites, a fim de compreender o comportamento dos canais fluviais e sua morfodinâmica no BRRC;
- ❖ Utilizar dados sedimentológicos e estratigráficos para estabelecer as sequências evolutivas dos processos e verificar o elo com a tectônica e/ou eventos paleoclimáticos no município de Paudalho;
- ❖ Investigar as feições morfotectônica para avaliar o comportamento morfodinâmico e as formas do relevo com o vínculo tectônico no BCRC;
- ❖ Elaborar mapeamentos geomorfológicos e morfoestruturais, assim como, distintos produtos cartográficos para facilitar o entendimento desse estudo.

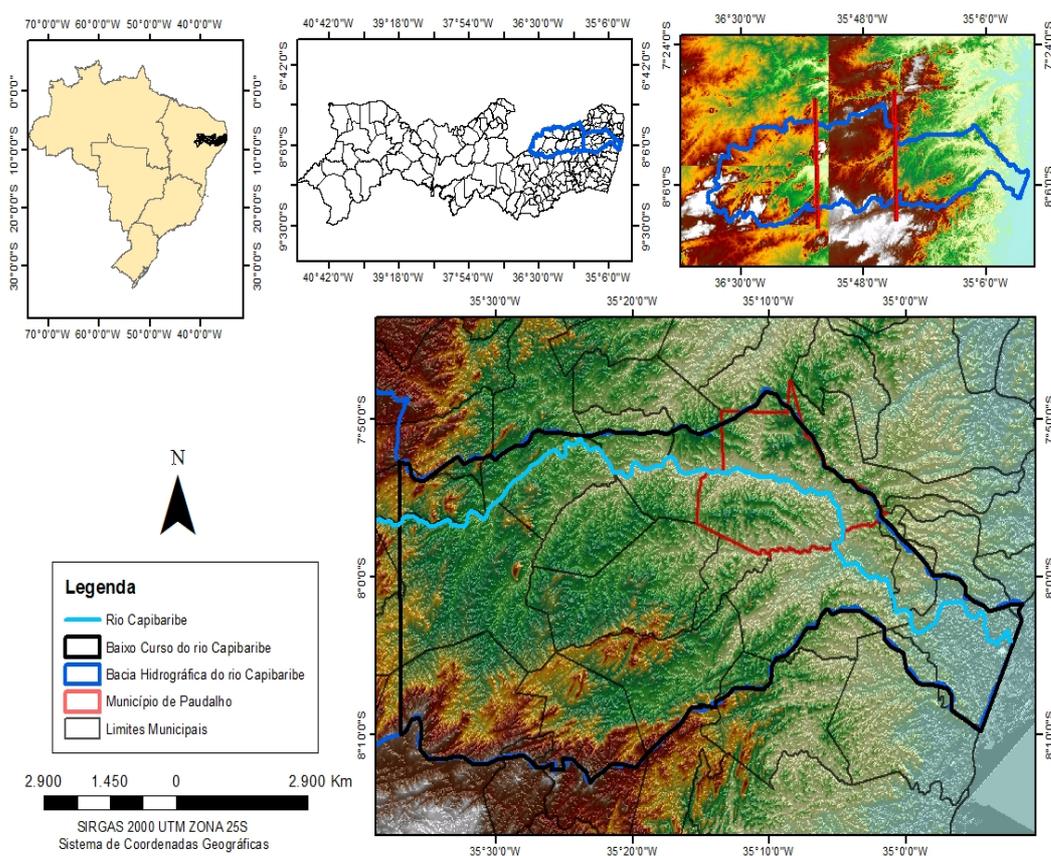
2 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O Baixo Curso do Rio Capibaribe (BCRC), localiza-se entre as coordenadas 08° 02' 56"S e 08° 06' 57"S, 35° 37' 3"O e 34° 53' 09"O, ao norte oriental do Estado de Pernambuco. Em relação aos limites político-administrativos, limita-se ao leste com o Oceano Atlântico, ao norte com os municípios de Olinda, Recife, Abreu e Lima, Tracunhaém, Nazaré da Mata, Carpina, Limoeiro e João Alfredo, a oeste com os municípios de Passira e Salgadinho, a sudoeste com o município de Gravatá e ao sul com os municípios de Jaboatão dos Guararapes, Moreno, Vitória de Santo Antão, Pombos e Chã Grande (Figura 01).

A área de estudo, no que se refere ao contexto geofísico, apresenta-se com a configuração de um relevo estabelecido após a abertura final do Atlântico no Cretáceo superior ocorrido enquanto o rifteamento da margem do continente era submetido à constante fase de soerguimento. Este processo de reativação herdado no relevo do supercontinente de Gondwana ocorreu fundamentalmente ao longo de estruturas rúpteis do pré-cambriano. Isso deu

origem a uma série de blocos falhados, limitados por escarpas que se elevam em direção ao interior como degraus, sobrevalendo a flexura da borda do bloco continental para leste, a qual, geralmente, comanda a estruturação da drenagem consequente que demanda o Atlântico (CORRÊA *et al.*, 2010).

Figura 01 – Mapa de localização do baixo curso da bacia hidrográfica do rio Capibaribe e de seu alto curso.



Fonte: A autora.

A plataforma Sul-Americana definida como epibrasileira (e sinandina) vinculada na constituição do Ciclo Brasileiro, tem seus processos tectônicos desde o ciclo começado na Tafrogênese do Toniano (pós-Rodínia) (BRITO NEVES *et al.*, 1996 *apud* SCHOBENHAUS *et al.*, 2003). As províncias estruturais brasileiras legaram importantes características de forma ao continente sul americano, incluindo a organização do arranjo da margem

continental. Em todo o Fanerozóico importantes heranças tectônicas estão vinculadas às estruturas e litologias geradas no Brasileiro, na ordem de alocação de coberturas, sítios de magmatismo, sismicidades, entre outros (SCHOBENHAUS, *et al.*, 2003), sobretudo, nas quatro províncias brasileiras formadas: Borborema, Tocantins, Norte Mantiqueira e Sul Mantiqueira, destacando-se para o eixo desta compilação a Borborema.

A província da Borborema, termo usado por Almeida *et al.* (1977) compõe um conjunto de unidades geológicas estabilizadas no final da orogênese Brasileira (NASCIMENTO, 2003). É um domínio geológico-estrutural localizado no Nordeste oriental do Brasil, limitado ao sul pelo Cráton de São Francisco, a oeste pela bacia do Parnaíba e a norte e a leste pelas bacias sedimentares da margem costeira (OLIVEIRA, 2008).

Representa um segmento crustal de uma extensa faixa fortemente afetada pela deformação Brasileira Pan/Africana (600 - 50 Ma), denominada Faixa Trans-Saara, que resultou da colisão entre os crátons do oeste Africano/São Luiz e Congo-Kasai/São Francisco, a qual constitui massas continentais consolidadas em tempos pré-Brasileiros (JARDIM DE SÁ, 1994; BRITO NEVES *et al.*, 2001 *apud* OLIVEIRA, 2008).

A evolução da Borborema no final do Neoproterozóico (Brasileiro-Pan-Africano), foi marcado por uma expressiva abundância de intrusões graníticas, assinalando uma relevância marcante na história da orogênese Brasileira (VAN SCHMUS *et al.*, 2008 *apud* BRITO *et al.*, 2009), sendo que, a maior parte delas estão associadas a zonas de cisalhamento NE-SW (ARCHANJO, 1993; JARDIM DE SÁ, 1994; NEVES e VAUCHEZ, 1995 *apud* BRITO *et al.*, 2009).

Neste contexto, a unidade geomorfológica de grande referência estrutural no nordeste do país é definida como “Um complexo de maciços residuais de dimensões diversas, resultado da ação de sucessivas fases de aplainamento, que de uma maneira geral, situa-se sobre o topo da segunda superfície ou Pd1” (MABESOONE, 1966 *apud* CORRÊA *et al.*, 2010, p.42). Segundo (ALMEIDA *et al.*, 1977, *apud* OLIVEIRA, 2008 p.45), “ é um domínio geológico-estrutural localizado no Nordeste oriental do Brasil, limitado a Sul pelo Cráton do São Francisco, a Oeste pela bacia Parnaíba e a Norte e Leste pelas Bacias sedimentares da margem costeira.”

Para Oliveira (2008) os registros geofísicos marcaram sequencialmente, três etapas importantes na evolução temporal da província da Borborema que pode retratar um cenário evolutivo de: formação de um arcabouço tectônico, quando da orogênese Brasileira; formação e a segmentação da margem continental no Mesozóico; e geração do magnetismo e da epirogênese durante a Era Cenozóica.

Corrêa *et al.*, (2010, p.49) retrata a origem e a evolução da Borborema da seguinte forma:

“Sua gênese reflete uma série de pulsos epirogenéticos, associados inicialmente ao desmantelamento do Gondwana e posteriormente ao magnetismo continental Cenozóico, que atuaram sobre estruturas herdadas, dando origem a um mosaico de subcompartimentos com características distintas do ponto de vista morfoestrutural.”

São dois os eventos importantes que marcaram o Cenozóico no Planalto da Borborema, após a separação entre a América do Sul e a África, sendo eles: O vulcanismo Macau e o soerguimento do Planalto da Borborema (OLIVEIRA, 2008). Para CORRÊA (2010, p.43) “(...) a região do planalto teria sofrido um forte soerguimento pós-Cretáceo, de natureza tão ativa, que foi acompanhado por movimentos locais e diferenciais de blocos e por atividade vulcânica que se prolongou até o Quaternário”.

A correlação da Província da Borborema e seus núcleos cratônicos na porção do BCRC é delimitada pelo Lineamento Pernambuco ao sul, mega-zona de cisalhamento transcorrente dextral que segue até a África, a qual apresenta uma relevância estrutural significativa no arranjo da morfogênese e da morfodinâmica, e ao falha de Goiana e o Lineamento Patos.

As causas do soerguimento do Planalto da Borborema durante o Cenozóico estão relacionadas, provavelmente, as causas do magnetismo Cenozóico e a geração de esforços verticais, capazes de produzir soerguimento topográfico (OLIVEIRA, 2008). No entanto, acredita-se que o soerguimento não se deu no grande domínio estrutural do planalto e sim em subdomínios relacionados às zonas de cisalhamentos, que por apresentarem uma litologia mais frágil, refletiram nos basculamentos.

2.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS

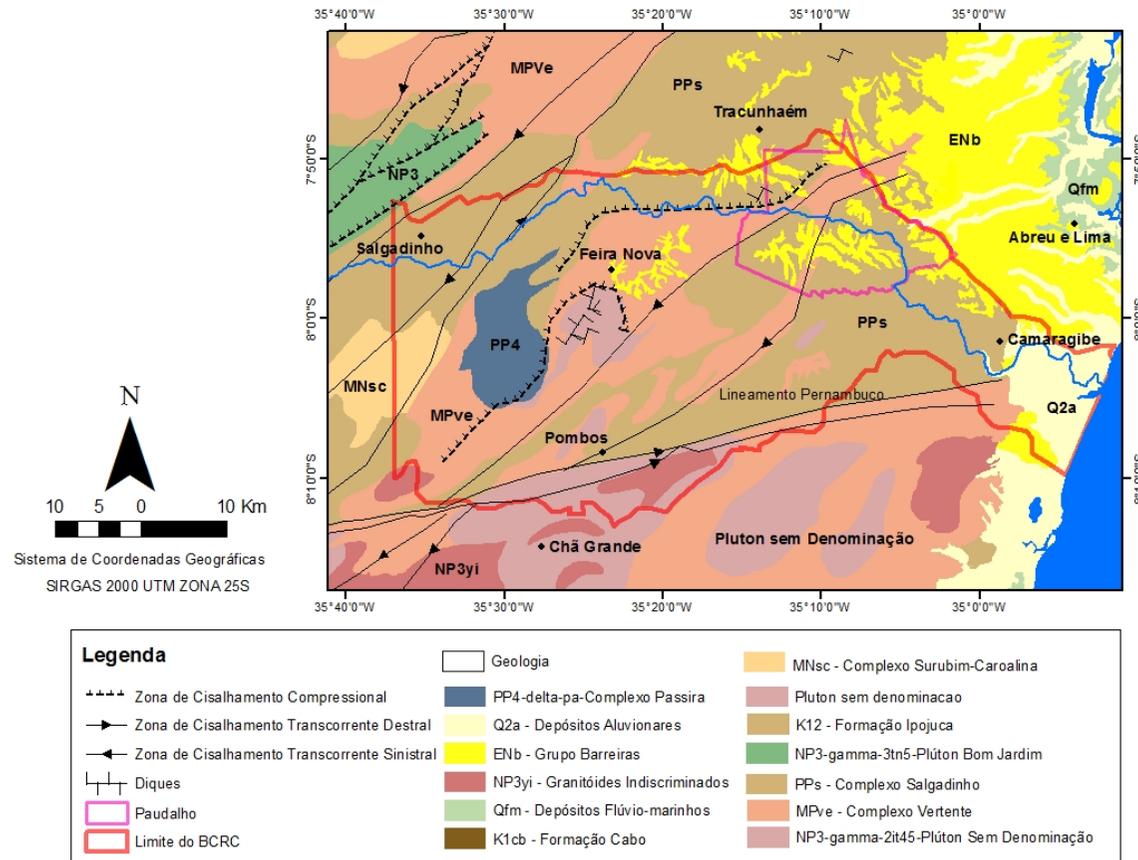
Nesse quadro físico, a configuração geológica tem papel singular no sentido de refletir na paisagem o arranjo das formas influenciadas pelas bases estruturais litológicas, conforme as unidades mapeadas no BCRC (Figura 02).

O Complexo Salgadinho refere-se à maior uniformidade mapeada da área, incluindo nessa categoria Paudalho. “É composto por hornblenda-biotita ortognaisses migmatíticos de composição sienogranítica a granodiorítica e alguns termos tonalíticos, textura equigranular, granulação média a grossa e coloração variando de cinza esbranquiçada a rósea” (BRASILINO *et al.*, 2011 p.832). Desenvolveram leucossomas graníticos, que podem seguir ou truncar a foliação. Nessa estrutura, observa-se uma variada migmatização, tendo a possibilidade de ter sido afetado por no mínimo dois episódios tectônico metamórfico.

Dados de campo e assinatura geoquímica no Complexo Salgadinho revelaram um caráter cálcio-alcálico, equivalente aos granitos de arco, “(...) sugestivo de que estes ortognaisses podem ter sido originados durante um provável estágio de subducção relacionado ao evento Riacciano. Assim, esses ortognaisses representariam um estágio cedo tectônico à orogênese Transamazônica/Eburneana” (BRASILINO *et al.* 2011 p.833). Para Brito (1995), é no Riacciano que começa uma série de colisões entre placas tectônicas, comprimindo assim, as bacias sedimentares geradas no período Sideriano no processo de orogenia.

O Complexo Vertente corresponde a segunda maior unidade mapeada na região, incluindo nessa classe Paudalho, inicialmente foi caracterizada por uma unidade geológica de caráter metavulcanossedimentar constituído por rochas metavulcânicas máficas e intermediárias, apresentando uma fácies de gnaiss bandados com alternância de material vulcânico máfico-intermediário e pelítico, de expressiva regularidade de leitos, aflorando uma sedimentação tubidítica com componente vulcânico (BRASILINO *et al.*, 2008).

Figura 02 – Mapa Geológico do BCRC.



Fonte: CPRM (2007), adaptado pela autora.

Entretanto, em mapeamento geológico-estrutural recente na escala 1:100.000 do Serviço Geológico do Brasil – CPRM (2007), foi atribuído uma nova interpretação e redefinição do posicionamento estratigráfico da geologia do complexo vertente; no caso, seria um complexo formado de anfibólio-biotita-granada gnaiss e ortognaisses bandados, onde o anfibólio apresenta uma coloração cinza, granulação média e bandamento gnáissico de ordem centimétrica a decimétrica. O ortognaisse bandado compõe cor cinza claro, equigranular, com granulação média e bandamento gnáissico regular de ordem decimétrica (BRASILINO *et al.*, 2008).

Em análises regionais alguns autores associaram o Complexo Vertente ao ciclo Cariris Velhos, afirmando uma idade aproximadamente de 1,0 Ga, mas em datações realizadas em litotipos desse complexo, atribuíram idades paleoproterozóicas entre idades (U-Pb em zircão) de 1,97 Ga (SÁ *et al.*, 2002 *apud* BRASILINO, 2008) e 2,12 Ga (NEVES *et al.*, 2006 *apud* BRASILINO, 2008), obtidas em camadas máficas do ortognaisse bandado (BRASILINO *et al.*, 2008).

O Complexo Passira, ou Complexo Metanortosítico de Passira (CMAP), concentrado na área mapeada no município de Passira, que se situa em trecho do rio Capibaribe, limitada por falhamentos complexos (Zona de Cisalhamento Paudalho e Limoeiro), formando um polígono irregular (ACCIOLY, 2000).

É constituído pelas unidades litoestratigráfica, no sentido do topo para a base de: Granitóides Indiferenciados/ Complexo Vertentes; Série de Ortognaisses graníticos; CMAP e o Complexo Gnáissico-Migmatítico (encaixante). O complexo de Passira é constituído por um batólito de composição anortosítica, formando um Complexo do tipo maciço. Inclui também um complexo de diques de composição Fediorítica enriquecidos em P (apatita-metadioritos), Zr, Ba e elementos terras leves. Nesse quadro, o CMAP e o ortognaisses graníticos representam manifestações de uma ocorrência extensional (por afinamento crustal, “*underplating*” ou como um rift incipiente) como frequentemente é atribuído ao ambiente de posicionamento deste tipo de Complexo no mundo (ACCIOLY, 2000).

O Plúton Bom Jardim situa-se na área mapeada nos municípios de João Alfredo e Bom Jardim no Agreste Setentrional pernambucano, localizado na

região do rio Capibaribe com idade Neoproterozóico (600Ma). É considerado uma intrusão alongada com área de aproximadamente de 200 km², cortando migmatitos e gnaisses da faixa Pajeú-Paraíba ou leste de Pernambuco (BRITO NEVES, 1975 *apud* JUNIOR *et. al.*, 2007).

O pluton Bom Jardim é uma suíte monzo-sienitic que possui textura porfirítica formada por megacristais de feldspato potássico orientados (alguns ovalados e pertitizados) circundados por plagioclásio de composição albítica apresentando textura pseudorapakivi. Esta unidade geológica contém enclaves que juntamente com a textura pseudo-rapakivi sugere coexistência de magmas, de composição e temperatura contrastantes e foi observado a presença de dique sin-plutônico na facies sienítica (JUNIOR, 2007).

Segundo o Serviço Geológico do Brasil - CPRM (2007), um Plúton sem denominação que abarca a porção central e parte do trecho sul do BCRC, é constituído de granito, granodiorito, monzogranito e sienogranito equigranulares médios a grossos à inequigranulares porfíricos. Estão associados à diorito e a fases intermediárias de mistura, com ou sem epidoto magmático.

O Complexo Surubim-Caroalina localiza-se nos municípios de Passira e Cumaru no agreste Setentrional, apresentam idades máximas dos depósitos de 665 Ma (KOZUCH, 2003; MEDEIROS, 2004; NEVES *et al.*, 2006b *apud* SILVA, 2012), compõe-se de biotita, gnaisses granadíferos e biotita xistos, acrescido de lentes de mármore e quartzitos (MENDES, 2008, *apud* SILVA 2012).

Os Granitóides Indiscriminados na região mapeada estão inseridos em municípios da Mata Sul pernambucana, como Pombos, Vitória de Santo Antão, Chã Grande; no Agreste Central, no município de Gravatá, e em Jaboatão dos Guararapes na Região Metropolitana do Recife, são encaixados no Complexo Vertentes e Complexo Salgadinho com idade Neoproterozóica (BARBOSA, 1990; ROCHA, 1990 *apud* SILVA, 2012). De acordo com WERMIC (2004, p.103), a denominação granitóide é “num sentido muito amplo, indica uma rocha plutônica com textura granítica, baixo nível de coloração, contendo teores variáveis de feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo e nefilita”.

Os granitóides encontrados na área mapeada são deformados e dobrados, associados a zonas transtrativas brasileira. São rochas de cor rósea

e estrutura orientada bandada de granulação média a fina com grãos maiores de 4 milímetros. No bandeamento verificado microscopicamente observa-se a alternância de faixas de quartzo-feldspáticas e bandas mais máficas (ricas em anfibólitos e biotita) (SILVA, 2012).

A Formação Barreira, como terceira maior unidade mapeada em Paudalho, apresenta-se com modelado nos tabuleiros com topos largos e planos, a qual são constituídos pelos depósitos arenosos da Formação Barreiras que sedimentou-se no fim do Plioceno e início do Pleistoceno, em sistemas fluviais de baixa e alta sinuosidade. Para Tricart (1959) essa superfície é um pedimento detrítico, formado sob condições semi-áridas durante a deposição da formação Barreiras e que apenas depois, no Quaternário, essa superfície foi dissecada sob condições mais úmidas.

A Formação Barreira se constitui da última rocha sedimentar terciária do Nordeste do Brasil, no evento da abertura do Atlântico, formada pela sequência sedimentar ao longo do litoral por mais de 4.000 quilômetros (BEZERRA, 2001). Esses depósitos se limitam do Estado do Rio de Janeiro até o Estado do Amapá (SUGUIO *et al* 1999).

Trabalhos recentes associam a Formação Barreira a um complexo sedimentar que revelaram tectonismo como juntas (LIMA, 2000). Investigando a Formação Barreiras nas bacias Potiguar e Paraíba (Bezerra, 2011), constata que devido ao número crescente de dados geológicos e geofísicos foram registrados deformação em todas as escalas nesses sedimentos, onde a alteração tectônica controlou a deposição dos sedimentos durante o Cenozóico e controla a atual topografia da margem continental.

A Formação Ipojuca, constituída por rochas vulcânicas e subvulcânicas que ocorrem na subbacia Cabo, resultaram das manifestações magmáticas que produziram rochas de composição variável, desde o basalto até granítica, com derrames de basalto, andesitos e riolitos, diques, granito porfórico, entre outros (ALHEIOS *et al.*, 1991).

A Formação Cabo abarca a menor porção da área mapeada no extremo sul do quadrante, são identificados por três litologias interrelacionados, que são os conglomerados, os arenitos arcósianos e as camadas siltico-argilosos. A unidade macroclástica que caracteriza a formação é composta por

conglomerados polimícticos, com tamanho até de blocos, com rochas cristalinas principalmente de granitos e gnaisses, difundido numa matriz feldspático-argilosa (ALHEIOS *et al.* 1991).

Os Depósitos Flúvio-marinho, de acordo com Lima Filho *et al.* (1991), constitui-se na faixa sedimentar costeira do litoral atlântico do Nordeste brasileiro, sendo composta, quase em sua totalidade, por um relevo de tabuleiros. Entretanto, esse compartimento geomorfológico é interrompido por planícies que podem avançar até 15 quilômetros no continente. Em uma dessas discontinuidades encontra-se assentada a planície flúvio-marinha do Recife, que segundo Muehe *et al.*, (2003) é uma superfície plana, baixa, localizada no contato com o oceano, e cuja formação resultou da deposição de sedimentos marinhos e fluviais. A mesma encontra-se limitada ao norte, oeste e sul em um semicírculo quase perfeito, pelos depósitos da Formação Barreiras, localizados no sopé do embasamento cristalino do planalto litorâneo rebaixado e a leste por cordões de recifes situados no limite entre a plataforma continental com o Oceano Atlântico.

Os Depósitos Aluvionares, são correlatos nas áreas que circundam os canais fluviais nas planícies de inundação, na porção mapeada encontram-se nas várzeas, leitos de rios, barras, depósitos de acréscimos laterais em degraus distintos. Para Xavier (2007) são depósitos compostos de areias, cascalhos e argila de origem continental, transportados pelos rios e depositados ao longo dos canais. Segundo esse mesmo autor, em cursos d'água antigos, formam os terraços fluviais com patamares de até 10 metros de altitude.

Em Paudalho, ao longo do rio Capibaribe, encontra-se diques de basalto e de andesina diabásio, em geral com coloração escura, estrutura maciça, elevada densidade e composição a base de plagioclásio. Observa-se que houve ações de forte tectônica de dobramento, com inúmeras microdobras de plano axial vertical e delineação *rake* que está registrada nos ortognaisses bandados (BARBOSA, 1990). Nessa circunstância de estruturação geofísica, o clima se comporta como um agente potencializador da modelagem do relevo ao desencadear carreamento sedimentar, alterações de depósitos, modificações na cobertura vegetal e do solo, entre outros.

2.2. ASPECTOS CLIMÁTICOS

O clima no Brasil é caracterizado por uma grande variedade climática, em virtude de sua vasta extensão territorial. Além do mais, soma-se a isso a diversidade das formas de relevo, a altitude e a dinâmica das correntes e das massas de ar. Sua classificação é determinada pela dinâmica dos sistemas meteorológicos que se formam em diversas escalas espaciais e temporais. Esta dinâmica, vinculada à morfologia, pode configurar assinaturas na fisiologia da paisagem, assim, o Índice de Anomalia de Chuva (IAC) configura-se um recurso metodológico de grande relevância para caracterizar a variabilidade climática de uma área no período de 30 anos visando estimar o comportamento do clima no pretérito.

Alguns autores como Nimmer (1979), Kousky (1980), Molion e Bernardo (2002), Marengo (2008), Andreoli e Kayano (2006), Ab´Saber (2003) e Aragão (1996) estudaram a climatologia do Nordeste brasileiro apontando como principais fatores climáticos desta região sua variação sazonal das precipitações, a posição geográfica, o relevo, o arranjo da sua superfície e os sistemas de pressão atuantes. A região está sobre influência dos Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul e do Atlântico Norte, e das baixas pressões tropicais, cujas variações sazonais de intensidade e posicionamento determinam o regime pluviométrico de grande parte da região.

A dinâmica climática que abarca o BCRC está relacionada à atuação da massa Tropical Atlântica (Ta) e sistemas de perturbações atmosféricas secundárias que dinamizam as condições de tempo dominante, ocasionando instabilidades nos índices pluviométricos do litoral oriental do Nordeste. Sendo estas os eventuais deslocamentos para o sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a atuação da borda de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), Frentes Frias (FF), Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) e Linhas de Instabilidades (LI) e, excepcionalmente a atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que são mecanismos de meso-escala.

A Ta segundo Corrêa (2004 *apud* Girão *et. al.*, 2006) tem características de uma massa tropical quente e úmida com origem no Atlântico Sul (célula de alta pressão denominada de Anticiclone semi-fixo do Atlântico Sul) onde os ventos de SE e E sopra do respectivo Anticiclone rumo ao equador térmico

atingindo a Zona da Mata de Pernambuco e Alagoas. Esta umidade adquirida sobre o oceano deposita-se na faixa costeira oriental do Nordeste até a escarpa oriental do Planalto da Borborema.

A zona de baixa pressão tropical é representada pela ZCIT (Zona de Convergência Intertropical) que é o principal sistema causador de chuvas no Nordeste (principalmente no setor centro-norte da região). Trata-se de uma área de baixas pressões para onde convergem os ventos alísios provenientes dos anticiclones semifixos do Atlântico Norte e Sul, resultando em um movimento ascendente do ar, alta atividade convectiva e elevadas precipitações pluviométricas. A posição da ZCIT varia durante o ano de acordo com a variação posicional do equador térmico e, por conseguinte, das mudanças de estações, que ocasiona diferenças térmicas nas águas do Atlântico, ou seja, esse sistema meteorológico migra de acordo com a posição do equador térmico (área mais aquecida na faixa intertropical).

Segundo Varejão Silva (2006) consiste numa zona de ascensão dos alísios de ambos os hemisférios por convecção térmica sobre o equador térmico, podendo deslocar-se até 12° de latitude sul, provocando grande nebulosidade e precipitação abundante em sua área de atuação.

Além da ZCIT outros sistemas de perturbações atmosféricas secundário contribuem para a ocorrência da dinâmica do clima no nordeste. Os VCAS constituem sistemas de baixa pressão, cuja circulação ciclônica fechada caracteriza-se por baixas temperaturas em seu centro (com movimento de ar seco subsidente e frio) e temperaturas mais elevadas em suas bordas (com movimento ascendente de ar quente e úmido). Observam-se condições de céu claro nas regiões localizadas abaixo de seu centro e tempo chuvoso nas regiões abaixo de sua periferia. Os efeitos desse sistema meteorológico sobre a precipitação no Nordeste são muito evidentes, principalmente quando o VCAN possui sua gênese sobre o continente. Como consequência, parte da região apresenta nebulosidade e chuva, enquanto outra porção apresenta céu claro decorrente dos movimentos verticais subsidentes.

A Frente Fria (FF) é outro importante mecanismo causador de chuvas no nordeste do país, pois está associado à penetração de frentes frias até as latitudes tropicais entre os meses de novembro a janeiro. As frentes frias são bandas de nuvens que se formam em regiões de confluência entre uma massa

de ar frio com uma massa de ar quente. A massa de ar frio penetra por baixo da quente e faz com que o ar quente e úmido suba, forme as nuvens e precipite (FERREIRA *et. al.*, 2005).

Os distúrbios Ondulatórios de Leste ou “Ondas de Leste” estão associados aos máximos de precipitação no período de maio a julho, excepcionalmente podendo atuar até setembro, no setor oriental da Região Nordeste, no Litoral, na Zona da Mata e no Agreste. Caracteriza-se por uma perturbação barométrica no campo dos ventos alísios. Sobre o continente sul-americano as ondas de leste são pouco conhecidas, embora tenham uma ação fundamental na convecção em grande parte dos eventos de média escala provenientes do oceano.

As Linhas de Instabilidades são bandas de nuvens causadoras de chuvas, sua ocorrência se faz em função de que com a grande quantidade de radiação solar incidente sobre a região tropical desenvolvem-se a formação de nuvens cumulus freqüentemente no período da tarde e início da noite quando a convecção é superior. A Linha de Instabilidade pode ser desencadeada também com a proximidade da ZCIT nos meses de Fevereiro e março.

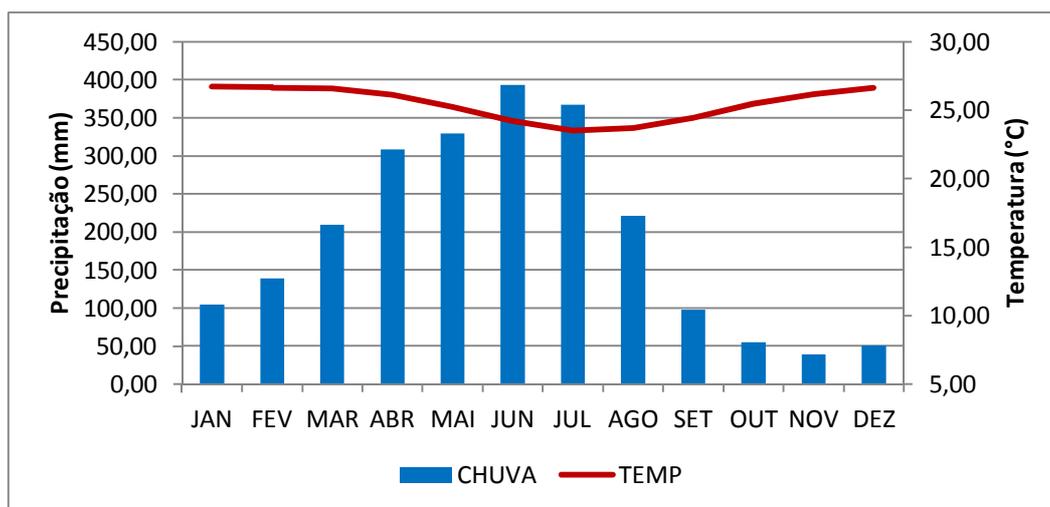
A formação da Zona de Convergência de Umidade (ZCOU) ou Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) está associada a Massa Equatorial Continental que é quente e úmida, possui origem na região amazônica e se expande durante o verão para o interior do continente sul americano. Essa expansão forma a ZCAS quando a Frente Polar Atlântica (FPA) avança pelo continente e encontra a Massa Equatorial Continental, que forma um canal de umidade durante o verão no interior do continente, que pode provocar chuvas principalmente no setor mais ocidental, sul e sudeste da Região Nordeste.

As variações interanuais de precipitação no Nordeste têm, em associação, anomalias de outros elementos meteorológicos na região e em outras regiões do globo. Entre eles, o El Niño-Oscilação Sul (Enos) que é apontado como um dos principais fenômenos responsáveis por tais flutuações. Também o padrão “dipolo” do Atlântico, possui grande importância, pois interfere nos anos secos ou nos anos chuvosos sobre o nordeste, quando produz uma fonte de calor ao norte ou ao sul do equador na superfície do Oceano Atlântico.

O Atlântico Tropical Sul parece desempenhar um papel mais importante do que o Atlântico Tropical Norte no clima do Nordeste. Além disso, o Atlântico Tropical e o Pacífico Tropical, por meio dos ENOS, podem ter papel construtivo ou destrutivo, ou seja, fortalecer ou enfraquecer as anomalias de precipitação no nordeste.

Visando representar um cenário histórico de 30 anos (1982 a 2011) da dinâmica climática no BCRC, foi elaborado o Índice de Anomalia de Chuva (IAC) para a cidade do Recife. Dessa forma, foi possível verificar que a precipitação média mensal é de 193,05mm. Constatou-se que 69,93% do volume de precipitação média ocorrem entre os meses de abril a agosto, com picos nos meses de junho e julho, quando atuam, principalmente as FFs e DOLs, mas também a ZCIT, enquanto 10,50% desse volume ocorrem entre os meses de setembro a dezembro, quando o único sistema que pode atuar são VCANs (Figura 03). Contudo, o período que segue a partir de fevereiro a abril representa o período de maior atuação da ZCTI, ficando a área dependente da atuação desse sistema meteorológico.

Figura 03 – Precipitação média mensal (mm) para o município de Recife (1982-2011).



Durante a série de anos no cálculo do IAC foi demonstrado variabilidade interanual das precipitações (Figura 04 e Tabela 01). Houve ocorrência de 16 anos com desvios positivos, 13 anos com desvios negativos e 01 ano com valor zero para o desvio positivo ou negativo. Os anos com valores positivos foram (1984, 1985, 1986, 1987, 1988, 1989, 1990, 1992, 1994, 1996, 2000, 2002, 2004, 2008, 2009 e 2011), dos quais foram constatados três picos de valores de classe de maior intensidade. Os anos com valores negativos são (1982, 1983, 1991, 1993, 1995, 1997, 1998, 1999, 2001, 2003, 2006, 2007 e 2010), com três picos de valores inferiores. O ano de 2005 apresentou intensidade de valor zero.

Figura 04 – Índice de Anomalia de Chuva para o município de Recife (1982-2011).

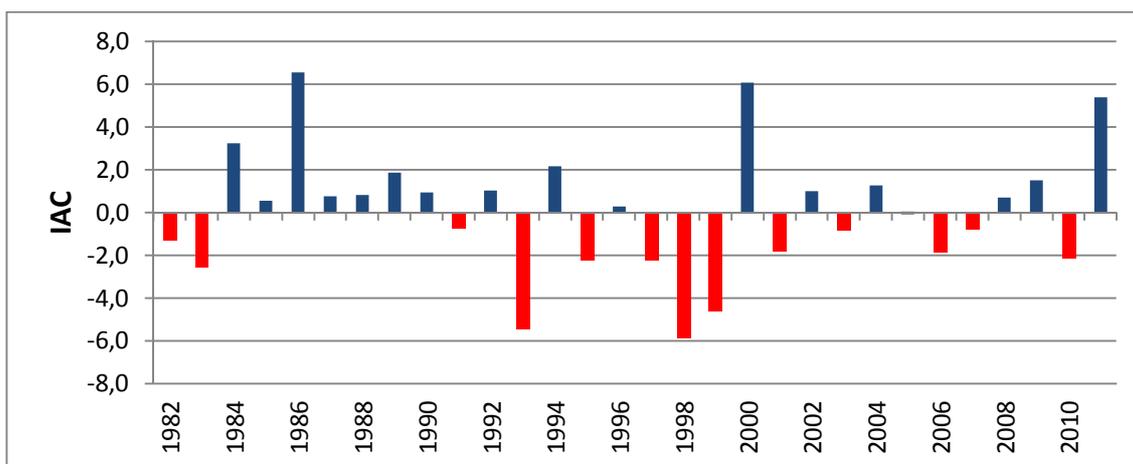


Tabela 01 – Classe de intensidade do índice de Anomalia de Chuva.

Anos	IAC	Classe de Intensidade	Anos	IAC	Classe de Intensidade
1982	-1,3	Seco	1997	-2,2	Muito Seco
1983	-2,5	Muito Seco	1998	-5,9	Extremamente Seco
1984	3,2	Muito Úmido	1999	-4,6	Extremamente Seco
1985	0,6	Úmido	2000	6,1	Extremamente Úmido
1986	6,5	Extremamente Úmido	2001	-1,8	Seco
1987	0,8	Úmido	2002	1,0	Úmido
1988	0,8	Úmido	2003	-0,8	Seco
1989	1,9	Úmido	2004	1,3	Úmido
1990	0,9	Úmido	2005	0,0	
1991	-0,7	Seco	2006	-1,8	Seco
1992	1,0	Úmido	2007	-0,8	Seco
1993	-5,4	Extremamente Seco	2008	0,7	Úmido
1994	2,2	Muito Úmido	2009	1,5	Úmido
1995	-2,2	Muito Seco	2010	-2,1	Muito Seco
1996	0,3	Úmido	2011	5,4	Extremamente Úmido

Nessa perspectiva, o IAC demonstrou uma alta variabilidade pluviométrica no período estudado, intercalando ciclos úmidos a outros secos, provavelmente relacionados às fases quentes e frias do Pacífico, bem como às variações regionais. No primeiro caso, refere-se ao El Niño e La Niña, fenômenos anômalos em escala planetária modeladores climáticos da América do Sul que exerce forte influência na dinâmica do clima. No segundo item, as variações regionais caracterizam o conjunto de sistemas atmosféricos que atuam na variabilidade natural de cada clima, causadores principais de precipitação no Nordeste do Brasil.

2.3 ASPECTOS ALTIMÉTRICOS

A altimetria é uma variável relevante ao permitir o fatiamento e identificação das diferenças topográfica de uma área visando analisar a

inclinação das vertentes, tal como, o sistema de drenagem. Logo, a partir dessa investigação é possível deduzir a energia do relevo, indicando as condições de dissecação em áreas de maior altitude e de acumulação em menores altitude. Assim como, os valores altimétricos podem marcar na topografia o controle estrutural testemunhando o elo tectônico na paisagem.

A configuração do relevo confere fragilidade natural para cada setor morfodinâmico, assim, a análise altimétrica favorece a compreensão dos processos superficiais e os principais determinantes que alteram as famílias de cada forma do relevo.

A hipsometria estuda as inter-relações existentes em uma unidade horizontal do espaço e sua distribuição em relação às faixas de altitudes, indicando a proporção ocupada da superfície terrestre (CHRISTOFOLETTI, 1981). As unidades morfoesculturais de uma bacia hidrográfica podem ser avaliadas a partir do entendimento da distribuição topográfica e dos solos em distintas escalas, a presença ou ausência de alterações no processo de degradação por causas litológicas ou tectônicas (Figura 05).

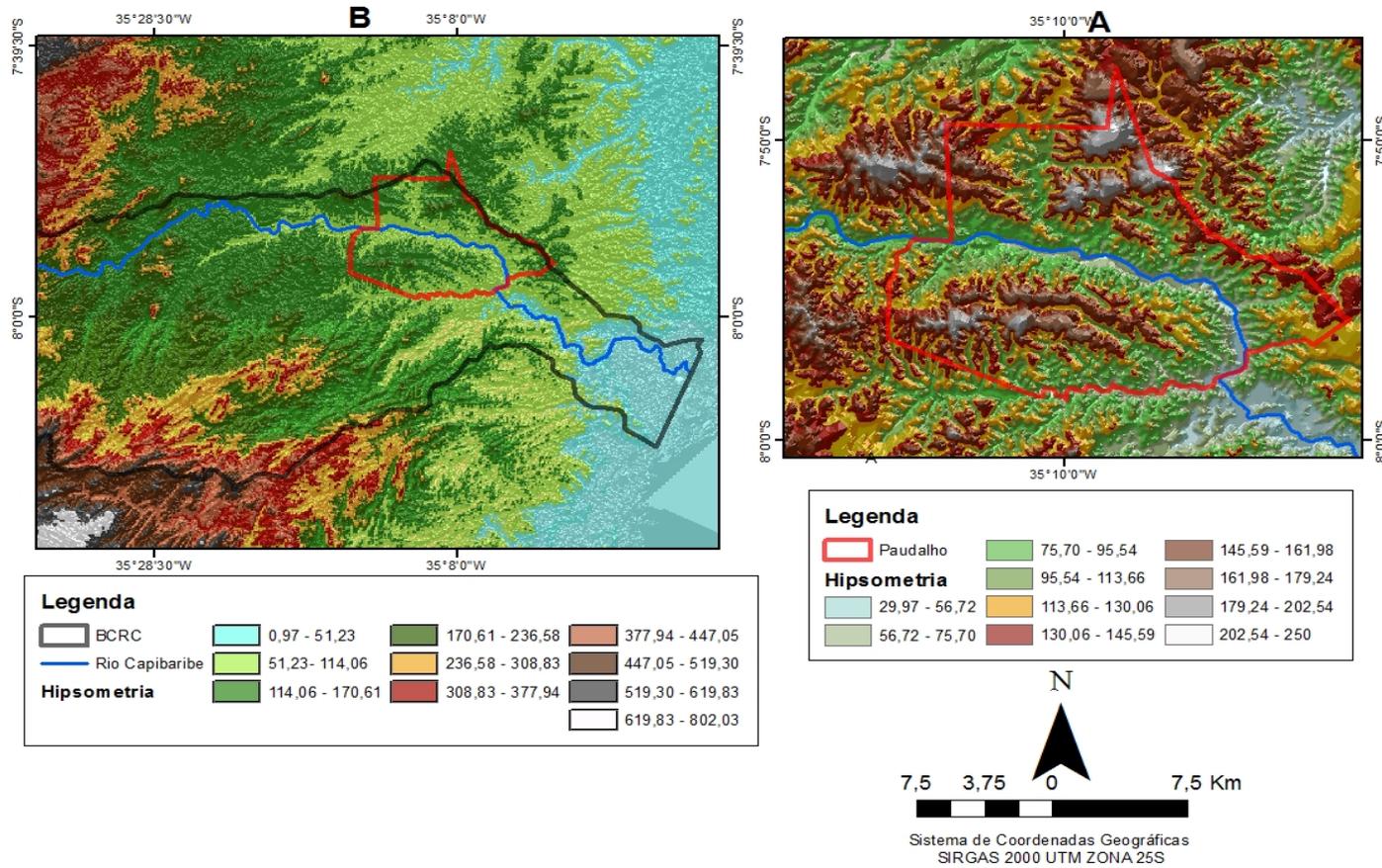
Nessa perspectiva, essa análise permite avaliar a relação da mudança de gradiente e atribuir a fisiografia dos cursos fluviais ao patamar topográfico, e ao entendimento de situações como: o movimento de sedimentos (matriz e cascalhos), a captura do curso fluvial, a dissecação, o abandono e a inflexão do canal. As tabelas 02 e 03 mostram a distribuição em porcentagem das classes altimétricas no recorte que circunda o BCRC e no recorte que cerca o município de Paudalho.

Na análise de todo recorte do BCRC percebe-se uma topografia bem distribuída com relevos tendendo para planos com cotas entre 0,97 e 519 metros. A porcentagem altimétrica deste setor representa 80% da área que varia entre 6,23 e 8,97%, predominando o maior pico em valor altimétrico em 22,69% a partir da cota altimétrica de 620 à 802 metros.

Entretanto, quando é avaliado o recorte que perfaz o município de Paudalho numa escala de maior detalhe, os níveis de altimetria são mais elevados prioritariamente nas porções onde se encontram as vertentes de estrutura colinosas contornadas pela dissecação. Os valores das cotas que seguem de 30 à 179 metros estão distribuídos em 80% da área com porcentagem de 6 à 10,8% e o maior valor altimétrico que predomina nesse

recorte estão entre as cotas de 202 e 250 metros com valor de 19,2% em área. A topografia passa a retratar nitidamente os patamares altimétricos, que pode facilitar o entendimento das feições morfológicas, da dinâmica fluvial e da distribuição dos solos.

Figura 05 – Mapa Hipsométrico do município de Paudalho (A) e o BCRC (B).



Fonte: A autora.

Tabela 02 – Distribuição das cotas altimétricas do BCRC, de acordo com a figura 05.

Cotas Altimétricas (m)	Valor em área (%)
0,97-51	6,23
51-114	7,85
114-171	7,10
171-236	8,10
236-309	9,10
309-378	8,60
378-447	8,60
447-519	8,97
519-620	12,59
620-802	22,69

Tabela 03 – Distribuição das cotas altimétricas no município de Paudalho, conforme a figura 05.

Cotas Altimétricas (m)	Valor em área (%)
30-57	10,8
57-76	7,6
76-95	7,6
95-114	7,6
114-130	6,4
130-145	6
145-162	6,8
162-179	6,8
179-202	9,2
202-250	19,2

Por conseguinte, a relação do relevo com a formação dos solos está diretamente associada às diferenças altimétricas. A inclinação e a posição na paisagem das feições podem acelerar ou retardar o trabalho dos eventos climáticos. Dependendo do contexto espacial, como é o caso dos terrenos íngremes, os solos tendem a ser relativamente delgados, enquanto que em locais menos inclinados ou planos, os solos são mais desenvolvidos.

Em tipologias de canais e depressões em que a água tenha forte *input* com a presença de enxurradas há uma tendência de concentração do regolito que pode ser intemperizado e desenvolver solos. No entanto, o inverso também pode ocorrer, pois o excesso de água pode saturar o mesmo local inibindo o intemperismo e a decomposição da matéria orgânica (BRADY, 2013).

2.4 ASPECTOS DO SOLO

Conforme a nova classificação da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA, 2006), as classes de solos mapeadas que predominam no município de Paudalho foram os Argissolos Vermelhos Eutróficos (PVe) com maior representação. Esse é um grupo de solos com horizonte B textural de argila com atividade baixa ou alta, conjugada com saturação por bases baixa ou caráter alético. O horizonte B textural (Bt) encontra-se imediatamente abaixo de qualquer tipo de horizonte superficial, exceto o hístico. Como segunda maior porção de solos na referida área, estão os Latossolos Amarelos Eutróficos (LAe) que apresentam horizonte B latossólico e são solos em estágios avançados de intemperização, muito evoluídos, resultantes das transformações energéticas exercidas no material constitutivo.

Em terceira representação dos solos em Paudalho têm-se os Argissolos Bruno Acinzentados (PBAC), que se refere aos argissolos que desenvolvem a partir de materiais argilosos ou areno-argilosos, com cor bruno-acinzentadas devido á restrição de drenagem ou com cor escura devido à matéria orgânica presente por cultivo diversos. Em quarto lugar em extensão dos solos na área de estudo estão os Argissolos Amarelos (PA) que abarcam pequenas porções do BCRC, sendo solos amplamente encontrados no país , originados principalmente de materiais argilosos ou areno-argilosos sedimentares da formação Barreiras na região litorânea do Brasil.

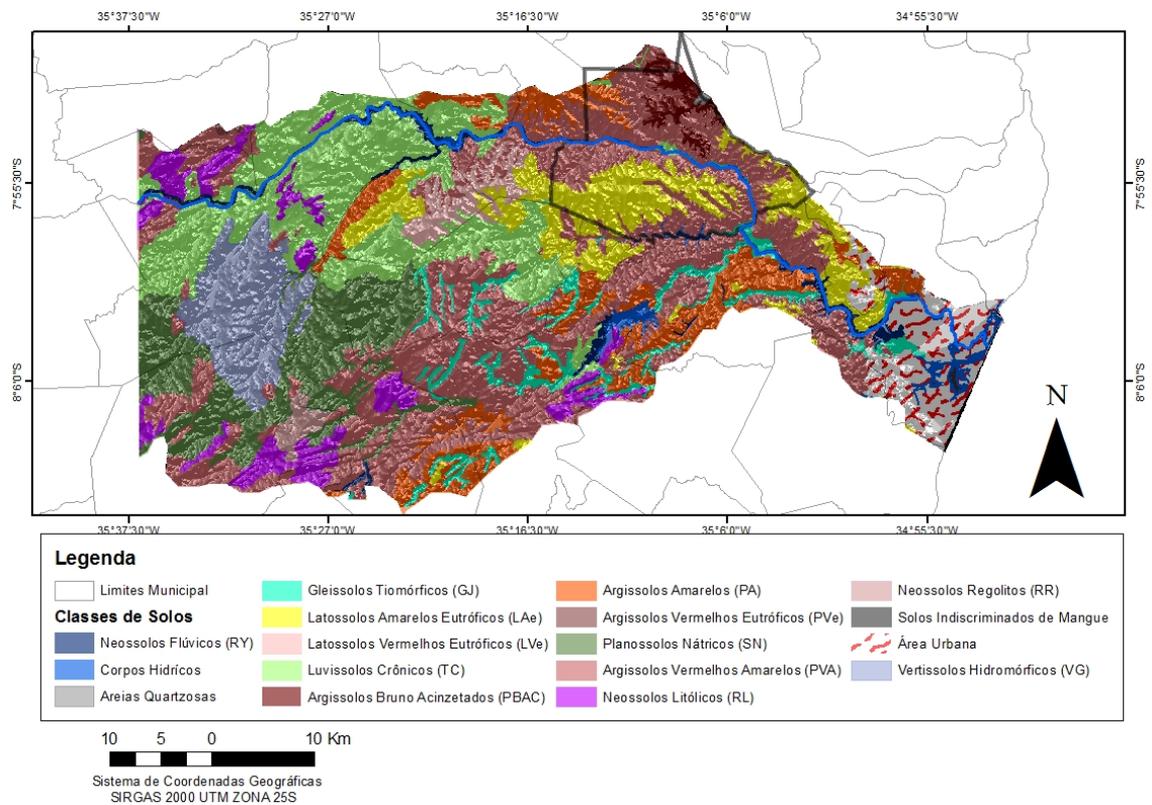
Os Gleissolos Tiomórficos (GJ) são hidromórficos constituído por forte gleização, resultante da intensa redução de composto de ferro pela presença do lençol freático. São minerais desenvolvidos de sedimentos recentes não

consolidados, de constituição argilosa, argilo-arenosa e arenosa do período do Holoceno. Os Luvisolos Crômicos (TC), apresentam horizonte B textural, argila de atividade alta e saturação por bases alta. Apresenta caráter eutrófico, com diversos horizontes superficiais. Os Planossolos Nátricos (SN) são solos mal drenados, com horizonte superficial ou subsuperficial eluvial, de textura leve e acumulação ou concentração de argila no horizonte subsuperficial. Os Argissolos Vermelhos Amarelos (PVA) são solos encontrados na formação Barreiras, apresenta horizonte de acumulação de argila, B textural (Bt) com cores vermelho-amareladas devido à presença de mistura dos óxidos de ferro hematita e goethita.

Os Latossolos Vermelhos Eutróficos (LVe), são solos de cores vermelhas acentuadas, devido aos teores mais altos e à natureza dos óxidos de ferro presente no material originário em ambientes bem drenados. Os Neossolos Litólicos (RL), são solos rasos, não hidromórficos, geralmente associado a relevos mais declivosos. Os Neossolos Regolitos (RR) são solos novos, constituídos do intemperismo das rochas, os materiais são inconsolidados sem horizonte definido, os Vertissolos Hidromórficos (VG), são argilosos que possuem horizonte vértico e pequena variação textural ao longo do perfil, nunca suficiente para caracterizar um horizonte B textural.

Os Solos Indiscriminados de Mangue que abarca a menor representação de solos no BCRC, encontrado no parque dos manguezais no Pina/Recife, assim como, as Areias Quartzosas que contempla a planície Flúvio-marinha encontra-se sob a área urbanizada. Ainda nesse contexto, os Neossolos Flúvicos (RY), encontrado próximos aos represamentos d'água como, Tapacurá, açudes e canais fluviais, são solos pouco evoluídos, em processo de formação, com ausência de horizonte B (Figura 06). Conforme as classes de solo, a vegetação tem um papel funcional de grande relevância ao refletir na paisagem a atuação do clima e o desenvolvimento dos solos pelo seu porte de cobertura.

Figura 06 – Mapa de Solos



Fonte: EMBRAPA, 2001. Modificado pela autora.

A relevância da vegetação para a morfogênese e para a morfodinâmica consiste na capacidade de capturar as precipitações e também de inibir a descaracterização morfológica como, por exemplo, manter o tecido vegetal sobre as partículas sedimentares, assegurando as feições. Nesse contexto, vale ressaltar que através de fragmentos vegetais, é possível avaliar os estágios de sucessão ecológica, relacionados à atuação do clima.

2.5 ASPECTOS DO USO E OCUPAÇÃO DA TERRA

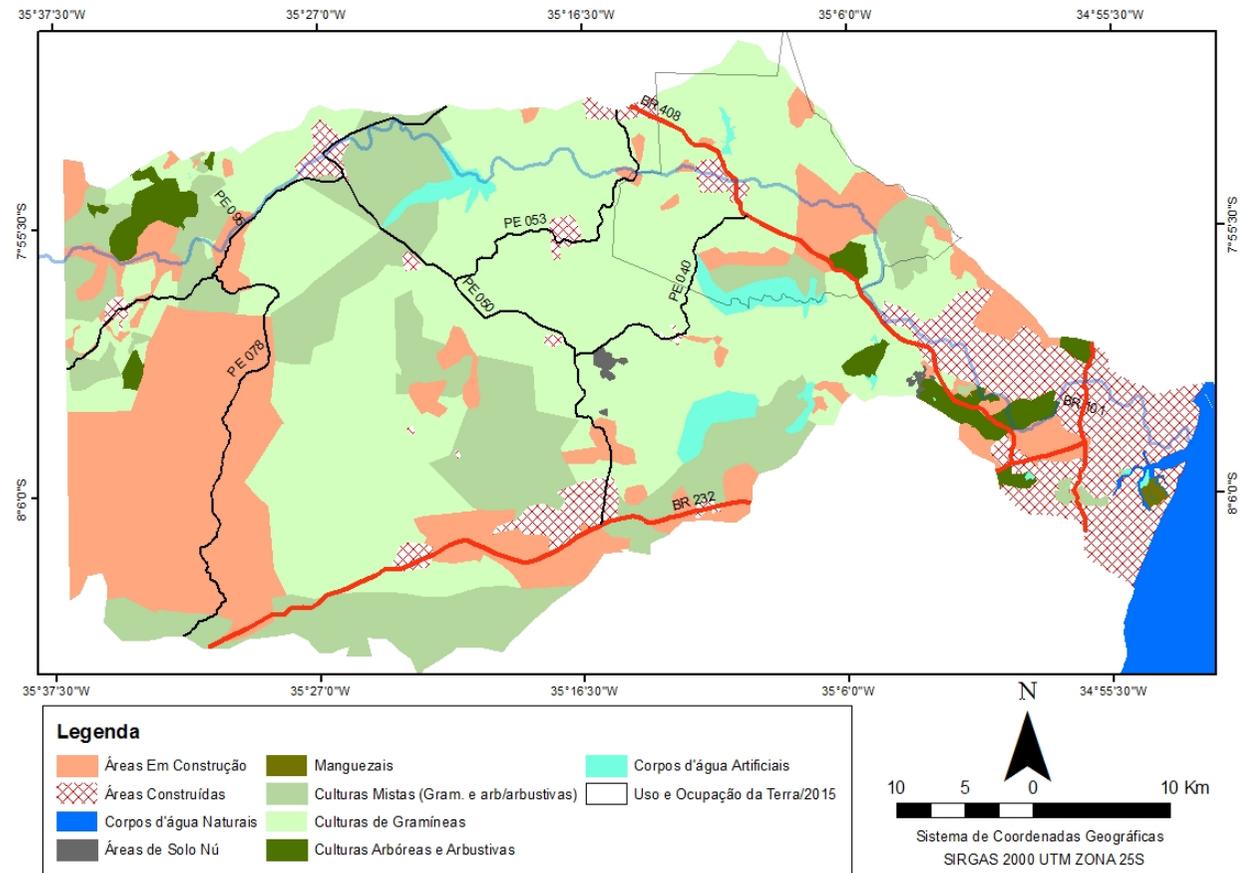
A reconstrução geoespacial das transformações do BCRC possibilita uma avaliação temporal do uso e ocupação da terra desta porção, a partir da identificação tipológica adotada nesta pesquisa (Figura 07). Desta forma, a legenda adotada considera as “áreas construídas” como sendo os espaços

densamente produzidos e urbanizados com total ou quase total vedação do solo, principalmente na cidade do Recife. Essas áreas que correspondem aos espaços com adensamento de edificações e estruturas viárias encontram-se em trechos de Camaragibe e São Lourenço da Mata na Região Metropolitana do Recife, em Paudalho na Mata Norte, em Vitória de Santo Antão na Mata Sul, entre outros.

Por outro lado, as “Áreas em Construção” constituem espaços alternados com trechos construídos, terrenos vazios e/ou com pouca vegetação, as quais se destacam ao longo das vias rodoviárias, como a PE-078 e a PE-096 e nas BR-408 e BR-232. Essas vias impulsionam as transformações no espaço sob usos diversos. Já as “culturas arbóreas e arbustivas” correspondem aos remanescentes de vegetação densa secundária presentes no Recife, na Mata de Dois Irmãos, em trechos encontrados no sudeste de Paudalho e São Lourenço da Mata e em Salgadinho no Agreste Setentrional, na forma de testemunhos de fragmentos da Mata Atlântica. As “Áreas de Solo Nu” foram pouco encontradas e correspondem às áreas sem nenhum tipo de cultivo ou construção.

As “culturas mistas”, por sua vez, são as áreas intermediárias que apresentam cobertura de vegetação esparsa, com trechos de vegetação de gramíneas, arbóreas ou arbustivas, sem nenhum tipo de construção. Estão presentes em municípios como Pombos, Vitória de Santo Antão e Chã Grande na mata Sul; Gravatá no agreste central; Limoeiro e Feira Nova no agreste setentrional, e ainda em Paudalho e São Lourenço da Mata. É uma classe da cobertura da Terra que encontra-se subtraída diariamente pelo avanço das áreas em processo de construção.

Figura 07 – Mapa de Uso e Ocupação da terra.



Fonte: A autora.

A “cultura de Gramínea”, dentre todas as culturas classificadas, abrangeu a maior porção dos municípios, correspondendo a um ou mais tipos de cultivo. No BCRC, refere-se ao cultivo da cana de açúcar, muito presente no estado de Pernambuco. Abarca a maior parte dos municípios de Paudalho, São Lourenço da Mata, Glória de Goitá, Lagoa do Itaenga na mata Norte e Pombos na mata sul.

Já os “corpos d’água naturais” integram as seções úmidas dos canais fluviais, sem interferência antrópica direta sobre a configuração dos canais. Enquanto os “corpos d’água artificiais” são as áreas de retenção de água decorrentes da intervenção antrópica que criaram reservatórios, represas e áreas de aquicultura, estando este último próximo ao parque dos manguezais. A porção detectada na legenda que se refere aos manguezais de origem natural ou não são encontrada no parque dos Manguezais no Pina/Recife.

Essa expansão de reprodução no espaço sobre formas de cobertura da terra na área em questão, se deu principalmente pela pressão fundiária, agravada pelas fragilidades normativas e de implementação efetiva da Lei de Uso e Ocupação do Solo – LUOS. Assim, as áreas de maior abrangência são as “culturas de Gramíneas”, seguidas por áreas construídas e em construção, contribuindo com as descaracterizações e alterações das feições morfológicas.

3 – REVISÃO DE LITERATURA

As paisagens apresentam grande diversidade ao longo da superfície terrestre, em virtude dos diversos fatores de diferenciação (clima, tectônica, relevo, etc), os quais variam ao longo do tempo (CAVALCANTI, 2014). Nesse contexto, o conhecimento sobre a Geografia Física no que se refere à Geomorfologia, tem crescido nas investigações e discussões sobre a neotectônica, com vies morfodinâmico e morfogênico e seus reflexos sobre os processos geomorfológicos.

Logo, o estudo da conjuntura física do relevo vinculada à dinâmica paleoclimática comunga no mesmo caminho investigativo ao entender que as duas vertentes atuam juntas e/ou separadas numa mesma porção espacial,

como por exemplo, em uma bacia hidrográfica. Assim, a Geomorfologia Fluvial atende a esses requisitos investigativos por retratar na paisagem suas reconfigurações de forma mais nítida e a Geografia Física, por sua vez, se debruça na literatura e nas técnicas com o propósito de sugerir o uso e a ocupação da Terra com mais precaução por partes dos gestores.

Por conseguinte, o viés neotectônico e o período do Quaternário têm se configurado nos estudos geomorfológicos como uma alternativa de compreensão mais eficaz, por retratar e investigar as “últimas” assinaturas na paisagem. Dessa forma, a revisão literária tecerá uma investigação teórica sobre a tectônica, o Quaternário, o paleoclima, os processos deposicionais e a configuração da rede de drenagem do BRGR.

3.1 - A NEOTECTÔNICA – EVOLUÇÃO DO TERMO E TENDÊNCIAS

A incorporação de um conjunto de técnicas e métodos, associado a vários campos de conhecimento como sismologia, mudanças climáticas do Quaternário, geocronologia, estrutura, geodésia e geomorfologia são componentes essenciais para a geomorfologia tectônica moderna. Tais incorporações podem apoiar uma nova compreensão da evolução da paisagem, a partir da aplicação de campos diversos com modelos metodológicos distintos (BURBANK *et al.*, 2011).

Os estudos sobre o prisma neotectônico tornaram-se nas últimas décadas um instrumento fundamental para avaliar estruturalmente o relevo e, conseqüentemente, os processos geomorfológicos relacionados e/ou condicionados na sua morfogênese e morfodinâmica. Essas análises viabilizam detectar o grau e/ou caracterizar os complexos mecanismos controladores da reativação tectônica registradas na paisagem.

De acordo com o geólogo soviético Trifonof (1989 *apud* Saadi, 1993), as principais circunstâncias da neotectônica para a Geologia são: a possibilidade de observar, medir e datar com maior precisão os eventos tectônicos do Cenozóico; possibilitar a relação entre a tectônica superficial e profunda; construir modelos tridimensionais através da aplicação de métodos sísmicos e

comparar a tectônica ativa com as manifestações cenozóicas pretéritas. Essa comparação permite correlacionar às consequências dos eventos em escalas de tempo geológico média e real, assim como, permite a identificação da complexidade de seus desenvolvimentos.

O termo “Neotectônica” foi empregado pela primeira vez pelo geólogo soviético Vladimir A. Obruchev (1948), no intuito de definir os movimentos da crosta terrestre que se instalaram a partir do Terciário Superior e Quaternário e foram decisivos na formação da topografia contemporânea. Após essa, vieram várias definições, como as de Wilson (1968), Summerfield (1986) e Pavlides (1989), que deram sua contribuição ao conceito, adequando às novas teorias desenvolvidas desde a sua primeira definição (SAADI, 1993; SUGUIO, 2010).

Ressalta-se que, esse termo foi redefinido ao longo do tempo, entretanto, em 1978 a comissão de Neotectônica da Associação Internacional de Estudos do Quaternário (INQUA) considerou os movimentos neotectônicos como “quaisquer movimento ou deformação no nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, independente de sua idade” (SAADI, 1993 p. 02). Mörner (1986b, *apud* SUGUIO, 2010) afirma que o conceito de neotectônica denota todos os tipos de movimentos crustais verticais e horizontais (sismotectônicos), de interação de placas, movimentos isostáticos etc., durante um longo período de tempo.

Outro item a ser considerado é a respeito da cronologia neotectônica. Pavlides, (1989 *apud* SAAD, 1993 p.02) ressalta a importância de considerar a escala geográfica, pois, para ele, o período neotectônico dependeria das características individuais de cada ambiente geológico e a vigência teria iniciado “após a orogênese final (pelo menos nos casos em que ocorreram orogêneses recentes) ou, mais precisamente, após a sua reorganização tectônica mais significativa”.

Nesse segmento, em 1978 a Comissão da Neotectônica da *International Union for Quaternary Research* (INQUA), “postulou a ausência de limites temporais, passando a considerar como movimentos neotectônicos desde os “instantâneos” (sísmicos) até aqueles de idade superior a 10^7 anos, se isto for necessário ao entendimento da origem dos movimentos registrados” (SAADI, 1993 p. 02). Contudo, Souza *et al.*, (2005), comunga dessas colocações, mas enfatiza a importância de entender que não há uma idade neotectônica

universal, mas períodos neotectônicos, cujo início depende do comportamento geotectônico específico para cada porção de placa litosférica.

3.1.1 Neotectônica no Brasil

Os precursores dos trabalhos da neotectônica no Brasil surgiram nos anos 50 Sternber (1950; 1953) e Freitas (1951), este último, analisou a geomorfologia a partir dos sistemas de rifteamento (*grabéns* e *Horsts*) no tectonismo cenozóico. Outros trabalhos pioneiros no Brasil foram de King (1956), ao descrever as Superfícies velhas (Terciário Superior) e Superfície Paraguassu (Quaternário); Tricart e Silva (1968) ressaltaram o domínio estrutural, a qual estaria controlando os movimentos tectônicos recentes, como resposta da estrutura dos esforços tectônicos no Terciário no relevo da Bahia e Sergipe.

Os trabalhos de Ruy Ozório de Freitas (1951, 1951a, 1951b), também são pioneiros, foram contribuíram para as primeiras discussões sobre a tectônica moderna do território brasileiro (AB'SABER, 1957). Atualmente, a Associação Internacional de Estudos do Quaternário adota a definição de que movimentos neotectônicos são quaisquer movimentos ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, independente de sua idade.

Estudos sobre movimentos crustais de cinturões móveis recentes tornaram-se bem mais freqüentes a partir de 1960, principalmente em países como o Japão. Constatou-se assim, que as movimentações quaternárias ocorrem com mais intensidade do que as paleogênicas e neogênicas em algumas regiões e ainda, que a tectônica quaternária é uma área propensa a estudos do Quaternário.

Por outro lado, as pesquisas das relações entre as feições fisiográficas e as estruturas neotectônicas de uma região podem ser denominados Geomorfologia Tectônica ou Morfotectônica. Esses estudos preocupam-se com a interação das deformações verticais e horizontais do relevo com os processos erosivos e deposicionais (SUGUIO, 2010).

Segundo Sugimura (1971 *apud* SUGUIO, 2010), os movimentos crustais quaternários representam a ligação entre o passado geológico e o momento atual, explicando assim, as feições geomorfológicas e ambientais, o que possibilita traçar um prognóstico dos movimentos no relevo e ainda evidenciar as áreas com diferenciado grau de susceptibilidade.

Apesar dos trabalhos de caráter neotectônico terem surgido na década de 1950 no Brasil, só no ano de 1970 é que houve maior interesse, em função da necessidade de construir grandes obras de engenharia civil, como usinas hidrelétricas e term nucleares. Nesse contexto demandante, reconheceu-se que a neotectônica resultou da deformação intraplaca imposta pelos esforços da fragmentação gondwaniana, quando a costa do país esteve submetida a processos de reconfigurações, principalmente nas bacias marginais em uma macro-escala (SUGUIO, 2010).

Para Suguio *et al.*, (1997) o principal desempenho na pesquisa neotectônica na evolução do litoral brasileiro foi nas bacias marginais, testemunho de macro-escala, que ficaram ativas do Cretáceo ao Terciário, somadas às principais falhas ativas até os dias atuais. Para aqueles autores, o *rift* continental do sudeste brasileiro, abarcando as bacias de Curitiba, São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, existente desde o Paleógeno e ativa até hoje, testemunham um importante papel em meso-escala neotectônica do Brasil.

Em micro-escala, destacam-se as nítidas diferenciações entre os trechos norte e sul da linha costeira de São Paulo e da porção deprimida do Gráben da Guanabara ou as feições do tipo-ria do nordeste da costa do Pará. Além dos afloramentos suspensos de rochas nas praias do litoral norte rio grandense, relacionados a movimentos neotectônicos.

No Brasil, as regiões consideradas mais afetadas pelas atividades neotectônicas são: bloco do nordeste sententrional, onde se destacam os efeitos de soerguimentos periódicos, flexura continental bem marcada em canais fluviais e falhamentos transcorrentes controlados pela sismicidade; blocos montanhosos das serras do Mar e da Mantiqueira, nas suas margens e depressões internas, nos quais a reativação de grandes áreas de cisalhamento, com falhas normais, inversas e transcorrentes, é palco para sismicidade de baixa e média intensidade; planície amazônica, que resulta das

interações das placas Sul-Americana de Nazca e Caribenha; e no extremo oeste da Amazônia, em que a sismicidade é ligada à subducção andina (SOUZA *et al.*, 2005). Segundo Hasui & Ponçano (1978) os sismos ocorridos no Brasil são considerados como evidências de um tectonismo cenozóico.

É importante considerar os esforços das ciências afins para abordar a neotectônica no Nordeste do Brasil, tendo em vista que, o sudeste brasileiro é a região que obtém o maior número de atribuições para estudos nesse campo, principalmente no âmbito de modelos sísmicos, em função dos poços da Petrobras para suprir as demandas de mercado. No Nordeste, só o Rio Grande do Norte desenvolveu análises sísmicas que contribuíram significativamente para as análises estruturais do relevo.

Dento da complexidade geotectônica da América do Sul, devem-se levar em consideração os eventos tectônicos de grande magnitude, como a ocorrência da reativação wealdeniana (ALMEIDA, 1967), bem como os processos que refletiram a “violência” desse evento em escala regional sobre o cristalino do Nordeste oriental, provocando desníveis consideráveis no relevo (MABESOONE, *et al.*, 1975).

3.1.2 Evolução tectônica no Nordeste do Brasil

O desenvolvimento das pesquisas no âmbito neotectônico do Nordeste do Brasil tornou-se prioritário, em função, principalmente, dos fenômenos sísmicos ocorridos em João Câmara-RN, os quais constituem uma expressão atual da deformação intra-placa da crosta continental do Nordeste brasileiro. Isto interferiu nas interpretações dos geofísicos que passaram a debruçar suas análises sobre a ótica de compreender a complexidade estrutural e deposicional nessa região, tendo a reativação tectônica como ícone do “último” reajuste e/ou revestimento no relevo, o que contribuiu para retratar de forma mais próxima os cenários pretéritos e futuros em distintas escalas.

Alguns autores utilizam argumentos mais consensuais em torno das feições regionais do Nordeste tais como: altos estruturais sustentadas por seqüências do embasamento do Pré Cambriano e formação de divisores fundamentais nas bacias de drenagem, “controlados por uma intumescência

regional” (Ab’ SABER, 1956; DRESCH, 1957, DEMANGEOT, 1960, ANDRADE e CALDAS LINS, 1963 *apud* SAADI, 1993 p.02); espraiamentos em direção ao litoral, dos sedimentos da formação Barreiras, concomitantemente aos depósitos correlacionados aos soerguimentos continentais (DRESCH, 1957; DEMANGEOT, 1960; MABESOONE *et al.*, 1972; CASTRO, 1979 *apud* SAADI, 1993) e posteriormente a elevação, formando as falésias litorâneas (FREITAS, 1951, GHIGNONE, 1979, *apud* SAADI, 1993). Segundo Hasui (1990), deveria haver uma relação entre a idade máxima da neotectônica no Brasil e as manifestações finais do evento extensional Sul-Atlântico, provavelmente correspondente ao Oligoceno.

Nessa mesma linha, Saadi (1993), analisou as idades de eventos sedimentares cenozóicos, relacionando-as aos controles tectônicos e às datações relativas às deformações posteriores para propor uma sequência de pulsos neotectônicos da Plataforma Brasileira com os eventos orogênicos andinos.

Conforme essa proposta, o primeiro pulso seria o evento andino *Incaic II* (Eoceno-Oligoceno) correspondente ao início do período neotectônico, com a instalação do “Sistema de *rifte* da Serra do Mar, das bacias do Quadrilátero Ferrífero e com o começo da sedimentação Barreiras (Formação Serra do Martins). Um segundo pulso teria se dado no Plioceno, o evento andino *Quetchuan II*, registrado em todo planeta, que corresponde a instalação do “*rifte* de São João del Rei”, da Formação Guararapes (formação intermediária do Barreiras), Formações Solimões, soerguimento de várias áreas e instalação de muitas bacias lacustres isoladas. No Pleistoceno médio a inferior, teria ocorrido um terceiro pulso neotectônico, o evento andino *yarmouthian*, tendo causado a emersão da maior parte do litoral e basculado as camadas da Formação Barreiras, deslocando as falésias nas regiões Norte e Nordeste, deformando e/ou causando inversão de bacias sedimentares anteriormente formadas e soerguimento generalizado da Plataforma Brasileira.

Recentemente a Formação Barreira tem sido associada ao controle tectônico na deposição dos sedimentos durante o Cenozóico o qual controla a atual topografia. Dados de sensores remotos, de perfis litológicos de poços, levantamentos aeromagnéticos, gravimétricos e sondagens elétricas progrediram nas evidências da deformação dessa unidade estratigráfica mais

contínua da margem continental do Brasil (BEZERRA, 2011; NOGUEIRA *et al.* 2010; ROSSETTI *et al.*, 2011). Entretanto, alguns autores divergem quanto a uma datação precisa pela ausência de fósseis nos sedimentos Barreiras (MARINHO, 2011).

O mesmo autor Saadi (1993), refere-se à geomorfologia da neotectônica do NE como uma representação de um domeamento crustal de escala regional constituído por eixos menores de direção NE-SW. A geologia do Nordeste do Brasil é caracterizada por inúmeras fases de reativação de falhas ocorridas nessa seção desde o Plioceno. Outro marcador na paisagem são as alternâncias de *grábens* e *horsts*, suporte estrutural, e as feições geomorfológicas de origem tectônica visualizada ao longo da costa nordestina (SAADI *et al.*, 2005; BEZERRA *et al.*, 2001).

Foram muitos projetos de relevância na investigação neotectônica na porção nordestina, a exemplo do Projeto Radam Brasil (1981), que abordou essa vertente de conhecimento no litoral sul da Bahia, ao descrever a morfologia que predomina nos topos aplainados. Verificaram trechos isolados por uma densa rede de drenagem que dissecou em grau elevado a superfície de aplainamento formada por agradiação pliocênica, cujas associações evidenciam reativações neotectônicas como um dos controladores do processo de dissecação fluvial (SAADI, 2005; NUNES *et al.*, 2011).

Outro projeto de destaque foi o “João Câmara” no Rio Grande do Norte, que concluiu com base nos planos de falhas, a sismo-tectônica e na interpretação das anomalias hipsométricas e curvas de suavização topográfica, que o espaço da bacia Potiguar foi desde o Terciário Superior condicionada a “falhamentos transcorrentes gerados a partir de sistemas *Riedel* e controlados por um binário E-W” (SAADI, 1993 p.05). Durante o Quaternário, a mesma estrutura passou de uma “movimentação sinistral à dextral, que corresponde ao campo atual”.

Nesse contexto, ressaltam-se os projetos dos pesquisadores da UFRN, que diagnosticaram em campo, as feições relacionadas à neotectônica que até aquele momento eram desconhecidas, como a diferença sedimentar ao norte e ao sul do Lineamento de Lajes no litoral oriental. Sendo “ao norte, os sedimentos da Formação Barreiras que foram intensamente cisalhados e

dobrados enquanto que, ao sul, predominaram duas direções de falhamentos” (SAADI, 1993 p. 05).

Para Souza *et. al.* (2005), no Nordeste do Brasil, após o ano de 1986, estudos neotectônicos investiram, especialmente, nas falhas em áreas de alta sismicidade. No Rio Grande do Norte e na Paraíba, investigações recentes retrataram a influência de movimentos neotectônicos no Quaternário resultantes da reativação de zonas de cisalhamento dúcteis pré-cambrianas. Assim também, um arcabouço de *grábens* e *horsts* alternados foram identificados nessas áreas e relacionados à formação estrutural que produziram os tabuleiros costeiros, os quais aparecem como *horsts* capeados pelos sedimentos da Formação Barreiras, representando a chave para o entendimento da evolução neotectônica no país. (SOUZA *et al.*, 2005).

Hasui (1990) afirma que há elementos na paisagem que são evidências de influências da tectônica, assim como na formação do relevo a partir das escarpas de falhas. De acordo com Saadi (1992), na região Nordeste as principais influências tectônica estão vinculados as estrutura sustentadas por seqüências do embasamento cristalino. Bezerra (1999) avaliou as principais falhas geradas ou reativadas durante o cenozóico na bacia Potiguar, a qual apresentou um caráter transcorrente e truncamento evidenciando sua contemporaneidade. Lima Filho (1990) investigou a influência tectônica na deposição da bacia do rio do Peixe na Paraíba, relacionado aos domínios lito-estruturais.

Lima Filho (1991) destaca a importância das falhas transcorrentes na zona de cisalhamento na geração das bacias sedimentares interioresanas, sendo essas zonas suscetíveis de mobilidade recebendo a denominação de zonas móveis transcorrentes, com movimento relativo de bloco em função dos esforços de distensão aliado aos esforços compressivos. Fortes (1986) propôs um modelo tectônico localizados entre grandes falhas de cisalhamento de direção NE, falhas de arrasto, destras que apresentam movimentos verticais denominado “tectônica de teclas” entre a bacia Potiguar e os Lineamentos Patos e Pernambuco.

No que se refere à bacia Pernambuco-Paraíba alguns autores acreditam que tais bacias formavam um único compartimento de relevo (Asmus e

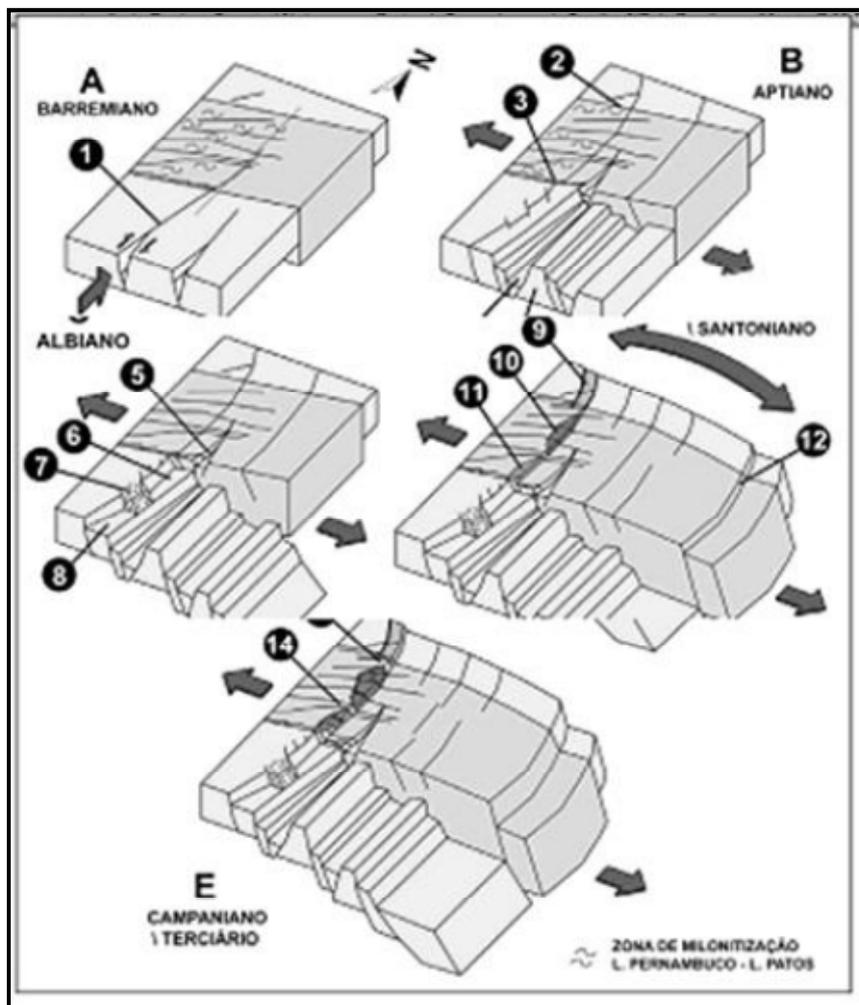
Carvalho, 1978; Ojeda, 1981). No entanto, de acordo com Bizzi *et. al.* (2003), a partir do triássico ocorreu uma sucessão de processos de acreção, subducção, transformância e microcolisões entre as placas sul-americana e africana devido à separação destes continentes e a formação do Oceano Atlântico e, por consequência a reativação dos grandes lineamentos nas províncias brasileiras.

A bacia Pernambuco-Paraíba apresenta feição homoclinal com diferenciação no preenchimento sedimentar, subdivididas em três bacias: a bacia de Olinda, Alhandra e Miriri, Mabesoone & Alheiros (1993). Corroborando com essa análise Lima Filho (1990; 1998), afirma que a evolução da faixa sedimentar ao sul e ao norte do Lineamento Pernambuco, não contem a mesma sequência sedimentar, atestando a história de deposição distintas nessas bacias.

Nessa conjuntura do desenvolvimento das bacias Pernambuco-Paraíba, Lima Filho *et al.*, (2005), propões uma sequência evolutiva cujo inicio ocorreu durante o Aptiano, na qual o Lineamento Pernambuco se movimentar na área afetada pelo rifteamento (bacia de Pernambuco), removendo a área rebaixada nos setores do *Gráben* de Olinda e o *Gráben* de Piedade. Já no Albiano, os esforços extensionais contínuos ocorreram nesta área com a presença de magmatismo.

Logo, a flexura da borda da plataforma continental se processou durante as fases *rift* e *pós-rift*, elaborando a formação de *grábens* e *Horts* na zona oriental do Nordeste, essa flexura ocorreu devido ao afinamento crustal no momento da separação dos continentes. A flexão se porta como um encurvamento de borda continental, gerado pela ascensão da pluma mantélica e pela isostasia. Dessa forma, a flexura apresenta na paisagem uma estrutura homoclinal, ocorrendo quebra ou não do arcabouço geológico dependendo dos materiais constituintes (LIMA FILHO *et al.*, 2005; TAVARES, 2010), (Figura 08).

Figura 08 – Evolução tectônica da bacia Pernambuco e Paraíba.



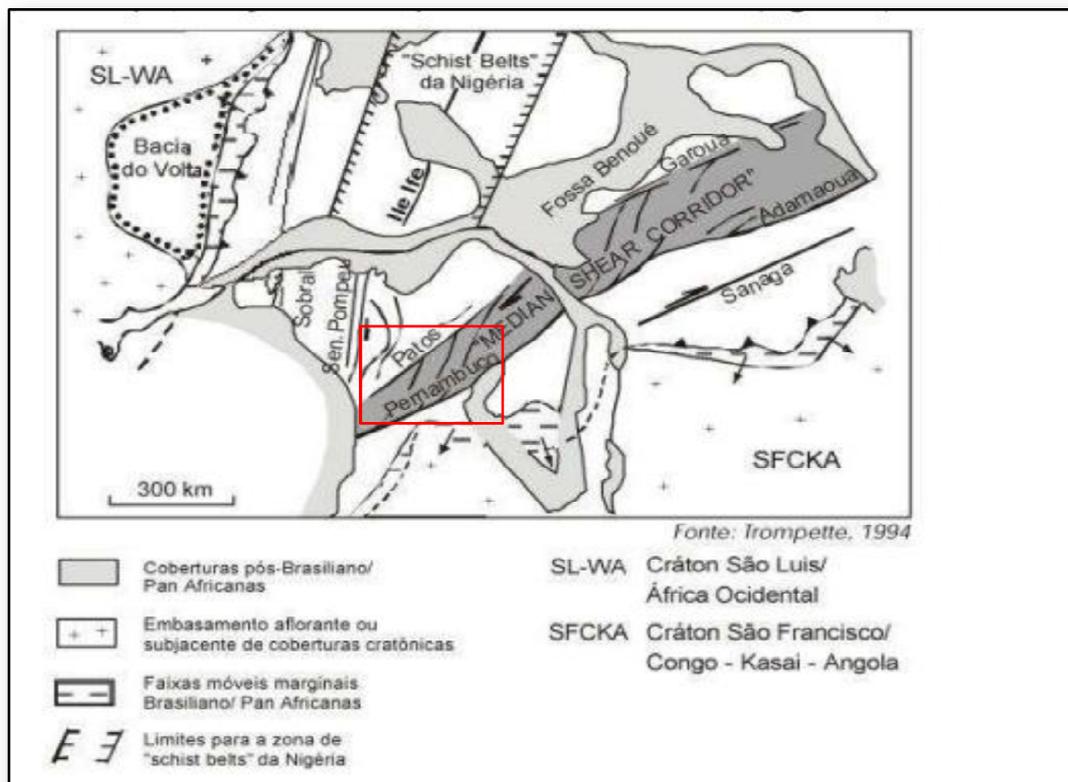
Fonte: Lima Filho *et al* (2005). (1) rifte do Cupe; (2) Zona de Cisalhamento de Patos; (3) ZCPE; (4) Alto de Tamandaré; (5) Gráben de Olinda; (6) Gráben de Piedade; (7) Granito Cabo de Santo Agostinho; (8) Gráben do Cupe; (9) Sub-bacia Canguaretama; (10) Sub-bacias de Alhandra/Miriri; (11) Sub-bacia de Olinda; (12) Talude da Bacia da Paraíba; (13) Alto de Mamanguape; (14) Alto de Goiana.

Nesse contexto na margem passiva do nordeste brasileiro, o Planalto da Borborema apresenta mega-cisalhamentos destrais, destacando-se na porção do baixo curso do rio Capibaribe ao norte o Lineamento de Patos e a falha de Goiana e ao sul o Lineamento Pernambuco, que estão prioritariamente atreladas a compartimentação morfoestrutural da região, assim como, seu

rearranjo tectônico (BRITO NEVES *et al*, 2001a, 2001b, 2001c; ALMEIDA *et al*, 2000). O Lineamento Pernambuco tem direção preferencial E-W, sua gênese está atrelada ao ciclo Brasileiro (700-500 Ma) reativada durante a ruptura do Pangea (Brasil-África) (MAGNAVITA, 1992). As reativações criaram zonas miliotíticas com direção E-W e ramificações de direção NE (SOUSA *et al*, 2012). Estes representam importantes comandos estruturais para a compreensão da área investigada.

Adicionalmente, nas análises da Zona Transversal, limitada pelos Lineamentos Pato e Pernambuco a bacia hidrográfica do rio Capibaribe apresenta-se com um domínio estruturado por uma tectônica transcorrente Brasileira (SAMPAIO, 2005). Nesse contexto, a trama de fraturamento no cristalino apresenta complexos episódios marcantes no relevo, como ocorrem localmente consideráveis enxames de diques no baixo Capibaribe. O domínio da Zona Transversal foi morfologicamente a área mais afetada pelos arqueamentos que atuaram na Borborema, onde os maciços residuais e cristas são alinhados conforme as principais direções estruturais da região E-W e/ou NE-SW, evidenciando o controle estrutural (CORRÊA, *et al.*, 2010), (Figura 09).

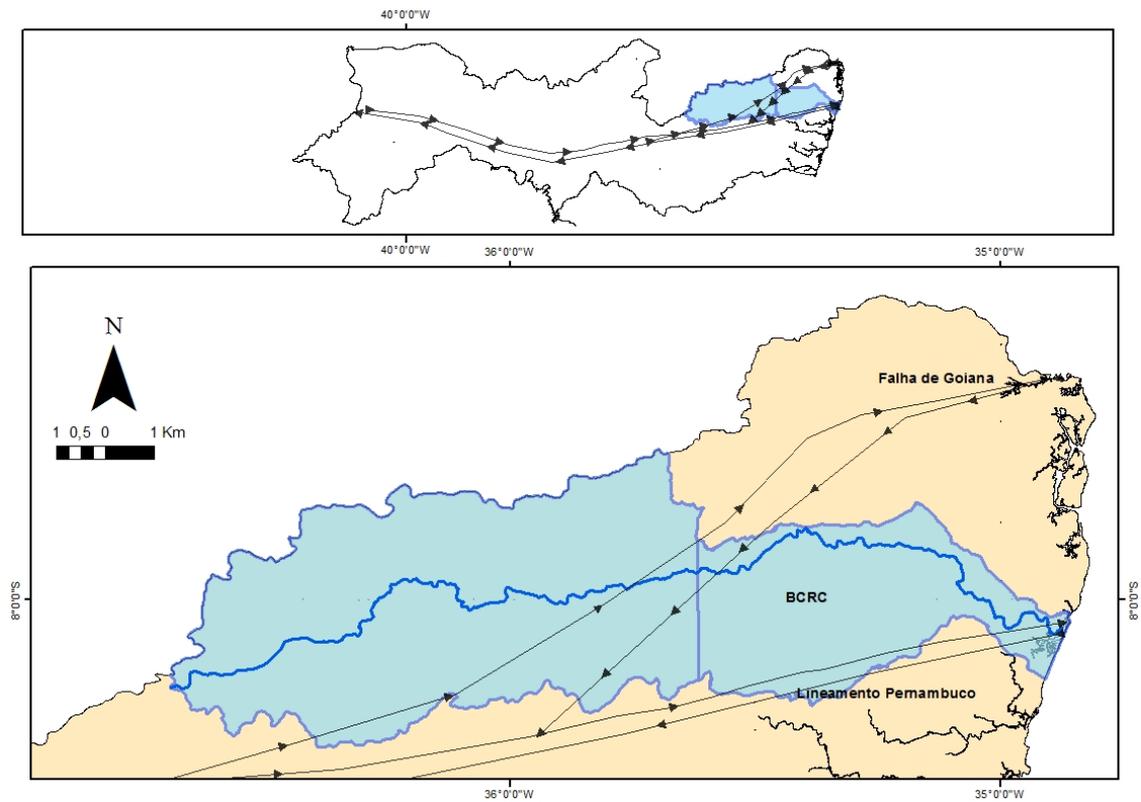
Figura 09 – Median Shear Corridor ou Zona Transversal. Região entre o Lineamento Patos e Pernambuco.



Fonte: Brito Neves *et al* (2001c).

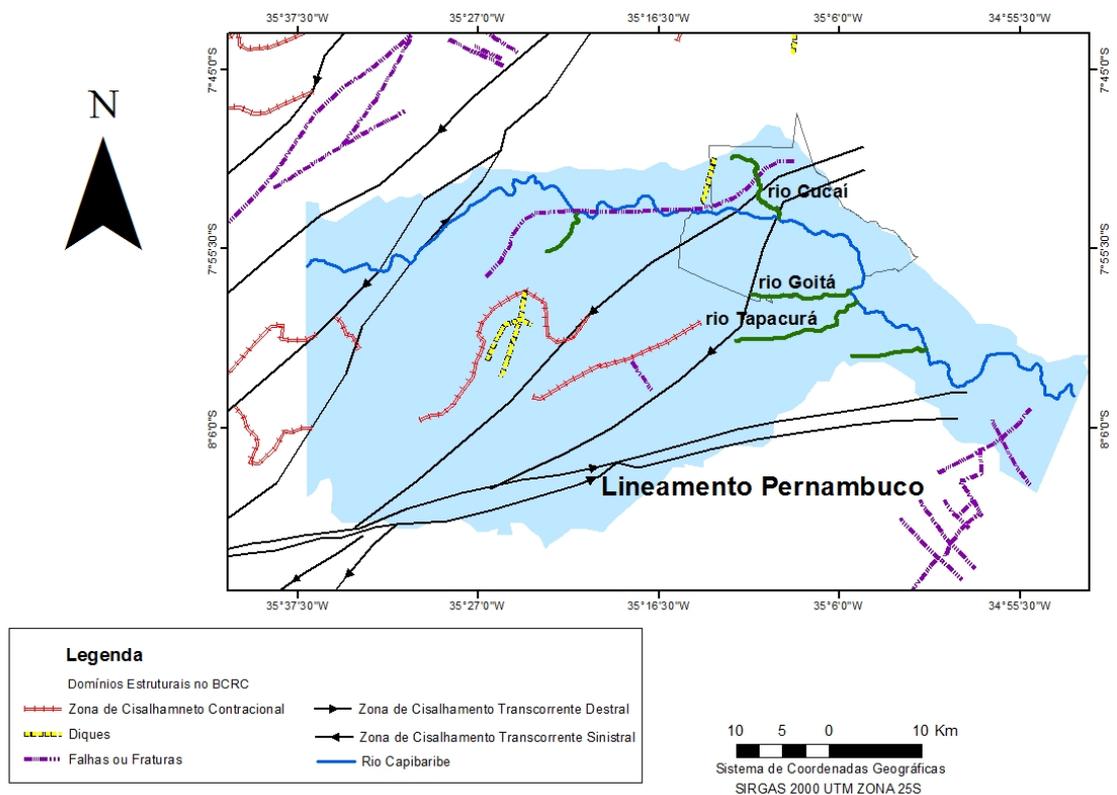
Nesse arranjo estrutural da bacia hidrográfica do rio Capibaribe, entre os lineamentos de Patos e Pernambuco, marcados por extensos falhamentos orientados a NE (BARBOSA *et al.*, 2003) e constituída de faixas de milonitização (SANTOS *et al.*, 2002). O baixo curso do Capibaribe está majoritariamente vinculado aos domínios estruturais de cisalhamentos, falhas e fratura, com isso, a tectônica é regida na área pelo comando ao longo do neocenozóico por pulsações tectônicas. As falhas reativadas ao longo dessas zonas de cisalhamento dúcteis do embasamento cristalino apresentam comportamento distensional (BRITO NEVES *et al.*, 2004). Induzindo o comportamento do relevo, assim como, a rede de drenagem, (Figura 10 e 11).

Figura 10 – Delimitação entre o Lineamento Pernambuco e a falha de Goiana



Fonte: a Autora.

Figura 11 – Domínio Estrutural no BCRC.



Fonte: a Autora.

A tectônica sedimentar consiste no estudo da relação entre o tectonismo, as propriedades e/ou processos da deposição dos sedimentos. Assim, faz-se necessário tecer uma análise do vínculo entre essas modalidades de pesquisa, com a finalidade de averiguar se a sedimentação no município de Paudalho poderá ter uma causa tectônica, visto que a área é controlada por dois principais eixos estruturais, ou ainda, se a área esteve afetada pela variabilidade pretérita do clima, ou a ocorrência conjunta desses eventos.

3.2 DINÂMICA PALEOCLIMÁTICA E PALEOAMBIENTAL NO NORDESTE DO BRASIL NO QUATERNÁRIO

Como os depósitos da área em questão (Conglomerado e Linha de Pedra em Paudalho) são de origem Quaternária, é necessário abordar este período e sua relevância para os estudos de reconstituição paleoclimática e paleoambiental. A fim de desenvolver uma contribuição científica na reconstituição paleogeográfica no BCRC, este capítulo investiga as possíveis ocorrências situadas nesse período, podendo ampliar a compreensão de fenômenos semelhantes de ocorrência regional ou global que possam facilitar o entendimento dos processos locais.

3.2.1 O Período Quaternário

A paisagem atual é o resultado do somatório dos processos históricos por ela adquirida, o qual influenciou diretamente na elaboração e modificação das suas formas (CORRÊA, 2001). Logo, para compreender o modelado do relevo é imprescindível investigar os *inputs* climáticos que ocorreram em uma área e foram registrados de varias maneiras através das mudanças no relevo, nos depósitos correlativos e nas modificações dos sedimentos. Assim, o estudo

do Quaternário torna-se uma referência impar para investigar as oscilações do clima ao longo do tempo geológico.

Quanto à origem da denominação, o termo Quaternário foi empregado pela primeira vez para designar o período mais recente da história da Terra, por Desnoyers, em 1829, para referir-se aos depósitos marinhos da Bacia de Paris (França), estabelecendo uma denominação para complementar a tabela do tempo geológico (SOUZA *et al.*, 2005).

As oscilações climáticas foram registradas em todas as épocas geológicas, no entanto, as oscilações ocorridas durante o Quaternário têm maior significado para a análise dos sistemas ambientais por testemunharem a “ultima” assinatura no relevo. Este período iniciou-se a aproximadamente 1,6 a 2,55 M.a (datação com potássio-argônio e paleomagnetismo) de acordo com o INQUA. Subdividi-se em dois períodos, o Pleistoceno com cerca de 2,55 M.a e o Holoceno com 10.000 anos (SALGADO – LABOURIAU, 1994; CHRISTOFOLETTI, 1999; SUGUIO, 2010).

Entretanto, recentemente o INQUA fez uma atualização da tabela geológica do tempo, atribuindo ao Quaternário um intervalo maior que vai desde 2,588 milhões Antes do Presente (A.P) até os dias atuais (Figura 04).

Tabela 04 – Tabela Cronoestratigráfica Internacional adaptada.

Era	Período	Série / Época	Andar / Idade	GSSP	Idade (Ma)	
Cenozoico	Quaternário	Holocénico			atualidade	
		Pleistocénico	<i>Superior</i>		0.0117	
			<i>Médio</i>		0.126	
			Calabriano		0.781	
		Neogénico	Pliocénico	Gelasiano		1.806
				Piacenziano		2.588
			Miocénico	Zancleano		3.600
	Messiniano				5.333	
	Tortoniano				7.246	
	Serravalliano				11.62	
	Langhiano				13.82	
	Burdigaliano		15.97			
	Aquitânico		20.44			
					23.03	

Fonte: Comissão Internacional de Estratigrafia, 2013.

Conforme Suguio (2010), os termos Pleistoceno e Holoceno são épocas quaternárias e foram introduzidos na literatura geológica por C. Lyell em 1839, como critério paleontológico. O Pleistoceno serviria como referência para eleger depósitos sedimentares com estratos marcados pela existência de no mínimo 70% dos fósseis de moluscos de espécies viventes, enquanto o Holoceno se referiria aos depósitos que abrigavam fósseis apenas de espécies viventes na atualidade.

Para Souza *et al.* (2005), o período Quaternário pode ser definido bioestratigraficamente pelos conteúdos faunísticos e florísticos de formas predominantemente viventes e pode ser considerado como a idade das glaciações e do homem. Nos depósitos quaternários do Brasil não ocorrem sedimentos de natureza glacial ou periglacial, pois as glaciações quaternárias não atingiram o território brasileiro (SOUZA *et al.*, 2005).

Entretanto, as influências deste período foram e são determinantes para o país, por isso os estudos do Quaternário tomaram uma dimensão e importância muito significativa no Brasil nas últimas décadas, por registrar na paisagem a dinâmica tectônica e climática, salientando a contribuição científica de tais estudos à gestão territorial, à biodiversidade, à arqueologia, à sedimentologia, à geomorfologia, à climatologia, dentre outros campos de conhecimento.

Ab' Saber (1969) afirmava que os estudos sobre o Quaternário têm o papel de analisar as estruturas superficiais da paisagem, a evolução e os processos geradores das formas geomorfológicas integradas na mesma. Em outro momento ele reforça: "Indiscutivelmente, porém, em nosso território, e no Nordeste Brasileiro, é que vamos encontrar casos espetaculares de flutuações climáticas intertropicais" (AB'SABER, 1957, p. 43).

Com base nos postulados científicos em que o Brasil, devido à localização geográfica, foi influenciado por ciclos de glaciações e deglaciações, de forma indireta, incluindo as oscilações eustáticas e as consequências na alteração dos níveis de base fluviais, os fenômenos geomorfológicos são

resultado do acúmulo estrutural na escala de tempo geológico, influenciado também pelo fator tectônico (SOUZA *et al.*, 2005).

Diante de uma dinâmica climatológica pretérita, a investigação paleoclimática regional tece maiores considerações nessa pesquisa por aventar nas oscilações do clima influências nos depósitos pesquisados, associado às ações tectônicas.

3.2.2 Implicações Paleoclimática e Paleoambiental no Nordeste brasileiro

O Quaternário é um período marcado por grandes alterações climáticas em escala global, que modificam as taxas de intemperismo e pedogênese, os regimes fluviais, o nível dos oceanos e a distribuição espacial dos seres vivos, conservados em feições geomorfológicas (SILVA, 2013). Os registros do período Quaternário indicam, no mínimo, dezesseis glaciações com duração média de 100.000 anos, intercaladas com épocas mais quentes (interglaciais), com duração média aproximada de vinte mil anos. Esses intervalos parecem estar relacionados às variáveis de Milankovith (SOUZA *et al.*, 2005).

Nesse contexto, as alterações climáticas associadas à Milanlovith podem elucidar as razões naturais que permitem compreender, a partir de uma escala universal, a dinâmica do clima. Então, a alternância entre períodos glaciares e interglaciares resulta, provavelmente, de forças astronômicas sobre o sistema climático.

A Teoria de Milanlovitch é a mais aceita no meio acadêmico por explicar a origem das glaciações e as mudanças climáticas de origem natural. Essa teoria aplicada em dimensões de escala universal sugeriu fatores ligados aos movimentos orbitais do planeta, como as alterações entre a distância da Terra ao Sol, a obliquidade da elíptica e a geometria da órbita terrestre em torno do Sol. Assim, seriam os principais causadores dos períodos glaciais e das mudanças do clima (SOUZA *et al.*, 2005).

Haffer (1992), estudando os ciclos de tempo da Amazônia, reconhece os ciclos de Milankovich como os causadores das oscilações climáticas do Cenozóico (Terciário e Quaternário) em que as florestas em latitudes temperadas e tropicais resistiram a fases secas em áreas remanescentes

(fragmentos florestais ou “refúgios”) e reexpandiram-se em períodos úmidos. Admitindo as oscilações do clima, refletida em todo tipo de situação florestada, entre elas, os “mini-refúgios”, as situações intermediárias aos extensos blocos vegetados.

O último grande período glacial teria acontecido há aproximadamente 18.000 anos A.P., por fatores orbitais. Nesse âmbito, esse período pode ter influenciado espaços locais e regionais da América do Sul, pois os climas da zona intertropical caracterizavam-se pela *secura* e por ventos fortes, com invernos rigorosos e verões muito quentes. No período de 20.000 e 14.000 anos A.P., teve início o grande retrocesso das geleiras em direção aos pólos, no entanto, porções da América do Norte e da Eurásia permaneciam com climas glaciais (SOUZA *et al.*, 2005).

Nas análises de Haffer (1992), ele chama atenção para as compilações geológicas e palinológicas que evidenciaram a ocorrência de períodos climáticos secos na região tropical da América do Sul, durante o Quaternário, os quais resultaram no desaparecimento temporário das densas florestas, constatado recentemente em porções da Amazônia. Além disso, fez uma relação da natureza de diversos sedimentos com o tipo de cobertura vegetal.

É o caso das florestas pluviais ao norte de Manaus, com camadas subjacentes de sedimentos variados, grosseiros e extremamente pobres, intercalados com depósitos plácemes, ricos em ouro e estanho (VEIGA *et al.*, 1988, p. 166; HOPPE e SCHOBINGHAUS, 1991 *apud* HAFFER, 1992), com distribuição lateral considerável ao longo de um extensivo paleocanal de drenagem. Esses sedimentos elásticos indicam que foram depositados sob condições climáticas semiáridas e na ausência da floresta pluvial. A mesma interpretação aplica-se a porção norte de Rondônia, em que foi relatada uma ampla ocorrência, na região do médio rio Tapajós (BIBUS, 1983 *apud* HAFFER 1992), de detritos grosseiros na superfície de depressões, acumulados no período de forte erosão em que o clima do fim do Quaternário era semiárido e a vegetação da floresta tinha desaparecido nessa região.

Acredita-se que depois dessa fase, camadas arenosas cobriram toda a região sob um clima ainda mais seco (BIBUS, 1983 *apud* HAFFER, 1992). Na ótica geomorfológica de Emmerich (1988 *apud* HAFFER, 1992), na região de Porto Velho, também há indícios de um clima semiárido e vegetação aberta,

durante o fim do Terciário e fases climáticas áridas do Pleistoceno. Na porção da Amazônia superior, por sua vez, ocorrem cascalhos em sedimentos de terraços do rio Caqueta, sudoeste da Colômbia. Esses cascalhos podem ser indicadores de fases periódicas de condições áridas ou, pelo menos, fortemente sazonais nos mananciais andinos (HAFFER 1992).

Do ponto de vista morfoclimático em escala regional, as heranças geológicas acumulam e controlam as zonas de fraquezas. Essas áreas passaram a dissipar esforços neotectônicos, influenciando no comportamento geomorfológico e morfotectônico. Trabalhos de cunho tectônico e paleoclimático foram notáveis na investigação dos depósitos da Formação Barreiras em porções ao longo da costa brasileira, destacando-se o de Lima (2008), que através das datações precisou as idades das estruturas frágeis associadas à deposição Barreira.

Trabalhos com fundamento paleoambiental são referências nacionais e internacionais, como uma alternativa de construção de uma modelagem da paisagem pretérita mais autêntica, pois o paleoambiente pode retratar as tendências climáticas que atuaram em escala regional como, por exemplo, o Nordeste do Brasil, tanto quanto em escala continental. Nesse viés, os processos de deposição podem demonstrar através de suas análises o ambiente em questão, assim como, expressar o tipo de dinâmica na deposição.

3.3 AMBIENTE DEPOSICIONAL CONTINENTAL

Nichols (1999) retrata um cenário para caracterizar um paleoambiente, quando descreve que os depósitos fluviais antigos e o reconhecimento de diferentes estilos deposicionais, como o tipo de preenchimento do canal, juntamente com a arquitetura de formas e tamanhos dos grãos, podem ser usados na retratação de paleoambientes, pois os sedimentos fluviais fornecem detalhes sobre o tipo de drenagem, a dinâmica e o clima pretérito. O mesmo autor chama a atenção para que a análise da espessura e dos tamanhos de clastos podem ser um meio de identificar períodos de reajuste tectônico.

O entendimento dos sistemas deposicionais permite representar os eventos geológicos sedimentares conforme sua classificação. Para Bigarella (2003), os ambientes de sedimentação caracterizam-se pela migração isolada ou cíclica de sedimentos. Segundo o autor, os sistemas deposicionais em análise regional atribuem maiores destaques a geometria, a distribuição e as interrelações das fáceis, composição litológica e fossilífera, e estruturas sedimentares. Entretanto, para subdividir os ambientes de deposição por um termo genético, pode-se classificá-los em: “sistema deltaico”, “sistema fluvial”, “sistema lacustre”, entre outros.

Segundo Suguio (2003 p.37), “a deposição corresponde à fase de sedimentação e/ou acumulação de partículas essencialmente minerais, em meio subaquoso ou subaéreo, sob condições físicas e químicas normais”, sendo iniciada pela força transportadora (gravidade); ou exercida pelo peso das partículas (sedimentos clásticos, detríticos ou terrígenos); ou quando a água torna-se supersaturada em solutos (sedimentos químicos) ou pela atividade ou morte de organismos (sedimentos orgânicos ou bioquímicos). Sedimentos tendem a deslocar-se e acumular-se nos sopés das vertentes em ambientes subaéreos ou subaquáticos.

Também de acordo com Suguio (2003), a origem dos sedimentos está relacionada a três fases principais: erosão, transporte e deposição, sendo esta última a etapa final e a mais minuciosamente pesquisada por registrar os episódios sedimentares. Nesse quadro, a melhor compreensão da deposição sedimentar tornou-se possível com o advento de conceitos relacionados à subsidência, nível de base, taxa de sedimentação e principalmente aos ambientes deposicionais.

Entende-se subsidência como sendo o afundamento submetido a alguma porção da superfície da Terra, devido à dinâmica interna (subsidência tectônica); por perda de calor (subsidência térmica); por dissolução no abaixamento gradual de camadas insolúveis sobrejacentes a camadas solúveis e/ou por influências antrópicas, por exemplo, a extração de água, petróleo e/ou gás.

Entende-se por nível de base de erosão o limite topográfico abaixo do qual uma drenagem não consegue erodir o continente. Pode representar o estado de equilíbrio por um momento, entre a erosão e a deposição.

A taxa de sedimentação implica na velocidade de acumulação de sedimentos em um ambiente, medida pela espessura depositada em um determinado intervalo de tempo e ambiente de deposição que podem predominar em três fases: erosão, equilíbrio e sedimentação (SUGUIO, 2003).

Nesse contexto, os cursos fluviais são estudados por envolver e retratar na bacia hidrográfica de drenagem a sua atuação, considerada uma unidade de planejamento ambiental. Contudo, é fundamental o conhecimento inerente a dinâmica dos processos e as formas da paisagem fluvial, como uma alternativa científica de propor um manejo sustentável desse ambiente.

3. 3.1 Sistemas Depositional Fluvial

Os sistemas fluviais são constituídos por um conjunto de variáveis que irão definir a forma e a dinâmica da rede fluvial e, conseqüentemente, as bacias hidrográficas. Contudo, a análise no BCRC terá como eixo a abordagem de um sistema ambiental investigado a partir de seus processos.

Para Mabesoone (1983), ambientes fluviais são aqueles em que a água corrente é o agente principal de transporte e deposição, considerado um dos mais extensos ambientes em relação aos depósitos continentais. Subdivide-se em três partes: uma porção superior nas montanhas, uma média no piemonte e uma inferior na planície aluvial. Na parte superior quase inexistem sedimentos, porém, nas escarpas altas há a produção erosiva e denudacional com quedas de blocos e material fino. Nas porções médias e inferiores do curso fluvial, ocorre muita sedimentação dos mais distintos tipos de depósitos. De acordo com essa divisão, o ambiente fluvial nas porções média e inferior, é subdividido em duas fácies: cones ou leques aluviais e planícies aluviais.

Os sistemas fluviais no contexto geológico são classificados conforme as estruturas sedimentares, compostas pelos aspectos das litofácies, dos elementos geométricos dos corpos deposicionais, das superfícies limítrofes e das análises sequenciais dos sistemas fluviais. Nesse contexto, as interpretações se detêm nos processos de deposição, a partir dos quais foram construídos modelos (MIALL, 1978; 1996).

De acordo com Christofolletti (1999), os sistemas são classificados conforme critérios variados. Segundo esse preceito, (CHORLEY e KENNEDY, 1971 *apud* CHISTOFOLETTI, 1999), propõem uma classificação de onze tipos de sistemas, dos quais, quatro são considerados mais relevantes para o campo da Geografia Física e da análise ambiental, quais sejam: Sistemas morfológicos; sistemas em sequência ou encadeantes; sistemas de processos-respostas e sistemas controlados.

Na classificação de Nichols (1999), o autor aborda seus conceitos conforme a importância da gênese material nos cursos fluviais e argumenta que: a natureza material dos sedimentos é variada em origem, tamanho e composição, como por exemplo, grãos e seixos podem ser derivados a partir da erosão de rochas antigas ou diretamente ejetados de vulcões. Na formação de um corpo sedimentar envolve-se o transporte de partículas para o local de deposição por gravidade, água, ar, gelo, fluxos de massa, produtos químicos ou crescimento biológico do material no lugar.

A classificação de Bigarella (2003) envolve outros parâmetros. Segundo o autor, as funções que definem cada um dos sistemas fluviais são: geometria do corpo arenoso, tendência espacial dos corpos arenosos, sequência de superfície sedimentares, textura dos sedimentos, tipo e abundância das fácies de transbordamento, feições sedimentares direcionais e sequência vertical e horizontal das fácies.

A evolução dos sistemas deposicionais é configurada pela migração dos ambientes de sedimentação, como por exemplo: a migração de canais sobre uma planície ou a progradação de uma planície de maré sobre uma planície costeira, entre outros. Dessa maneira, as fácies fluviais podem ser integradas em quatro sistemas básicos, caracterizados conforme os processos sedimentares dominantes e as associações faciológicas (BIGARELLA, 2003).

Em meio aos quatro tipos básicos de sistemas fluviais – meandrante pelítico, meandrante psamítico, anostomasado, retilíneo ou de distribuição deltaica – deve-se ater-se a evolução desse sistema com os efeitos temporais e espaciais, uma vez que, os processos podem ser alterados de acordo com variações sazonais e/ou reajuste do relevo (BIGARELLA, 2003).

Assim, o ambiente fluvial pode revelar os processos de deposição, a partir das características das feições físicas, químicas e morfométricas dos minerais, ou de todo corpo sedimentar, quando preservado na paisagem.

3.3.2 Conceito e Classificação de Conglomerados

Segundo Suguio (1980), a classificação dos conglomerados pode ser de natureza descritiva, baseada na textura (conglomerado de matacões, conglomerado com calhaus, etc.), na sua composição (conglomerado arciano, conglomerado granítico, etc.), de acordo com o tipo de cimento (conglomerado ferruginoso, conglomerado carbonático, etc.) ou conforme o ambiente responsável por sua formação, reconhecido como conglomerados marinhos de praia, fluviais, glaciais, entre outros. Nesse contexto, o mesmo autor classifica os conglomerados conforme sua relação com a matriz, baseados em conglomerados em que os seixos (resíduos mais grossos) estão associados a areais (partículas mais finas), classificando-os conforme três parâmetros principais: a textura, a maturidade e a proveniência.

Mabessone (1983) atribui outra forma de classificação em que os sedimentos clásticos ou detríticos são formados de fragmentos de rochas de minerais preexistentes e de produtos secundários da decomposição química, sendo subdivididos em: sedimentos macroclásticos, ruditos ou psefitos com tamanho maior que 2 milímetros; sedimentos mesoclásticos, arenitos ou psamitos com tamanho entre 2 milímetros e 53 micros e sedimentos microclásticos, lutitos ou pelitos com tamanho inferior a 53 micros.

Seguindo o viés dos sedimentos macroclásticos, existem três tipos: os não consolidados ou cascalho, e dois consolidados que são os conglomerados e as brechas. Os cascalhos constituem fragmentos grosseiros de rochas de um ou mais tipos e sua estratificação quase sempre é ausente, com cor variável. Os conglomerados são conceituados como sedimentos macroclásticos, bastante arredondado, cimentado por sílica, calcita ou outro tipo de cimento, textura grosseira com uma matriz arenosa ou mais fina e mineralogia alógena, sendo posteriormente consolidado, alterado e cimentado pelos processos diagenéticos. Já a Brecha tem os fragmentos angulosos, cimentada por sílica,

calcita ou outro tipo de cimento de composição rochosa variada (MABESOONE 1983).

Outra vertente importante de salientar é a de que os conglomerados se distinguem entre arcabouço aberto e arcabouço fechado, os quais correspondem à distribuição granulométrica unimodais e polimodais, como é o caso dos conglomerados fluviais comuns que são do tipo ortoconglomerado e apresentam arcabouço aberto. Entretanto, os paraconglomerado – lamitos conglomeráticos – apresentam depósitos de correntes de turbidez, geleiras e movimento de massa subaéreos e possuem excesso de matriz sobre os seixos, sendo caracterizado por um arcabouço muito fechado (SUGUIO, 1980).

Seguindo a classificação de Suguio (1980), quanto à textura é válido atentar que só a razão entre grãos e matriz não é suficiente, sendo necessário considerar a razão dos tamanhos das modas nas distribuições bimodais, ou seja, averiguar quantitativamente em porcentagens de peso ou volume os minerais constituintes da rocha. Os ortogromerados têm a moda principal nos seixos e a moda menor nas areias, separadas por quatro a cinco classes granulométricas, enquanto os paraconglomerados apresentam a moda principal no silte ou na argila e a outra no seixo.

Quanto à maturidade consistem em: conglomerado com um só tipo de rocha, por exemplo, quartzo de veio, em função da eliminação dos outros fragmentos por intemperismo ou transporte. Nesse caso, são considerados super maduros e os conglomerados imaturos são aqueles que têm misturas de seixos de materiais instáveis (granito, basalto, calcário, etc). Quanto à proveniência, a divisão primária consiste em origem interna e externa à bacia sedimentar de detritos (SUGUIO, 1980).

De acordo com Nichols (1999), quando o cascalho é consolidado passa a ser classificado como conglomerado. O termo ortoconglomerado é utilizado para indicar que a rocha é clastos suportado e paraconglomerado quando apresenta uma textura suportada por matriz. Estas texturas são significativas na determinação do tipo de transporte e sua deposição.

Em geral, os ortoconglomerados apresentam arcabouço caracterizado por seixos, areias grossas e um cimento químico, representando um produto de

deposição de alta energia hidronômica e são subdivididos em: conglomerados ortoquartzítico e conglomerado petromítico (SUGUIO, 1980).

A diferença entre eles é que o conglomerado ortoquartzítico apresenta composição mineralógica simples. Em geral os seixos são constituídos de materiais de alta dureza, ou seja, grande resistência física e baixa alterabilidade química, como o quartzo, quartzito e sílex ou a mistura desses materiais. Os conglomerados ortoquartzíticos não são muitos grossos, sendo os mais comuns de 1 a 2 centímetros e geralmente são bem arredondados em razão do intenso retrabalhamento. Esses depósitos não são muito extensos, sendo comumente intercalados com camadas ou lentes em arenitos ortoquartzíticos com abundantes estratificações cruzadas. Eles ocorrem principalmente na base de camadas de arenitos e são chamados de conglomerados basais e podem ocorrer em níveis superiores (SUGUIO, 1980).

A característica principal do conglomerado petromítico é que são depósitos antigos, constituem corpos espessos, prismáticos, formando acumulações nas margens de bacias deposicionais, podendo ser supridos por regiões circunvizinhas elevadas e podem ser basais ou intercalados em diversos horizontes. Apresentam granulação grosseira das famílias de arenitos líticos e arcossianos. Os seixos são de litologia variada como, por exemplo, seixos e calhaus de rochas plutônicas, eruptivas, sedimentares e metamórficas. No entanto, na maioria das vezes predomina um tipo de seixo sobre os demais.

Para Ghibaudo (1992), os depósitos de fluxo de gravidade que consistem em cascalhos variam de seixos em pedregulhos, podem ser clastos suportado por toda parte, ou tem parte inferior apoiados por clastos. Apresentam uma geometria irregular devido à energia erosiva ou alívio de deposição irregular. Como o depósito de conglomerado da área de estudo caracteriza-se com seixos bem arredondados, arredondados e subarredondados, com certa orientação, típica de um conglomerado fluvial, essa linha de pesquisa busca investigar os depósitos de linha de pedra para descobrir sua gênese e processo deposicional, com o objetivo de relacioná-las a ambientação dos depósitos dos conglomerados.

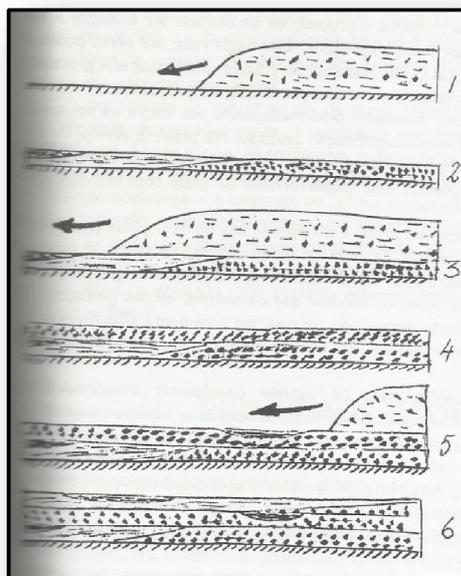
Na literatura, são dadas várias interpretações sobre os processos que levam a remoção dos conglomerados, sendo eles caracterizados por

carreamento do embasamento cristalino devido a um soerguimento tectônico da área fonte ou resultante de uma profunda mudança climática desde a área fonte. Existe ainda a possibilidade da conjugação dos dois eventos atuarem juntos.

No que se refere ao conglomerado do BCRC que tem aspecto fluvial, Bigarella (2003) caracteriza os depósitos dos terraços fluviais pleistocênicos no processo gradual, que se compõe de cascalho e areia, com traços de sedimentos de rios anastomosados compatíveis com as fases de clima semiárido (chuvas concentradas).

Representado na Figura 12, a qual mostra que na transição do clima úmido para o semiárido, os sucessivos movimentos de massa entulham os fundos de vales. Assim como, o progressivo retrabalhamento dessas camadas promove a seleção granulométrica com a remoção dos sedimentos finos, passando a concentrar cascalho e areia, originando diversas sequências estratigráficas.

Figura 12 – Representação esquemática da origem dos depósitos de cascalhos encontrados nos terraços fluviais depositados sob condições climáticas com chuvas torrenciais concentradas. Em 1,3,5 os sucessivos movimentos de massa acompanhados de corrida de lama e a areia passam a entulhar os fundos de vales, na transição de um clima úmido para um semiárido.



Fonte: Bigarella (2003).

Cada ambiente de deposição tem uma combinação única dos processos e dos produtos destes processos. Por isso o reconhecimento de diferentes estilos deposicionais fluviais, como trançado e/ou preenchimento do canal, juntamente com as mudanças no tamanho do grão e outras características sedimentares, pode reconstruir um paleoambiente e fornecer evidências sobre a morfodinâmica na bacia hidrográfica.

3.3.3 Conceito e Classificação das Linhas de Pedras (*Stone Line*)

De acordo com as interpretações paleoambientais, a deposição dos seixos teria se dado pela dominância da morfogênese mecânica no clima que os levou por enxurradas formando um “tapete” pedregoso. Quanto ao

modelado das feições, a atual feição mamelonada teria sido representada por colinas ligada a outras colinas (policolinas) que foram erodidas dentro de uma escala geológica de tempo. Nesse processo, houve a remoção dos sedimentos finos, deixando um cordão de pedras dentro do clima seco, enquanto que a cobertura posterior sobre os pavimentos detríticos estaria ligada a umidificação do clima (AB' SABER, 1969).

Christofolletti (1981, p.279), analisando os processos de deposição, faz uma referência a eventos associados à variação climática, ao afirmar que: "(...) as fases deposicionais, ligadas às precipitações, são eventos ocasionais e irregulares; entre elas acontecem longos períodos de calma, durante os quais os detritos vão se acumulando nas vertentes e no fundo dos vales".

Para Hiruma (2007), os estudos das linhas de pedras envolvem diferentes abordagens, elas seguem desde a geomorfologia regional e local a análises micromorfológicas e químicas, ressaltando a importância dos avanços em novas técnicas e métodos para refinar o entendimento nos processos que atuaram na formação dessas feições.

Dentro das diversas teorias que versam sobre a origem das linhas de pedra, a presente pesquisa abordará, metodologicamente, a relativa aos processos sedimentares e aos aspectos paleoclimáticos, que caracterizam as feições de linhas de pedras encontradas no município de Paudalho.

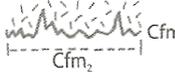
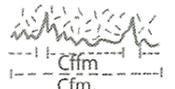
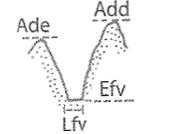
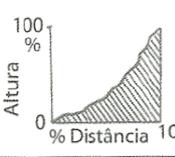
3.4. MORFOMETRIA DE CANAIS FLUVIAIS E A REDE DE DRENAGEM

A morfometria é o estudo da forma e sua relação com o tamanho. Diversos cientistas, como os ecologistas, biólogos, matemáticos, geneticistas, geomorfólogos, entre outros, têm se apropriado do método por motivos diversos. Para a geomorfologia os estudos métricos das formas de relevo e da rede de drenagem são parâmetros básicos para caracterizar uma paisagem e servir para o desenvolvimento de uso e ocupação do solo. Nos trabalhos de Christofolletti (1980), foi usada a morfometria como método para analisar a geometria da rede de drenagem, a tipologia dos cursos, as variáveis dos canais, o cálculo do fluxo e da carga sedimentar, entre outros.

Nas últimas décadas a morfometria tem otimizado as pesquisas dos sistemas de drenagens, passando a apresentar dados quantitativos e, conseqüentemente qualitativos, em virtude principalmente do desenvolvimento tecnológico, que através das imagens de satélite estão cada vez mais refinados. Nesse viés, resultam dados da morfogênese, da morfoestrutura e da morfodinâmica, os quais, através da tipologia dos canais, somada a literatura e a observações em campo, passam a esclarecer os processos condicionantes que controlam a estrutura da rede de drenagem, da dissecação topográfica, da agração, do coluvionamento, entre outros, indicando influências neotectônicas e climáticas.

Vários trabalhos são referências no mundo em sistema fluvial, como os autores: Horton (1945); Strahler (1952 a, b); Hack (1973) e no Brasil, em décadas mais recentes, Chistofolletti (1980), Guerra (2007). Tais autores contribuíram em abordagens metodológicas, empíricas e teóricas na investigação evolutiva dos cursos fluviais. Nos últimos anos houve um aprimoramento nas pesquisas, através dos métodos morfométricos em conjunto com os modelos computacionais, que vão desde a medição de um canal à detecção de anomalia de drenagem (Figura 13).

Figura 13 – Índices morfométricos utilizados na avaliação de atividade tectônica recente de uma área.

Índices	Definições	Relações	Procedimentos de medida	Relações com o tectonismo	Fontes
SFM	Sinuosidade da Frente Montanhosa	Cfm_1/Cfm_2		Linearidade da frente montanhosa sugere a intensidade de ativo tectonismo	Bull e McFadden (1977), Bull (1978)
FFM	Facetamento da Frente Montanhosa	$Cffm/Cfm_2$		Frente montanhosa ativa exibe facetas nítidas e grandes	Wells et al. (1988)
RFAV	Razão Fundo/Altura de Vale	$\frac{Lfv}{(Ade-Efv)+(Add-Efv)/2}$		Frente montanhosa ativa possui vales em V e baixa RFAV	Bull e McFadden (1977), Bull (1978)
STV	Seção Transversal de Vale	Sst/Ssr		Baixa STV indica vales em forma de V e possível soerguimento ativo	Mayer (1986)
IGF	Índice de Gradiente Fluvial	$(\Delta A/\Delta C) \times Ct$		Valores altos de IGF indicam possível frente montanhosa ativa	Hack (1973), Keller (1986)
CPF	Concavidade do Perfil Fluvial	Área sob perfil longitudinal (hachurada)		Valores altos de CPF sugerem ativo rebaixamento do nível de base	Shepard (1979), Wells et al. (1988)

Cfm₁ – Comprimento da frente montanhosa ao longo da junção montanha-piemonte; Cfm₂ – Distância em linha reta da frente montanhosa; Cffm – Comprimento total das facetas da frente montanhosa; Lfv – Largura do fundo do vale; Ade – Altura do divisor esquerdo do vale; Efv – Elevação do fundo do vale; Add – Altura do divisor direito do vale; Sst – Superfície do vale em seção transversal; Ssr – Superfície do semicírculo com raio r; ΔA/ΔC – Gradiente fluvial local (diferença de altura ao longo da distância ΔC); Ct – Comprimento total de canal do divisor ao centro do trecho fluvial considerado.

Fonte: Suguio (1999).

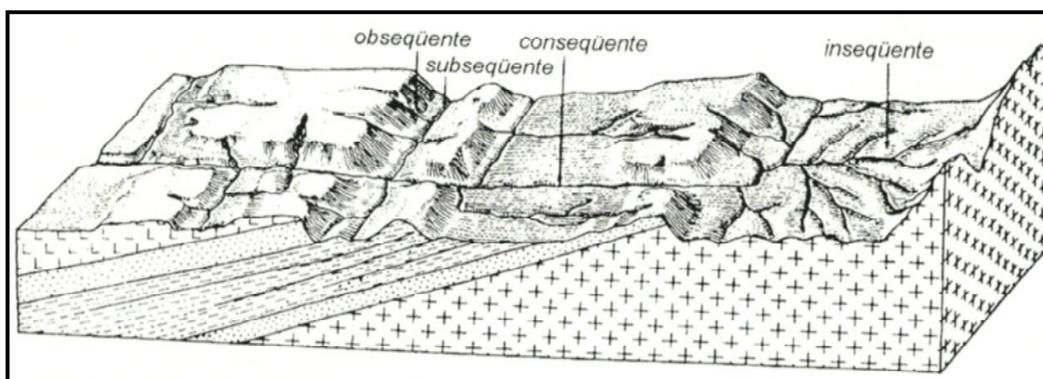
A drenagem é um traçado fluvial que pode refletir de forma mais precisa a evolução na paisagem, uma vez que, sua estrutura de rede procura se ajustar aos processos estruturais atuantes nas áreas. Assim, os cursos fluviais tendem a se ajustar rapidamente conforme a estrutura do substrato rochoso, mesmo em deformações sutis, esses cursos d'água procuram se alinhar a litogeologia (GUEDES, 2006).

Segundo Couto (2011), o princípio básico dos cursos fluviais é aderir à força da gravidade, reagindo rapidamente a mudanças na estrutura do relevo, mesmo as mais tênues, por isso, retratam de forma mais consistente as

anomalias que estejam atreladas as deformações tectônicas. Nesse quadro, é pertinente abordar algumas considerações sobre a rede de drenagem.

No que concerne à rede de drenagem, esta é constituída por um conjunto de canais de escoamento interligados. Pode ser definida como a área drenada por um determinado rio ou por um sistema fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1980). A área drenada por esse sistema fluvial é definida como bacia de drenagem, a qual pode ser classificada sob dois aspectos, um genético e um geométrico, e essa rede depende dos regimes pluviométricos, da infiltração e da evapotranspiração. O mesmo autor classifica a bacia de drenagem, de acordo com o escoamento global em: exorreicas, endorreicas, arreicas e criptorreicas. Já a classificação genética dos rios conforme sua posição em relação às camadas rochosas é estabelecida em: rios Consequentes, rios Subsequentes, rios Obsequentes e rios Insequentes (Figura 14).

Figura 14 – Classificação Genética baseada na disposição dos rios conforme as camadas geológicas.



Fonte: Bigarella (2003).

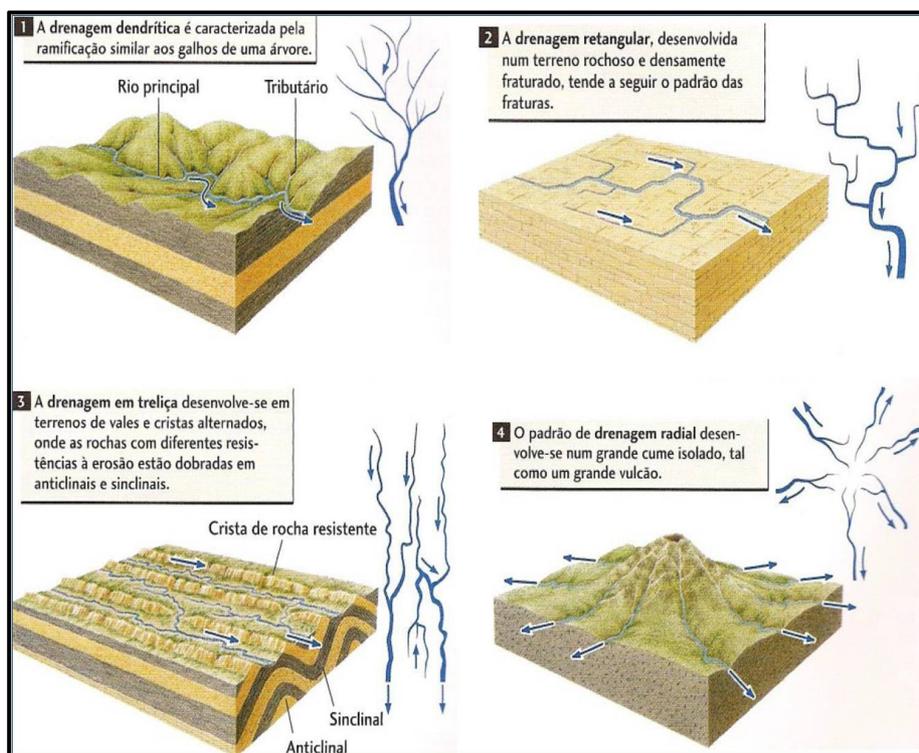
A rede de drenagem reflete as condições naturais da região como: a litológica, a vulnerabilidade ambiental, a cobertura vegetal, o tipo de solo, o grau de intemperismo e o grau de retenção ou infiltração da água (ANDRADE, 2009). No passado recente, o pioneiro nas análises das bacias hidrográficas de forma objetiva foi E. Horton (1945), que procurou estabelecer as leis do desenvolvimento dos rios e de suas bacias a partir da abordagem quantitativa das bacias de drenagem, servindo de base para uma nova concepção

metodológica (CHRISTOFOLETTI, 1980). De acordo com Howard (1967), a distribuição dos rios geralmente é controlada em grande parte pela estrutura geológica, a qual é definida como padrão de drenagem (HOWARD, 1967).

Nesse contexto, é imprescindível a análise do padrão de drenagem, pois o mesmo refere-se ao arranjo espacial dos cursos fluviais que podem ser influenciados na sua atividade morfogenética pela natureza e disposição das camadas rochosas, variação da resistência litológica, diferenças de declividade e pela evolução geomorfológica da região (CHRISTOFOLETTI, 1980). Para Howard (1967), o padrão de drenagem é definido como um conjunto de canais de drenagem (*drainageways*) em um espaço, independente da atuação do tempo que ocupa no curso principal. Já um padrão de fluxo (*stream pattern*) é caracterizado como um único canal de drenagem. Na literatura, há diversas classificações e modelos sobre os padrões de drenagem (BLOOM, 1991; CHRISTOFOLETTI, 1980; HORTON, 1945; HOWARD, 1967; STRAHLER, 1952).

A classificação geométrica, por sua vez, é baseada na disposição espacial dos rios e seus afluentes sem nenhuma relação com o sentido genético, geralmente controlado pela estrutura regional (JORGE *et al.*, 1998). De acordo com Zernitz (1932 *apud* HOWARD, 1967) a classificação do padrão básico (*basic pattern*), é: dendrítico, paralelo, treliça, retangular, radial e anelar (Figura 15).

Figura 15 – Classificação geométrica do padrão básico conforme a disposição espacial dos rios e seus afluentes.



Fonte: Press *et al.* (2006).

No entanto, o padrão de drenagem é considerado também conforme a classificação, em dois tipos básicos, sendo um deles modificado com conotação genética. Os padrões básicos modificados (*modified basic patterns*) são transicionais resultantes de uma reorganização ao longo do tempo, diferenciando-se das características regionais (Quadro 01).

Quadro 01 – Definição dos padrões de drenagem, do tipo básico com padrões modificados.

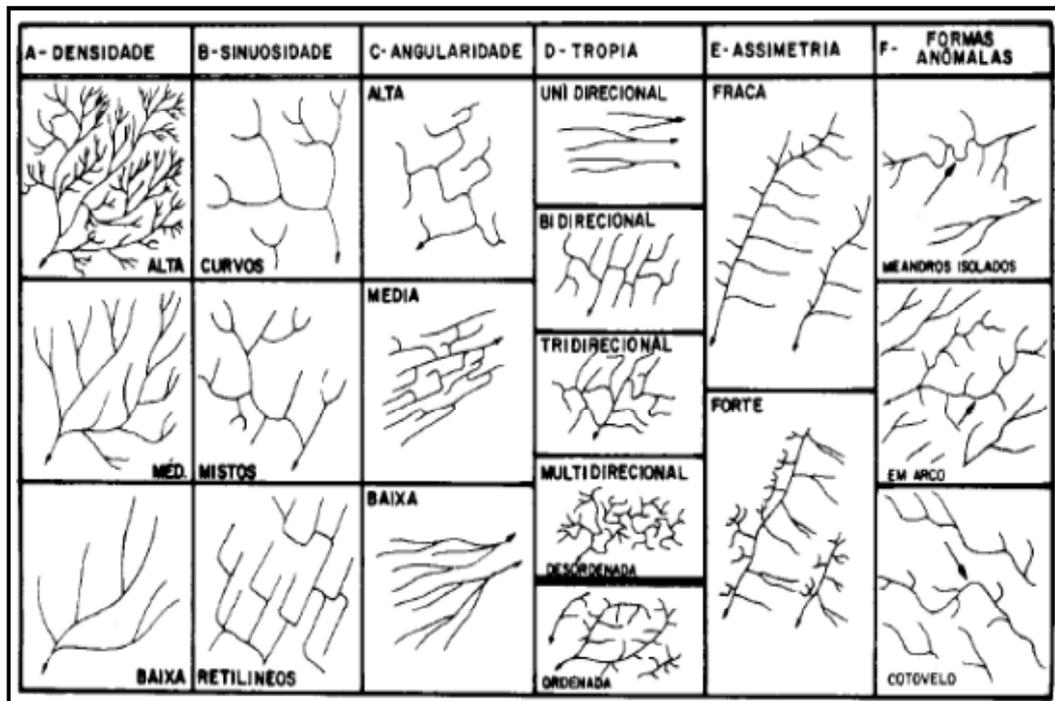
Padrão Básico	Definição	Padrão Modificado
Dendrítico	Constituem sedimento horizontal ou chanfrado, com resistência uniforme em rochas cristalinas. Suaves declives regionais no presente ou no tempo da formação da drenagem. Assemelha-se a um castanheiro.	Subdendrítico Anastomosado Pinado Distributário

Paralelo	Frequentemente são indicativos moderados de encostas íngremes, entretanto, podem ser encontrados em áreas de formas alongadas e paralelas. Em todas as transições possíveis entre o paralelo e o tipo dendrítico e treliça.	Subparalela Colinear
Treliça	Apresentam mergulho ou dobras das camadas sedimentares, vulcanismo ou baixo gradiente de rochas metassedimentares. Há área de fraturas paralelas, lagos exposto ou fundo do mar com nervuras ou por cristas de praia. Todas as transições para o padrão paralelo.	Treliça direcional Treliça junta Treliça falha Treliça recurvada Subtreliça
Retangular	Formam-se em Juntas e/ou fraturas com ângulos retos. Precisa de uma maior qualidade na repetição do padrão de treliça. Falta continuidade regional nos divisores e nos cursos.	Angular
Radial	Ocorrem em Vulcanismo, domos e erosão residual. Uma complexidade do padrão radial em um vulcão, cuja área de atuação talvez possa ser chamada de multirradial.	Centrípeta
Anelar	Possui forma idêntica a um anel. É vinculado a relevos concêntricos, domos dissecados ou estruturas em bacias. Constituem-se quando os estratos rochosos apresentam-se com diferentes graus de resistência.	

Fonte: Adaptado de Howard (1967).

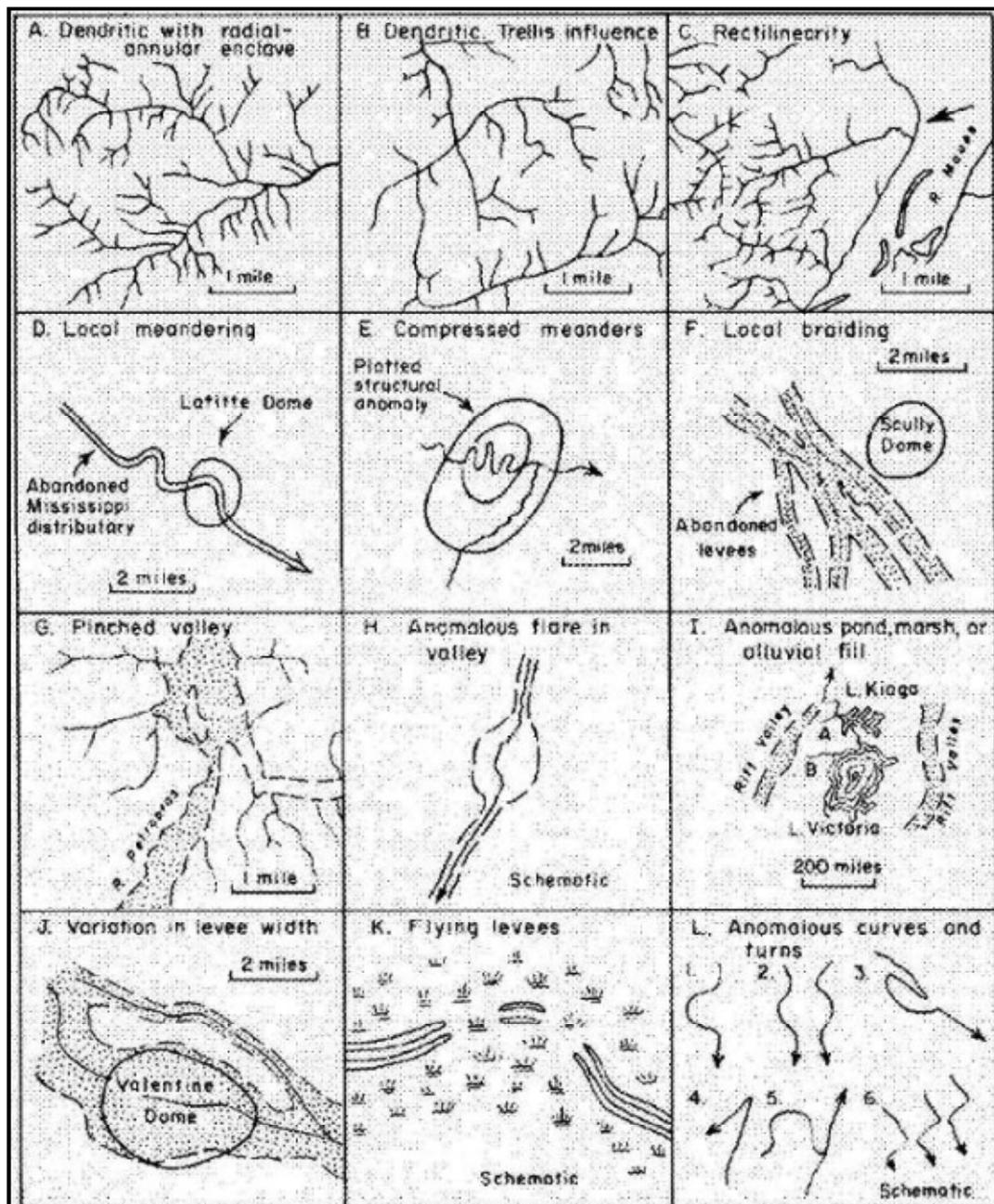
Nesse contexto, Howard (1967) define a drenagem anômala como uma anomalia de drenagem causada pela alteração local da drenagem e/ou dos padrões de canais, sugerindo desvio na topografia ou na estrutura regional. Para Soares e Fiori (1976), as propriedades de drenagens devem corresponder a cada forma anômala e seu significado (Figura 16 e 17)

Figura 16 – Propriedades das drenagens.



Fonte: Soares e Fiori (1976).

Figura 17– Padrões anômalos.



Fonte: Howard (1967).

Dessa forma, a caracterização fisiográfica dos canais fluviais contribui para fornecer elementos interpretativos do ambiente, assim como, componentes que indiquem os processos que atuaram na área.

4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Na metodologia dedutiva foram utilizadas tipologias técnicas, teórico-científicas e explicativas, numa abordagem quantitativa e qualitativa, a fim de fundamentar as evidências investigadas a partir da hipótese questionada no contexto do BCRC. Assim, os recursos cartográficos, o uso do sensoriamento remoto, as análises sedimentológicas e as literaturas pesquisadas buscaram tecer sistematicamente as construções científicas, no intuito de compreender a lógica evolutiva da área estudada.

4.1 INDICES MORFOMÉTRICOS

A análise quantitativa foi baseada em sete índices morfométricos, a partir dos cálculos gerados em informações do MDE-TOPODATA e do mapa de drenagem do quadrante em torno do BCRC definidas por formas automáticas quando interpolado e vetorizado. Os índices morfométricos foram implementados no ArcGis 10.1, com aplicativo de manipulação de dados espacializados no *Global Mapper 7*, em diversas etapas, utilizando-se, quando necessário, a planilha do Excel 2007.

4.1.1 Índice de Concentração da Rugosidade do Relevo (ICR) – Dissecação do Relevo

Ross (1992) contribuiu para o refinamento da técnica e discussão em torno dos aspectos fisionômico quanto à rugosidade topográfica ou dissecação do relevo, atribuindo a mesma a proposta de 3º táxon. Sampaio e Augustin (2008) e Souza e Sampaio (2010), propôs e empregou o método do Índice de Concentração de Rugosidade (ICR) que expressa o grau de dissecação espacial a partir do mapeamento de declividades. O ICR adota como referencial de investigação a distribuição espacial da declividade, através da utilização de valores indiretos da rugosidade, a partir da análise da repetição dos valores de declividade por unidade de área (SOUZA e SAMPAIO, 2010).

O procedimento ocorreu a partir da confecção do mapa de declividade gerado em imagem SRTM e, posteriormente transformado em *shape* de pontos (vetor) e aplicado o estimador de Kernel no Arcgis, a qual avalia o quantitativo de dispersão ou concentração de um fenômeno espacial, ou seja, os níveis de intensidade de dissecação na área.

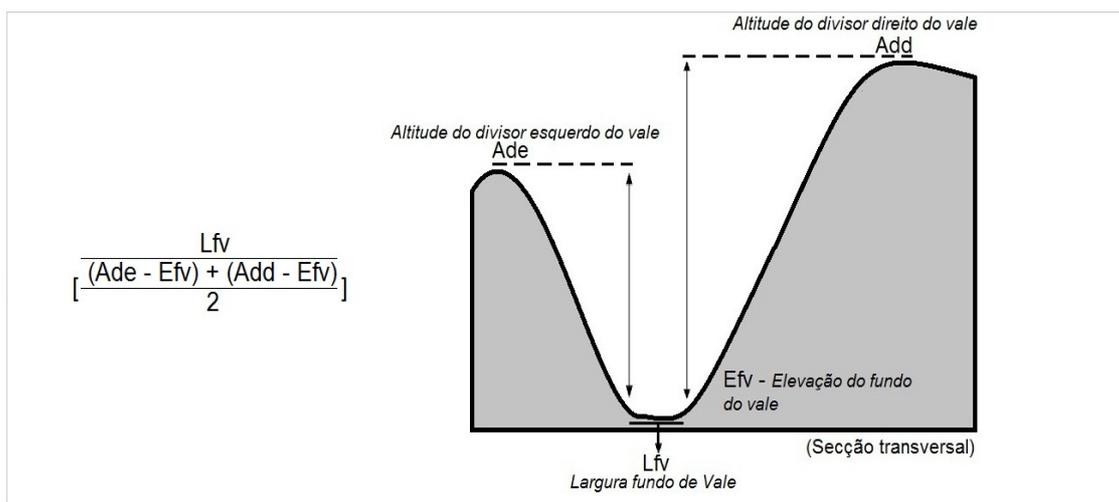
4.1.2 Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)

Foi aplicado o Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV), que se processou da seguinte forma: Foram selecionados 14 perfis transversais no BCRC, cortando paralelamente o curso do referido rio. Tais perfis foram sobrepostos a partir da direção leste-oeste, dois perfis no município de São Lourenço da Mata, quatro no município de Paudalho e os demais foram distribuídos ao longo do baixo curso do rio, tendo como referência principal a curva de nível que foi de cinco metros de equidistância por ser mais precisa. Os procedimentos foram abordados da seguinte forma:

- 1° Passo: Foi traçado 14 perfis transversais no curso do rio Capibaribe, levando em consideração o desnível acentuado entre os divisores de água;
- 2° Passo: Determinou-se a Largura do fundo do vale (Lfv), medindo na carta topográfica ou mapa altimétrico, a distância entre as duas últimas curvas de nível de cada margem do curso fluvial;
- 3° Passo: Avaliou-se os valores de (Ede e Edd), que se refere à altura do divisor esquerdo e direito do vale, através da curva de nível;
- 4° Passo: Definiu-se a Elevação fundo de vale (Efv), levando-se em consideração a média do valor da declividade observado no pixel do mapa de altimetria;
- 5° Passo: Foi inserido e calculado os valores encontrados nos passos 1, 2, 3 e 4 na equação para obter os valores do RFAV e confeccionar a tabela de dados.

O Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV), foi desenvolvido por Bull e McFadden (1977 *apud* Wells *et al.*, 1988), esse índice é representado na seguinte fórmula (Figura 18).

Figura 18 – Modelo Matemático para Medição e Extração do Índice RFAV.



Fonte: simplificado de (BULL e MCFADDEN 1977, *apud* WELLS *et al.*, 1988).

Ou seja, $RFAV = 2 Lfv / [(Ede - Efv) + (Edd - Efv)]$

Onde:

- ▶ O elemento RFAV representa a razão entre a largura do fundo e a elevação do vale;
- ▶ "Lfv" é o valor da largura do fundo de vale;
- ▶ "Ede" é a elevação do divisor do setor esquerdo do vale;
- ▶ "Edd" é a elevação do divisor do setor direito do vale; e
- ▶ "Efv" é o valor da média de elevação do fundo do vale.

Esse índice é empregado na avaliação das intensidades de atividades neotectônica, exclusivamente utilizada em áreas fluviais. Segundo o índice, os vales em forma de "U" ou vales abertos, apresentam altos valores de RFAV. Nessa forma de rio, há um predomínio do desgastes das vertentes por processos exógenos como processos erosivos, formando planície de

inundação. Os valores baixos de RFAV referem-se a vales em forma de “V” ou vales encaixados, as quais indicam processos de incisão do rio, geralmente associados a soerguimento tectônico ou rebaixamento do nível de base fluvial (BARBOSA, 2013).

4.1.3 Índice de Coeficiente de Compacidade

A morfometria é um parâmetro investigativo que possibilita calcular as variáveis dos canais fluviais proposto por Christofletti (1980). As informações de Coeficiente de compacidade relacionam a forma da bacia hidrográfica a um círculo. Segundo Cardoso (2006), quanto mais irregular for à bacia, maior será o coeficiente de compacidade, por exemplo, valores próximos de 1 indica bacia mais circular suscetíveis a enchentes. Esse resultado pode ser obtido a partir da fórmula:

$$Kc = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

O coeficiente de compacidade é a relação entre o perímetro (P) da bacia e a circunferência de um círculo igual à área da bacia (A).

4.1.4 Índice Fator Forma

O fator forma é um índice que exprime a razão entre a área da bacia e o quadrado do comprimento axial da bacia, relaciona a forma da bacia a um retângulo. Uma bacia com índice fator forma baixo (estreita e longa), tem menos tendencia para enchentes e quanto maior o índice fator forma mais circular e propensa a cheias será a referida bacia (VILELLA e MATOS, 1975 *apud* DUARTE *et al.*, 2007; SOUZA, 2005). Pode ser obtido a partir da fórmula:

$$F = \frac{A}{L^2}$$

Onde: A = área de bacia e L = comprimento do eixo da bacia.

4.1.5 Índice de Circularidade

O índice de circularidade é a relação entre a área total da bacia e a área de um círculo de perímetro igual ao da área total da bacia. Os valores próximos a 1 indicam bacias mais circulares, com menor chance de enchentes e valores maiores que 1 sugere bacias mais estreitas com maior chance de ocorrer enchentes. É obtido na seguinte fórmula:

$$IC = \frac{12,57 * A}{P^2}$$

Onde A = área da bacia e P = perímetro da bacia.

4.1.6 Índice de Sinuosidade

O índice de Sinuosidade é a relação entre a medida do trajeto real do canal e a medição em linha reta do rio entre a nascente e a foz. Os valores próximos a 1 indica que o canal tende a ser retilíneo e os valores superior a 2 sugere canais sinuosos (SCHUMM, 1981;2005). Encontram-se esses valores na fórmula:

$$IS = \frac{L}{dv}$$

Onde L é o comprimento do canal principal e dv é a distância vetorial entre os pontos extremos do canal principal. Sabe-se que a sinuosidade dos canais pode ser influenciada pela carga de sedimentos, pela compartimentação litológica, pela estrutura geológica e pela declividade dos canais.

4.1.7 Perfil Longitudinal

A elaboração dos perfis longitudinal de drenagens no BCRC foram baseados na metodologia de Christofolletti (1980) e das contribuições de Guedes *et al* (2006). Foram selecionados nove perfis no rio Capibaribe que apresentam indicativos de anomalias, segundo o Índice de Hack ou Relação Decrividade Extensão (RDE) nos cursos d'água em imagem SRTM.

4.2 BASE CARTOGRÁFICA

Para o banco de dados em ambiente SIG foi utilizado as imagens da TOPODATA produzidas nos dados do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), nas folhas 07s36 e 08s36 na escala 1:250.000. O *datum* e o elipsóide de referência em todos os produtos foi o SIRGAS 2000 Zona 25 sul, formato GeoTiff e com resolução espacial de 30m. Disponibilizados pelo Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil através do *site* do INPE.

Todos os procedimentos digitais foram realizados no *softwar* ArcGis 10.1, onde foram criados os seguintes produtos: Modelo Digital de Elevação (MDE), delimitação da área pesquisada, rede de drenagem e curvas de nível. Na confecção do mapa geológico foi utilizado à base de dados da CPRM (2005) disponibilizado no *site* da CPRM, enquanto para os mapas de solos foram empregado a base de dados do ZANE (2000) e EMPRAPA SOLOS (2001).

4. 2.1 Mapa de Uso e Ocupação da Terra

Com vistas a aplicar uma legenda para o uso e ocupação da terra no baixo curso do rio Capibaribe, adotou-se a proposta da Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura – FAO (2005), pois permitiu atender melhor ao nível de detalhamento para cada modalidade de classificação e flexibilidade tipológica.

Analísaram-se imagens de satélite do *Google Earth* do ano de 2015, as quais foram trabalhadas em ambiente digital do *software* Arcgis 10.1 de forma a identificar e quantificar as distintas dimensões espaciais. Estes foram

produzidos a partir da vetorização de *shapefiles* dos dados geoespaciais, resultando em um mapa de escala 1:50.000.

De acordo com o IBGE (2013), a investigação da Cobertura e Uso da terra indica a distribuição geográfica da tipologia de uso, identificada por meio de padrões homogêneos da cobertura da terra. Nesse caso, envolve pesquisas de gabinete e campo, análises e registros de observação da paisagem e a classificação e espacialização da tipologia do uso e cobertura da terra (IBGE, 2013). Dessa maneira, a classificação do mapeamento das unidades do uso da terra do BCRC seguiu a metodologia do IBGE, mas optou em aplicar a legenda da FAO por atribuir a esta pesquisa um nível de detalhamento maior.

4.2.2 Mapa Morfoestrutural e Geomorfológico

A identificação das unidades morfoestrutural e geomorfológica seguiu as normas estabelecidas pela comissão de mapeamento geomorfológico de detalhe da UGI (União Geográfica Internacional), como detalhado em Demek (1972). Esta metodologia empregou os modelos numéricos a seguir: MDT (Modelo Digital de Terreno), mapa de curvas de nível e um mapa de declividade da bacia, com o intuito de compreender os aspectos morfológicos da topografia e a da dinâmica evolutiva da paisagem.

De acordo com Saadi (1991), a denominação morfoestrutural está relacionada a compartimentos geomorfológicos, cujas principais características indicam um nítido controle exercido pelo arcabouço lito-estrutural. Assim, o mapeamento geomorfológico e morfoestrutural foi elaborado como uma tentativa de representação das linhas gerais do relevo e as interrelações entre a forma, materiais formadores e os processos em vigência e pretéritos.

4.2.3 Análise de Indicadores Morfotectônicos

Para a identificação das feições morfotectônicas, não foi possível utilizar as imagens de satélite do LANDSAT 5, em função do acúmulo de nuvens na região impedir a visualização das feições. Assim, foi utilizado as imagens SRTM com resolução de 30 x 30m, baixadas no site da NASA, conhecido como Serviço Geológico dos Estados Unidos (U.S.G.S – United States of Geological

Survey), a fim de visualizar e interpretar possíveis controles estruturais. Para visualizar as feições morfotectônicas foram identificadas segundo a metodologia de Goy *et al.*, (1991) e as contribuições de Tavares *et al* (2014).

4.3 INDICE DE ANOMALIA DE CHUVAS (IAC)

Para analisar a variabilidade pluviométrica na área pesquisa no intervalo de 30 anos, e averiguar um panorama geral do comportamento climático, optou-se por utilizar o IAC (Índice de Anomalia de Chuva). O cálculo do IAC permite observar o desvio de precipitação em relação à média normal da área estudada. No trabalho, foram analisados os anos entre 1982 a 2011, não sendo possível estender até o ano de 2014 porque os dados do banco de dados do Instituto Nacional de Meteorologia – INMET estavam incompletos.

Assim, foram coletados os dados de chuva no INMET e de temperatura do Estima T, banco de dados da Universidade Federal de Campina Grande – UFCG. Dentre todos os municípios que compõem o BCRC o único que tinha a estação meteorológica foi do Recife.

O Índice de Anomalia de Chuva (IAC) identifica a variabilidade das chuvas em relação à condição normal de precipitação da região estudada (SILVA, 2011). Nessa perspectiva, o IAC foi realizado por meio das equações 1, para anomalias positivas que são valores acima da média, e 2, para anomalias negativas que são valores abaixo da média, com base na metodologia proposta por Rooy (1965), adaptada por FREITAS (2004 e 2005).

$$IAC = 3 \times \left[\frac{(N - \bar{N})}{(\bar{M} - \bar{N})} \right] \text{ equação 1,}$$

$$IAC = -3 \times \left[\frac{(N - \bar{N})}{(\bar{X} - \bar{N})} \right] \text{ equação 2,}$$

Em que,

N = precipitação anual (mm),

\bar{N} = precipitação média anual da série histórica (mm),

\bar{M} = média das 10 maiores precipitações anuais da série (mm),

\bar{X} = média das 10 menores precipitações anuais da série (mm).

A partir do cálculo do IAC foi estabelecida uma classificação para anos úmidos e anos secos utilizada por Araújo *et al.* (2009), com base em Freitas (2004 e 2005), conforme o Quadro 02.

Quadro 02 – Classe de intensidade do Índice de Anomalia de Chuva.

Índice de Anomalia de Chuva (IAC)	Faixa do IAC	Classe de Intensidade
	De 4 acima	Extremamente úmido
	2 a 4	Muito Úmido
	0 a 2	Úmido
	0 a -2	Seco
	-2 a -4	Muito Seco
	De -4 abaixo	Extremamente Seco

Fonte: Araújo *et al.* (2009).

4.4 ANALISES MORFOESTRATIGRÁFICA

Diante da concepção de sedimentação episódica, sabe-se que os registros sedimentares são pontuados, em todas as escalas por hiatos de erosão e não deposição. Ademais, eventos de grandes magnitudes, como enchentes e tempestades, predominam na coluna estratigráfica com a sua “assinatura” específica, ocorrida por um processo de dezenas a centenas de milhares de anos ou uma ordem de tempo de minutos ou horas, que no decorrer de uma fase de reorganização tectônica de uma bacia, por exemplo, (HOLZ, 2011).

A estratigrafia fornece a estrutura de tempo que permite interpretar as rochas sedimentares e deposições em termos de ambientes dinâmicos em evolução, assim como é um banco de dados fundamental para a compreensão da evolução da vida e das placas tectônicas através do tempo e das mudanças climáticas de caráter global (NICHOLS, 1999).

Nesta conjuntura, a morfoestratigrafia associa as diversas formas do relevo com as formações superficiais da paisagem, permitindo identificar a

litologia pela feição superficial, os limites temporais e as freqüências dos eventos deposicionais (DELLA FÁVERA, 2001). Assim, a morfoestratigrafia no presente estudo possibilita retratar na paisagem a caracterização dos corpos litológicos, fornecendo interpretações de paleoambientes.

Para efetivação das análises morfoestratigráficas foram escolhidas três seções estratigráficas expostas, sendo uma na base e a outra no primeiro piso do depósito de conglomerado na BR 408 e a terceira seção estratigráfica foi realizada no depósito de linha pedra próximas ao canal do rio Capibaribe. Os procedimentos adotados foram: a) individualizar as camadas com medições; b) analisar as propriedades sedimentológicas; c) a matriz; d) os tamanhos dos clastos e, e) a cor da matriz, tomando por base a Carta de Munsell (1954).

4.5 TRABALHO DE CAMPO E COLETAS DE MATERIAIS

A paisagem como categoria de análise geográfico encontra-se em constante transformação, sendo elas executadas pelas dinâmicas sociais e/ou por fatores físico/naturais exógenos e endógenos. Assim, o trabalho de campo torna-se uma ferramenta de base essencial para a investigação no espaço, fundamentada pelas heranças deixadas e “preservadas” na paisagem.

O trabalho de campo no contexto geomorfológico propicia espacializar e delimitar a área da pesquisa, e exprimi um grau de recursos metodológicos necessários para contemplar um viés investigativo *in loco*, uma vez que, apenas por mapeamentos ou imagens de satélites, não é suficiente para reconhecer os aspectos da dinâmica espaço-temporal. Ressalta-se que a tectônica sedimentar passa a ser um eixo contemplado nessa pesquisa, por investigar nos sedimentos elementos registrados pelo clima e/ou por alterações tectônicas. Para realização do trabalho de campo na coleta dos sedimentos foram utilizados os procedimentos de coletas e a metodologia de Paisani (2014), que consiste em caracterizar o maior número de diferentes fácies deposicionais e descontinuidades de um pacote sedimentar.

Nessa conjuntura, foram realizados seis trabalhos de campo todos com duração de um dia nos anos de 2014 e 2015. O primeiro ocorreu em novembro de 2014 para a primeira coleta dos materiais, uma vez que a área já tinha sido

reconhecida previamente. O segundo campo foi realizado em janeiro de 2015 para coleta de materiais, e os quatro trabalhos de campo finais ocorreram nos meses de maio, agosto, novembro e dezembro de 2015, para ratificação do mapa geomorfológico, medições, tomada de fotos e ajustes finais.

Os trabalhos de campo ocorreram em todo o BCRC, contudo as coletas ficaram delimitadas ao município de Paudalho, visto que nessa área foram encontrados vastos depósitos de conglomerado e linhas de pedra (*stone line*). Ressalta-se, ainda, que nesta porção foram estudados, anteriormente, atributos morfométricos que revelaram influências neotectônicas, assim como é um lugar de boa acessibilidade.

A realização das coletas foram estabelecidas, primeiramente, no conglomerado exposto na BR-408, e posteriormente no depósito de linha de pedra. O material coletado seguiu a caracterização das propriedades sedimentológica com materiais deformados, sendo georeferenciados pelo uso do GPS de mapeamento Garmim Etrex Vista HCx. As amostras foram coletadas em sacos plásticos com cerca de 1000 gramas de sedimentos, distribuídos em seis pontos e subdivididos em cinco janelas, totalizando 30 amostras. Os sedimentos foram extraídos após uma “limpeza” horizontal e vertical nos afloramentos com uma pá, a partir de um metro do solo, dependendo das medidas de cada depósito.

4.5.1 Nomenclatura das Amostras

As amostras coletadas foram nomeadas de acordo com o local da coleta da seguinte forma: a primeira letra refere-se ao tipo de depósito, neste caso, a letra (C) para os conglomerados e as letras (LP) para as linhas de pedras. A segunda letra é atribuída ao local de estudo, sendo (P) para Paudalho, a terceira letra faz referência à designação dada em campo como (J: janela), (T: topo), (B: base), todas acompanhadas no final de logaritmos e, quando necessário, de letras do alfabeto minúsculas.

As amostras foram coletadas ao longo do conglomerado em dois setores na base e dois setores no topo da seguinte forma: foram coletadas cinco amostras (janelas) com distância de 1 metro a partir de um ponto central para

direita e para a esquerda e no mesmo patamar com aproximadamente 20 metros de distância foram coletadas mais cinco amostras, repetindo o mesmo procedimento no topo do conglomerado. A ideia é amostrar cinco lugares e integrar os materiais para constituir uma amostra composta (maior representativa estatística), (Figura 19 e 20).

Figura 19 – Imagem das marcações das coletas no depósito de conglomerado.



Fonte: A autora (15/11/2015).

Figura 20 – Exibição das marcações de coletas no depósito de linha de pedra. As linhas vermelhas estão delimitando a linha de pedras, a qual as amostras foram retiradas acima e abaixo da mesma.



Fonte: A autora (08/01/2015).

Dentre os depósitos de linhas de pedra georreferenciados, foi escolhido o pacote sedimentar com maior representatividade de espessura e continuidade encontrada na área pesquisada. Segue abaixo a descrição das nomenclaturas estabelecidas e dos pontos de coletas mapeados (Figura 21).

1 **CPBJ01**: Conglomerado Paudalho Base: Foram realizadas cinco coletas com distância de 1 metro. CPBJ01/a (**conglomerado Paudalho base janela 01, posição “a”**), CPBJ01/b, CPBJ01/c, CPBJ01/d, CPBJ01/e.

2 **CPBJ02**: Conglomerado Paudalho Base: Foram coletadas mais cinco amostras: CPBJ02/a (**conglomerado Paudalho base janela 02, posição “a”**), CPBJ02/b, CPBJ02/c, CPBJ02/d e CPBJ02/e.

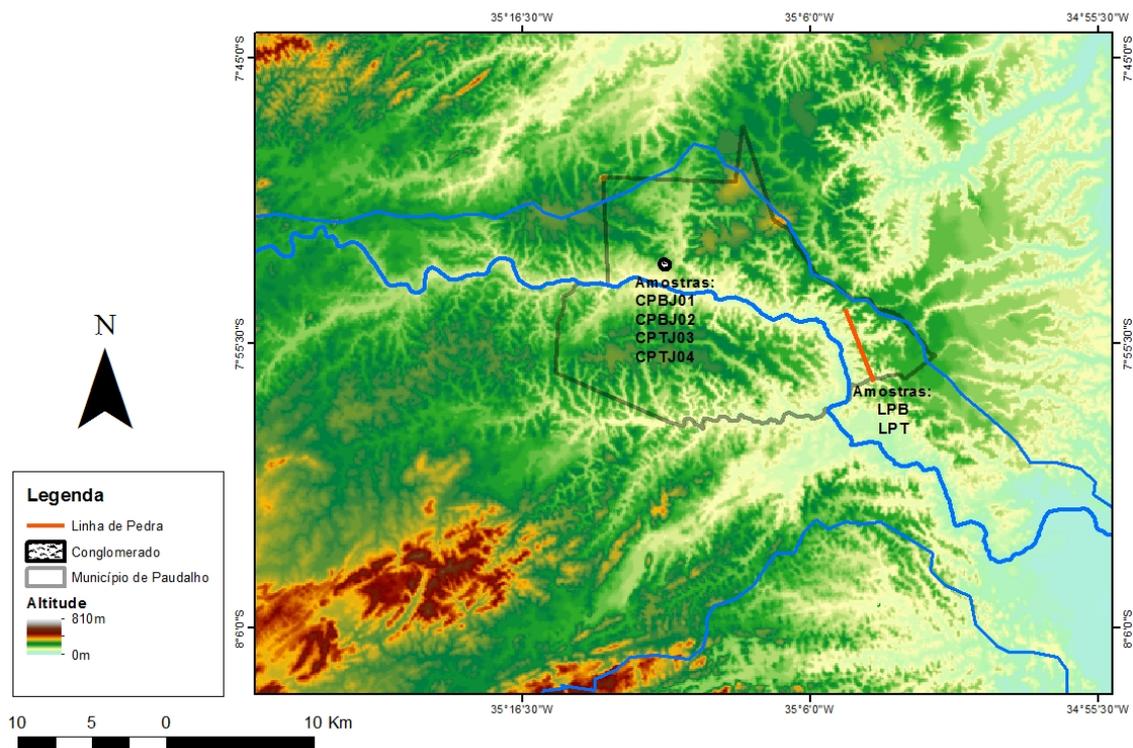
3 **CPTJ03**: Conglomerado Paudalho Topo: No topo do conglomerado, seguiu o mesmo procedimento: CPTJ03/a (**conglomerado Paudalho topo janela 03, posição “a”**), CPTJ03/b, CPTJ03/c, CPTJ03/d e CPTJ03/e.

4 **CPTJ04**: Conglomerado Paudalho Topo: CPTJ04/a (**conglomerado Paudalho topo janela 04, posição “a”**), CPTJ04/b, CPTJ04/c, CPTJ04/d e CPTJ04/e.

5 **LPB**: Linha de Pedra Base: LPBJ01 (**linha de pedra base janela 01**), LPBJ02, LPBJ3, LPBJ04 e LPBJ05.

6 **LPT**: Linha de Pedra Topo: LPTJ01 (**linha de pedra topo janela 01**), LPTJ02, LPTJ3, LPTJ04 e LPTJ05.

Figura 21– Localização dos pontos das coletas. No conglomerado foram realizadas 04 coletas subdivididas em 05 janelas, totalizando 20 amostras e no depósito de linha de pedra, foram coletados 02 setores compartimentados em 05 janelas, totalizando 10 amostras.



Fonte: A autora.

4.6 ATIVIDADES LABORATORIAIS

As atividades laboratoriais foram fundamentais no contexto da investigação neotectônica e paleoclimática, ao atribuírem à pesquisa a possibilidade singular de uma apropriação de evidências mais contundente para essa abordagem. Essas atividades foram a granulometria, a morfoscopia, a pipetagem e a difratomia de raio X, que serão explanadas abaixo.

4.6.1 Granulometria

A análise granulométrica permite através das propriedades texturais, definirem a descrição dos sedimentos e a distribuição granulométrica, possibilitando caracterizar o ambiente deposicional, assim como indicar os processos físicos atuantes durante a sedimentação e/ou se estão relacionados a outros parâmetros (SUGUIO, 1980). Logo, o tamanho das partículas expressa pelo seu diâmetro é fundamental para uma avaliação textural, pois emprega na sua classificação a razão entre sedimentos detríticos em rudáceos, arenáceos e lutáceos (SUGUIO, 2003).

Para a realização de tal procedimento foi adotado o peneiramento seco nas dependências do Laboratório de Geomorfologia do Quaternário (LabGEQUA) da UFPE, onde as amostras foram separadas (quarteadas) em 200 gramas cada e postas na estufa a 60°C.

Posteriormente, foram separadas 100 gramas de cada amostra para o peneiramento. Em seguida, cada amostra foi lavada em solução com 20 gramas de hexametáfosfato de sódio, com 500 mililitros de água destilada, a solução foi levada ao agitador mecânico por 10 minutos para desfloucular os materiais finos e deixar os grãos lavados; após a passagem pelo agitador a solução ficou repousando por 30 minutos. A seguir, o material foi levado à peneira de 32 μ m para que os sedimentos finos fossem evacuados e os retidos na peneira levados para secar na estufa a 60°C. A próxima etapa foi pesar novamente as amostras e peneirá-las no rotap pelo tempo de 10 minutos em vibração 1, constituindo em um jogo de peneiras com intervalos de 1 ϕ (Φ) para definir as frações de areia muito fina, areia fina, areia media, areia grossa, areia muito grossa e cascalho.

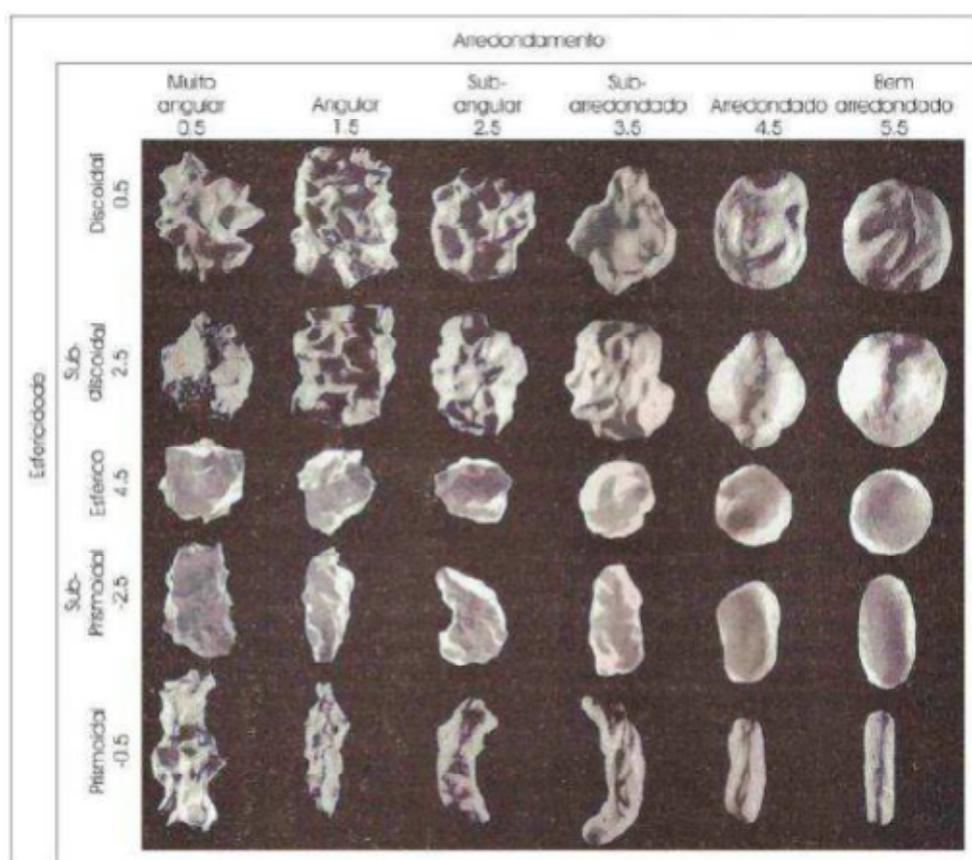
Os dados estatísticos obtidos no peneiramento seco para cada fração granulométrica (grama) foi processado em parâmetros de Folk e Ward (1957), sendo calculado o diâmetro médio, o grau de seleção, o grau de assimetria e curtose. A classificação dos sedimentos foi usado o diagrama de Pejrup e Folk utilizando o programa SysGran 3.0.

4.6.2 Morfoscopia

Foram selecionados 100 grãos na fração de 0,250 mm para cada amostra, nos quais foram analisados os graus de arredondamento, esfericidade e mineralogia dos grãos, permitindo uma caracterização qualitativa e quantitativa do material que pode indicar os processos atuantes durante a deposição.

Conforme a descrição de Tucker (1995), as categorias definidas para o grau de arredondamento são: muito angular (0,5); angular (1,5); subangular (2,5); subarredondado (3,5); arredondado (4,5); e bem arredondado (5,5). Para o grau de esfericidades as categorias foram: esfericidade alta (0,5 e 4,5); esfericidade média (-2,5) e baixa esfericidade (-0,5), conforme observa-se na Figura 22.

Figura 22 – Diagrama representando o grau de arredondamento e esfericidade.



Fonte: Powers, 1982 *apud* Tucker, 1995.

4.6.3 Pipetagem

Este procedimento metodológico refere-se à separação dos sedimentos finos, ou seja, as frações de silte e argila. Nesse caso foi realizada a separação da argila conforme Camargo *et al.* (2009). Dessa forma, foram separados 20 gramas de amostras quarteadas, acrescida 10 gramas de hexametáfosfato de sódio para 1000 mililitro de água destilada, na qual a solução foi adicionada na peneira de 38 μ m para o material ser lavado e absorvido na proveta com medida de 1000 mililitro. Nesse exato momento foi anotado a temperatura ambiente e à hora para seguir os métodos conforme a tabela de tempo e profundidade para serem posteriormente pipetado. O material pipetado foi colocado em *beckers* previamente pesado e rotulado, sendo posto na estufa para secar com temperatura de 60°C, após a secagem os *beckers* foram novamente pesados para quantificar o material retido para ser realizado a Difratomia de Raio X.

4.6.4 Difratomia de Raio X

Nos últimos anos, a difratomia de raio X que utiliza o método do pó vem aumentando no seu campo de atuação, pois esse instrumento de pesquisa registra informações que caracteriza as frações granulométricas finas dos solos definindo a classe mineralógica e as fases fundamentais para o estudo da mineralogia de solos (DANA, 1969). Comungando dessa afirmativa, Cornelis (2012), corrobora afirmando que os detectores melhoram muito a exatidão das medidas de intensidade de raio X, quando comparado a técnicas de filmes anteriormente usada, pois segundo ele, os detectores automatizados podem medir grandes números de efeitos de difração com alta precisão no reconhecimento da estrutura cristalina.

Essa metodologia foi utilizada no Departamento de Mecânica do CTG-UFPE, empregada conforme preconiza os padrões American Society for Testing and Materials ASTM, onde o material argiloso foi posto em uma lâmina de vidro plana, distribuída heterogeneamente até formar uma fina película e submetida à irradiação por raios-X, com ângulos com incidência de intervalo de

(2° a 45°). As análises foram executadas na fração argila ($\varnothing < 0,002$ mm), a qual a intensidade de difração dos raios emitido determinado pelos planos cristalinos dos minerais são representados em um difratograma.

O equipamento utilizado foi o modelo PW 3040/60, Goniometro PW 3050/60, com tubo de Cu e monocromador de cristal de grafite. As amostras em pó não orientada, foram submetidas a uma varredura de 5 a 70 grau 2 teta com velocidade de 2 grau teta/minuto, com uma amperagem de 30mA e voltagem de 40kV.

Para a pedologia o termo “argila” significa partícula de minerais com menos de 0,002mm de diâmetro, presentes no *solum* e inclui um conjunto de minerais secundários formados pelo intemperismo de minerais primários ou secundário (LEPSCH, 2011). São classificados de acordo com os elementos que a compõem e pela forma de organização de seus cristais podendo ser argilas silicatadas – quando os oxigênios estão ligados ao silício e ao alumínio – e as argilas oxídicas – quando os oxigênios estão ligados somente ao ferro e/ou alumínio.

Para a mineralogia, o termo argila não se limita a definição pelo tamanho da partícula, mas a certos minerais, nesse caso, usado para descrever os filossilicatos ou os argilominerais que são classificados estruturalmente da seguinte forma: minerais de estrutura 1:1; 2:1; e 2:1: 1. Sendo: Minerais de estrutura 1:1 são: Caulinita, diqñita, narsita, haloisita; Minerais de estrutura 2:1 são: Grupo da illita; Grupo da vermiculita, Grupo da esmectita; montmorilonita, nontronita, saponita, hectorita, sauconita e volconscoita. Minerais de estrutura 2:1;1 são: Grupo da clorita com várias espécies (DANA, 1969).

O reconhecimento das famílias das argilas nos depósitos desta pesquisa pode indicar o ambiente deposicional, assim como os processos atuantes no período de sedimentação. Uma vez que há na área de Paudalho duas deposições com características distintas.

Ressalta-se que os gráficos do DRX ficaram com ruídos em função da presença de matéria orgânica nos sedimentos. Por isso, foram repetidos os procedimentos da pipetagem por duas vezes e, mesmo assim, não conseguimos eliminar a matéria orgânica, entretanto a leitura foi satisfatória das fases das argilas.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Um dos objetivos dos estudos geomorfológicos é investigar a evolução do relevo, pois esta é uma ferramenta científica que embasa a compreensão estrutural das formas e dos processos que revestem o planeta Terra, logo, atribuem subsídios fundamentais para um melhor aproveitamento de formas, usos e ocupações do ponto de vista territorial e ambiental. Em suas observações, compõe um conjunto de técnicas de análise espacial visando quantificar os parâmetros metodológicos que indiquem a dinâmica do relevo e sua caracterização atual para uma proposta de investigação de um cenário futuro.

Neste capítulo serão apresentados e discutidos três parâmetros metodológicos. O primeiro se debruçará nas análises dos índices morfométricos para avaliar quantitativamente o comportamento da dinâmica fluvial atrelada à atividade neotectônica e sua configuração. A segunda metodologia refere-se à produção cartográfica que facilitará no reconhecimento e delimitação estrutural, geomorfológica, hipsométrica, entre outros. A terceira consistirá nas análises dos sedimentos, a fim de interpretar nos registros “preservados” dos depósitos os comportamentos e os processos a que os mesmos foram submetidos e, conseqüentemente, avaliar o ambiente que foi depositado.

5.1 PRODUTOS MORFOMÉTRICOS

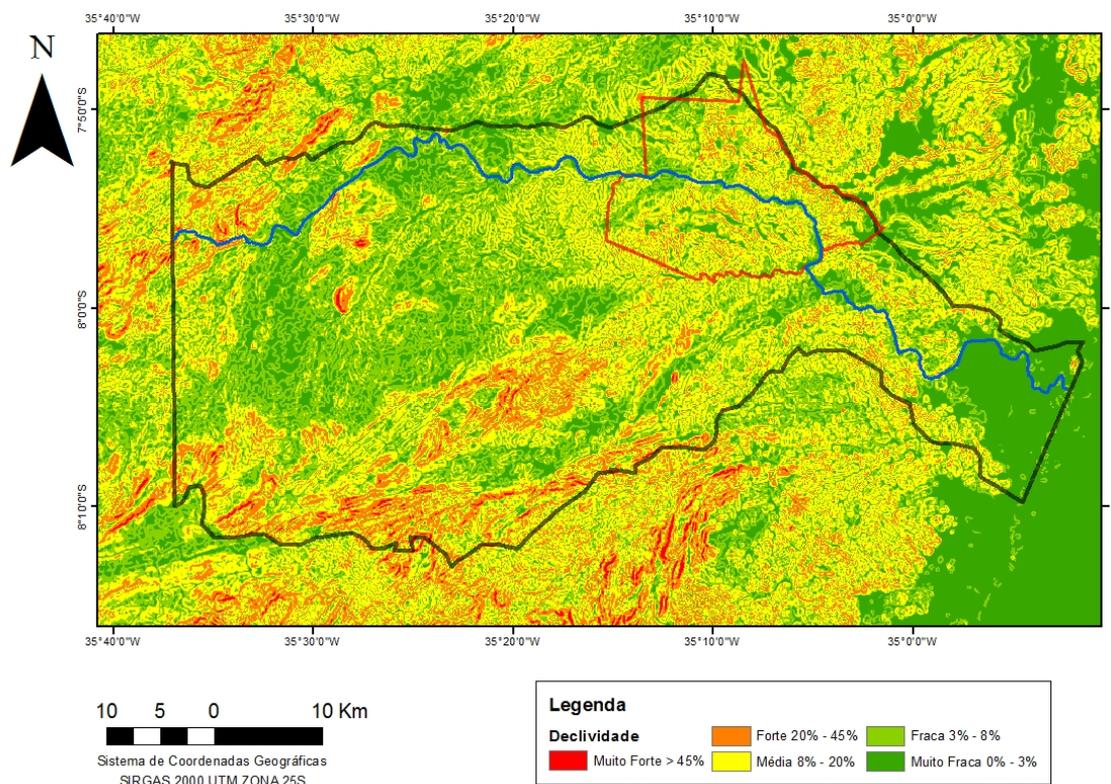
As análises morfométricas foram realizadas com o propósito de reconhecer e investigar as estruturas da drenagem e do relevo, a fim de construir um cenário que retrate a dinâmica e o comportamento físico estrutural no BCRC. Logo, foi necessário aplicar o Índice de Concentração de Rugosidade do Relevo, o Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV), o Índice de Coeficiente de Compacidade, o Índice Fator Forma, o Índice de Circularidade, Índice de Sinuosidade e traçar perfis Longitudinais.

5.1.1 Índices de Concentração de Rugosidade do Relevo (ICR)

De acordo com a declividade do BCRC foi analisado o grau do Índice de Concentração de Rugosidade do Relevo (ICR), que utiliza dados geoestatístico para avaliar espacialmente as informações a partir da declividade visando definir os padrões de Dissecação do Relevo (SOUZA *et al* 2010). Para Suguio (2010), os materiais superficiais podem predefinir um cenário evolutivo que elucidem registros que revelem as influências neotectônica e/ou dinâmicas paleoclimáticas.

A base morfoestrutural Demek (1972) dessa porção correspondente ao primeiro táxon hierárquico do relevo que consiste nas planícies indiferenciadas, no planalto sedimentar litorâneo, no piemonte e no planalto da Borborema, sobreposta por depósitos superficiais de colúvio-eluviais, camadas de conglomerados e cobertura pedológica acomodados espacialmente de acordo com a declividade. A declividade no BCRC está mais incisiva na porção oeste coincidindo com as feições de colinas, escarpas e inselbergues, que exercem influencias no movimento de sedimentos e na sua acomodação no espaço (Figura 23).

Figura 23 – Mapa de Declividade do BCRC



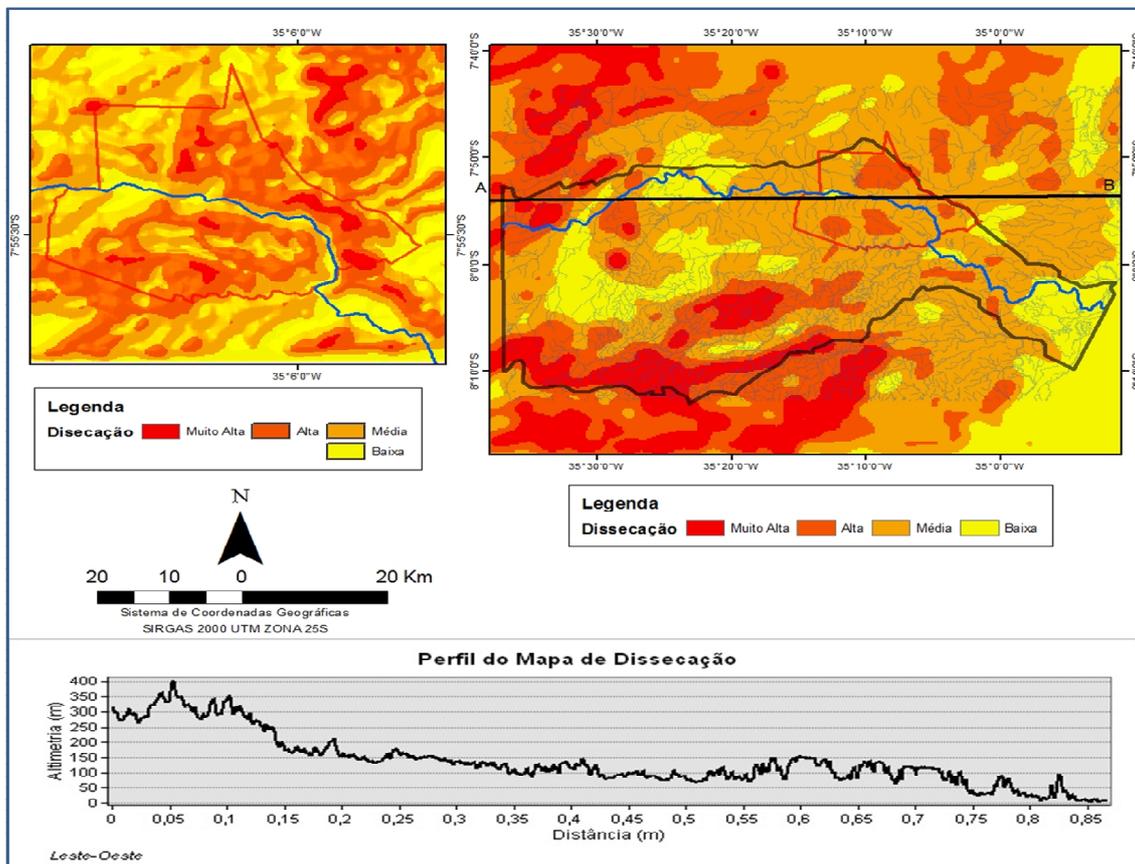
Fonte: a Autora.

Analisando o nível de dissecação do relevo retrabalhado pela erosão na área proposta. Constatou-se que os valores de dissecação predominam de alto para muito alto, o que faz deduzir que há uma intensa atuação erosiva em uma litologia resistente, o que se leva a perceber que as ações erosivas estão sendo acentuadas nas linhas de fraquezas das rochas, que corresponde as zonas de cisalhamentos, fraturas e falhas, o que confere a área apresentar alta densidade de drenagem.

As classificações que segue o critério de valor “Baixo” a “Muito Alto” foram efetuados em porcentagem numa faixa crescente de *pixels* em: “Baixa” 15,98%; “Média” 16,63%; “Alta” 19,65% e a classe em que o mapeador classificou de “Muito Alta” corresponde ao maior valor percentual de 47,73% dos *pixels*, encontrado no BCRC (Quadro 03, Figura 24 e 25).

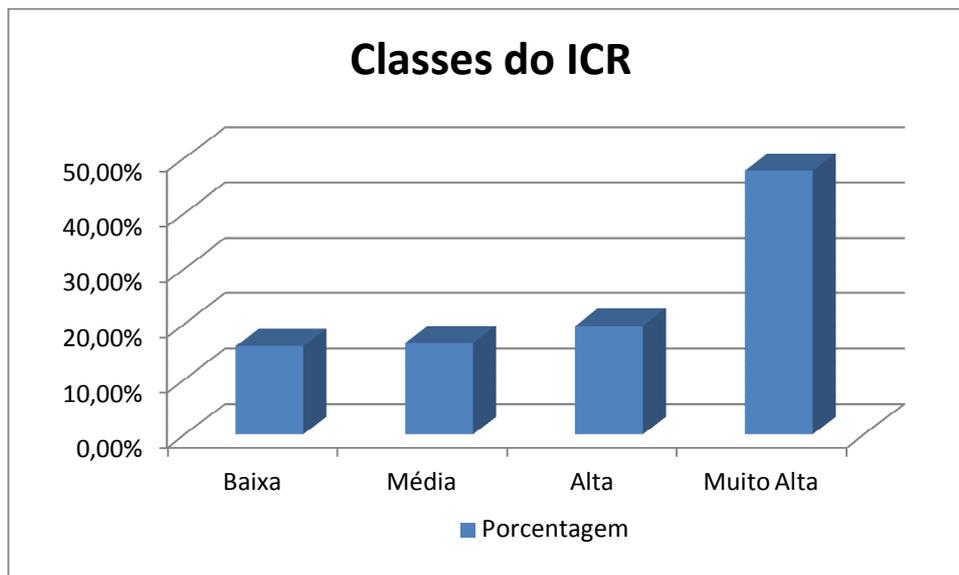
Quadro 03 - Intervalo das classes de ICR.

Classe	Intervalo de Classe
01	0 – 74 (Baixo)
02	74 – 151 (Média)
03	151 – 242 (Alta)
04	242 – 463 (Muito Alta)

Figura 24 – Mapa de ICR – Dissecação do Relevo.

Fonte: a Autora.

Figura 25 – Classes de ICR nas áreas de dissecação do BCRC.



A partir desses resultados é possível considerar que o padrão de dissecação do relevo se faz em percentual alto, conforme a atuação erosiva nos setores interfluviais potencializados pelos planos de fragilidades da rocha em que o BCRC está situado entre as zonas do Lineamento Pernambuco e Patos, a qual influencia as estruturas de falhamentos em distintas escala presente na área de estudo, influenciando na reconfiguração de ajustes na rede de drenagem. Segundo Corrêa, *et al.*,(2010), a dissecação é controlada pelas linhas de fraturas que se refletem nos interflúvios contemplando cristas simétricas em concordância com as direções dos falhamentos.

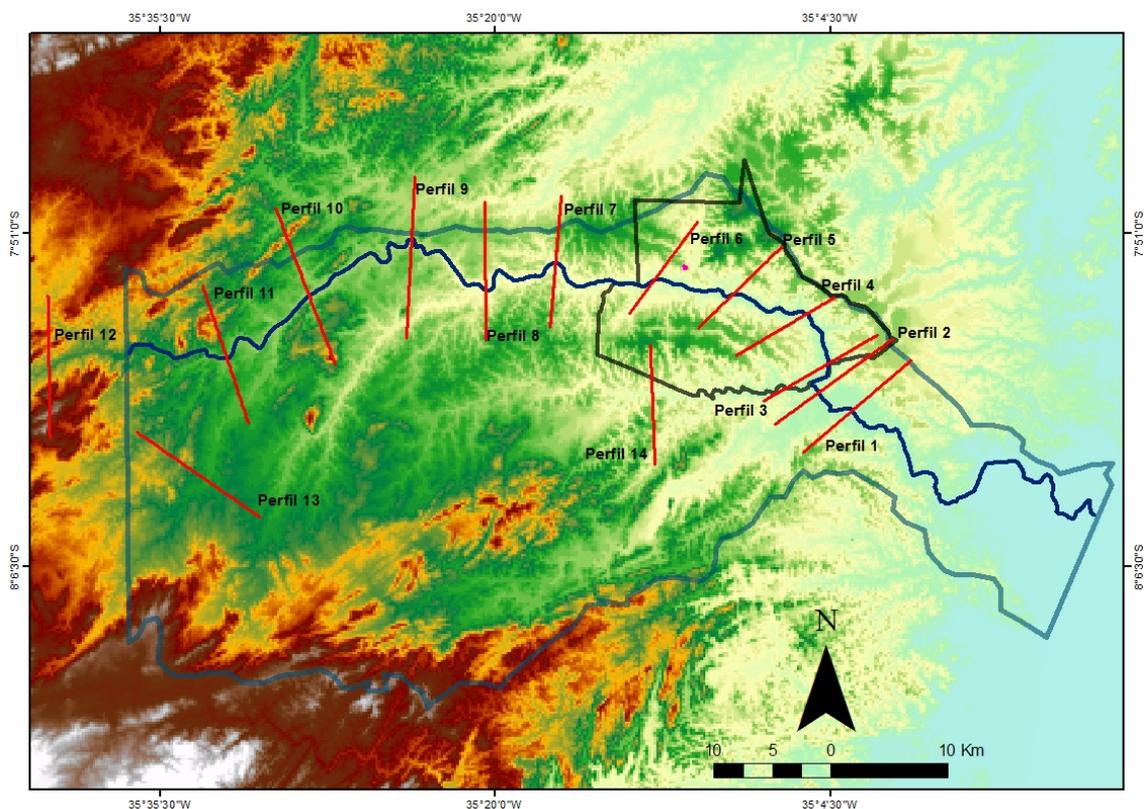
O grau de dissecação isola os fragmentos de tabuleiros que são retrabalhados e reduzidos por fatores exógenos, como as feições morfológicas convexas (colinas), assim como, remodela os vales em forma de “V” para vales em formas de “U”, descaracterizando a morfogênese da área. Nesse contexto, investigar um atributo morfométrico que avalie as medidas das margens do canal, o seu talvegue e sua largura se faz imprescindível para aprimorar a pesquisa em questão.

5.1.2 Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)

Para caracterizar valores de RFAV usa-se como parâmetro fundamental as formas dos canais, sendo os vales em forma de “U” atribuídos valores > 1 e para valores baixos em RFAV com vales em forma de “V” é atribuído o valores < 1 , indicando área de soerguimento recente (ANDRADE FILHO, 2010).

No entanto, quando o RFAV foi testado por Bull & McFadden (1977 *apud* Wells et al., 1988), para a montanha norte e sul da Falha Garlock, no sudoeste ao longo das margens norte do deserto de Mojave, no sul da Califórnia, nos Estados Unidos. Eles constaram que os valores calculados do RFAV variaram de 0,05 a 4,7, sendo os valores decorrente de vales ao norte da falha onde as frentes da montanha são tectonicamente ativa. Dessa forma, o referido autor considera a escala de valores abaixo de um a valores próximos de cinco como valores que indicam tectônica ativa. Os setores escolhidos nesta pesquisa para traçar os perfis longitudinais de RFAV foram feitos a partir da direção leste-oeste no município de São Lourenço da Mata, onde ocorreu a captura do rio Capibaribe (Figura 26).

Figura 26 – Perfis Seleccionados para o RFAV.



Fonte: A autora.

Os resultados adquiridos no RFAV variaram de 0,84 a 35,16. Contudo o valor do perfil 02 que cruza o meio do canal entalhado foi de 5,14, e os valores que predominaram no BCRC são relativamente baixos. Levando em consideração o alto grau de dissecação constatado na área é questionável que se encontre neste trecho valores de RFAV tendendo para baixo, indicando um cenário pretérito de formas de vales em “V”, característico conforme o método de controle tectônico (Tabela 05).

Tabela 05 – Valores medidos para calcular o RFAV.

Nome	Lfv (m)	Ade (m)	Add (m)	Efv (m)	RFAV
Perfil 01	854,0	45,0	45,0	20,0	35,16
Perfil 02	180,0	55,0	55,0	20,0	5,14
Perfil 03	176,0	50,0	50,0	20,0	5,86
Perfil 04	329,0	55,0	60,0	30,0	11,96
Perfil 05	137,0	70,0	75,0	30,0	3,22
Perfil 06	270,0	80,0	85,0	30,0	5,14
Perfil 07	89,0	90,0	95,0	40,0	0,84
Perfil 08	344,0	100,0	105,0	50,0	6,55
Perfil 09	178,0	130,0	135,0	60,0	2,45
Perfil 10	255,0	140,0	140,0	60,0	3,18
Perfil 11	132,0	145,0	150,0	70,0	1,70
Perfil 12	303,0	225,0	225,0	80,0	1,73
Perfil 13	261,0	90,0	90,0	40,0	4,97
Perfil 14	208,0	185,0	185,0	80,0	1,98

Nesse contexto investigativo, os valores RFAV no BCRC obtiveram sete valores abaixo de quatro, que são valores indicativos de reativação tectônica (Bull & McFadden, 1977 *apud* WELLS *et al.*, 1988), e sete valores acima de cinco. Demonstrando balanceamento nos resultados, entretanto, como essa porção está vinculada a dois setores estruturais controlados pelos macro

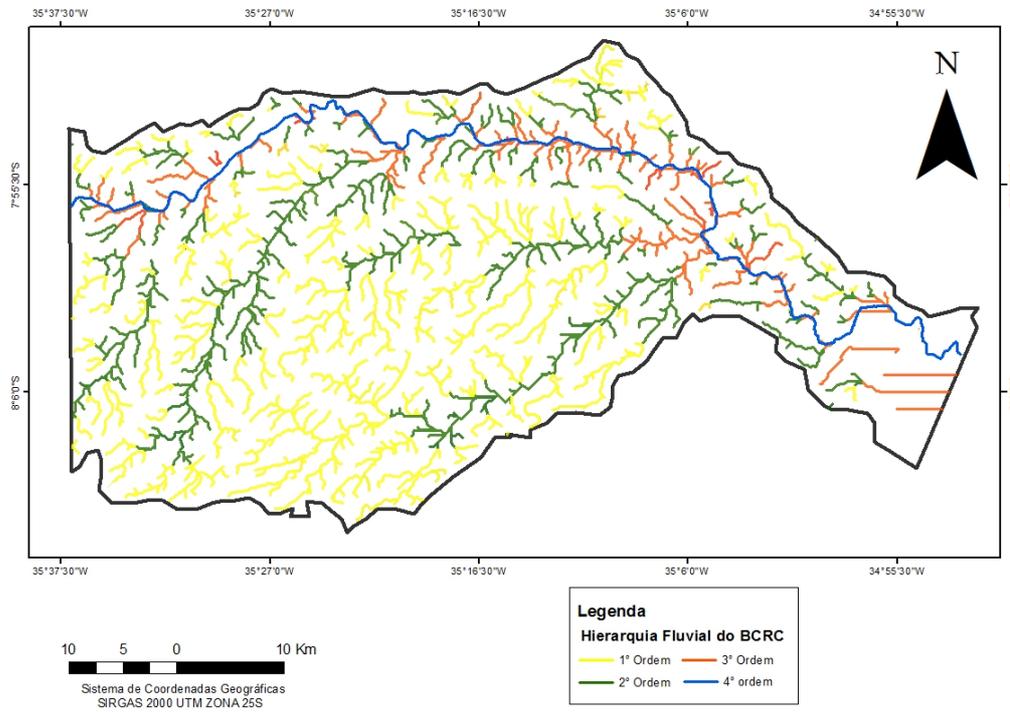
lineamentos, supõe que o curso de drenagem do rio Capibaribe obedeça à forte comando estrutural. Em pesquisas recentes têm demonstrado reativações sismogênicas atribuídas a estas estruturas no Nordeste, (BEZERRA *et al.*, 2011; OLIVEIRA *et al.*, 2012).

5.1.3 Hierarquia Fluvial

Hierarquicamente, o rio Capibaribe corresponde a uma drenagem de 4° ordem, segundo os parâmetros de classificação propostos por Strahler (1952), reconhecido e analisado nessa área no trabalho por (SILVA, 2015). De acordo com Strahler (1952), os menores canais sem tributários são considerados de primeira ordem, enquanto os canais de segunda ordem surgem da confluência de dois canais de primeira ordem, sendo que, só recebem afluentes de primeira ordem. Os canais de terceira ordem, por sua vez, aparecem da confluência de dois canais de segunda ordem, que podem receber afluentes de segunda e primeira ordem. Já os canais de quarta ordem surgem da confluência de canais de terceira ordem e assim sucessivamente.

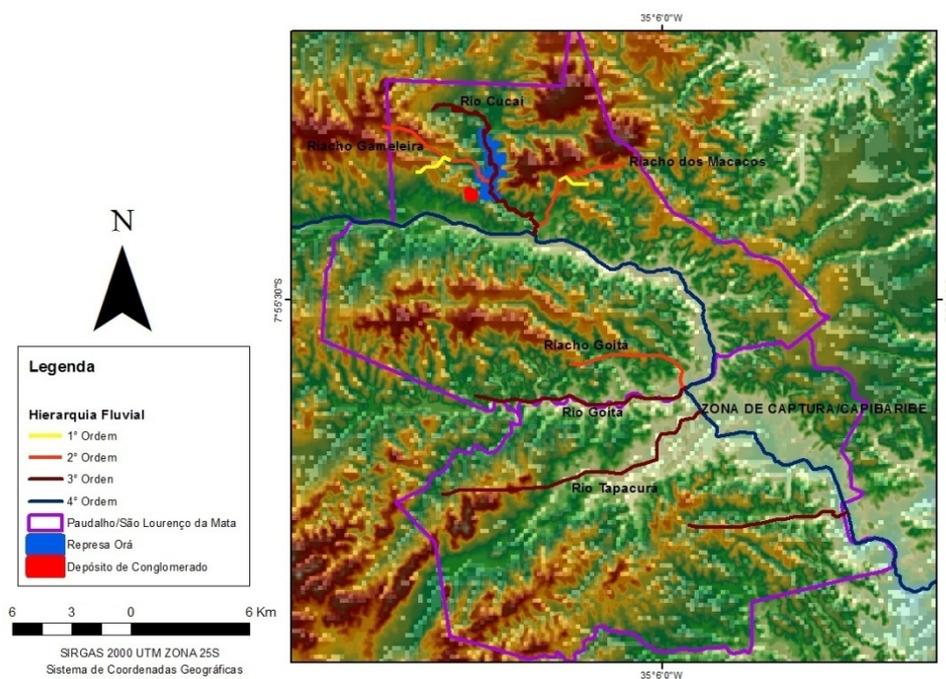
O BCRC apresenta uma variação da primeira à terceira ordem num total de 1.597 canais, dentre os quais há uma grande quantidade de canais de primeira ordem o que confere a densidade de drenagem. O rio Capibaribe é o principal canal e recebe toda carga de sedimentos dos seus tributários, tendo como seu principal afluente de terceira ordem o rio Tapacurá. A Figura 27 apresenta um panorama da hierarquia da rede de drenagem do BCRC e a Figura 28 retrata o ordenamento hierárquico dos canais fluviais no município de Paudalho.

Figura 27 – Drenagem do BCRC



Fonte: a Autora.

Figura 28 – Ordenamento dos canais fluviais em Paudalho proposto por Strahler (1952).



Fonte: IBGE, adaptado pela autora.

5.1.4 Morfometria de Drenagem

Partindo do princípio de que quanto maior o número de métodos aplicados em variáveis morfométricas em um ambiente, mais precisa será os resultados. A Tabela 06 apresenta uma série de dados relativos a toda bacia hidrográfica do rio Capibaribe e no BCRC. Nessa trama, o BCRC é assimétrico, apresenta alto índice de Densidade de drenagem, seu padrão de drenagem é dendrítico e demonstra, ainda, anomalia de drenagem de segunda ordem, conforme o Índice de Hack ou Relação Declividade Extensão-RDE (SILVA, 2013). Nesse sentido, o rio Capibaribe apresenta, em toda sua extensão, anomalias de drenagem, sendo um indicativo que essa área passou por processos de basculamentos em distintos graus na extensão do rio, o que leva os rios a acelerem o processo de entalhe, com aprofundamento do talvegue, gerando, a princípio, depósitos de terraços, os quais, ao continuar o processo de soerguimento, serão erodidos na sequência (ETCHEBEHERE, 2005).

O coeficiente de compacidade da bacia do rio Capibaribe apresenta um índice de 618,87, o que caracteriza uma bacia com geometria irregular, longe de um formato com circunferência de um círculo, visto que, segundo Cardoso (2006), quanto mais irregular for à bacia, maior o valor do coeficiente de compacidade. O Fator forma resultou no valor de 158,51, indicando que a bacia não apresenta forma circular, tendo forma alongada, com tendência a facilidade do escoamento superficial. Esses dois resultados foram reafirmados no valor de índice de Circularidade que é de 14,17, o que indica uma bacia estreita e não circular. O índice de Sinuosidade apresentou valor de 1,44, o qual é indicativo de canal que apresenta tendência a ser retilíneo, coincidindo com o real tracejo do rio Capibaribe que em alguns trechos é retilíneo, nesse caso, indica efetivo controle estrutural sobre a rede de drenagem, passando o mesmo a ser sinuoso apenas na planície Fluvial.

Tabela 06 – Medidas Morfométricas da Bacia RC (SRTM 30 m).

Características Físicas	Resultados
Altitude máxima (m)	1.000
Altitude máxima do BCRC (m)	250
Altitude mínima (m)	0,97
Área da bacia (km ²)	7.454,880
Área do BCRC (km ²)	2.192,280
Extensão total do rio Capibaribe (km)	280
Anomalia de Drenagem (RDE)	2° ordem
Coefficiente de compacidade (Kc)	618,87
Fato de Assimetria (AF)	Assimétrica
Lineamento de Drenagem	W-E e E-W
Fator de forma (F)	158,51
Índice de circularidade (IC)	14,17
Índice de Sinuosidade (Is)	1,44
Densidade de Drenagem (km/km ²)	51,26 à 461,38
Ordem da bacia (Strahler 1957)	4° ordem
Padrão de Drenagem	Dentrítica

5.1.5 Migração e Reconfiguração do Canal

As circunstâncias da dinâmica geomorfológica fluvial nos trópicos são complexas, pois compreende os processos ligados ao Quaternário, que influenciaram o sistema fluvial, devido às distintas escalas e ao quadro estrutural de cada paisagem. Com isso, entender como cada sistema está conectado ao paleoambiente pode levar a compreender as alterações hidrográficas atuais. Por conseguinte, faz-se necessário tecer investigações para as projeções ou propensões sistêmicas futuras. Lembrando que, segundo Salgado-Labouriu (2007), paleoclima é o clima do período antes do desenvolvimento das médias instrumentais adquiridas.

No referente ao Quaternário, as oscilações de períodos frios com intervalos de épocas mais quentes caracterizam os ciclos de mudanças extremas no planeta. Entende-se que desde o final do Cenozóico a estrutura climática alternou a temperatura do ar, a direção dos ventos e as precipitações

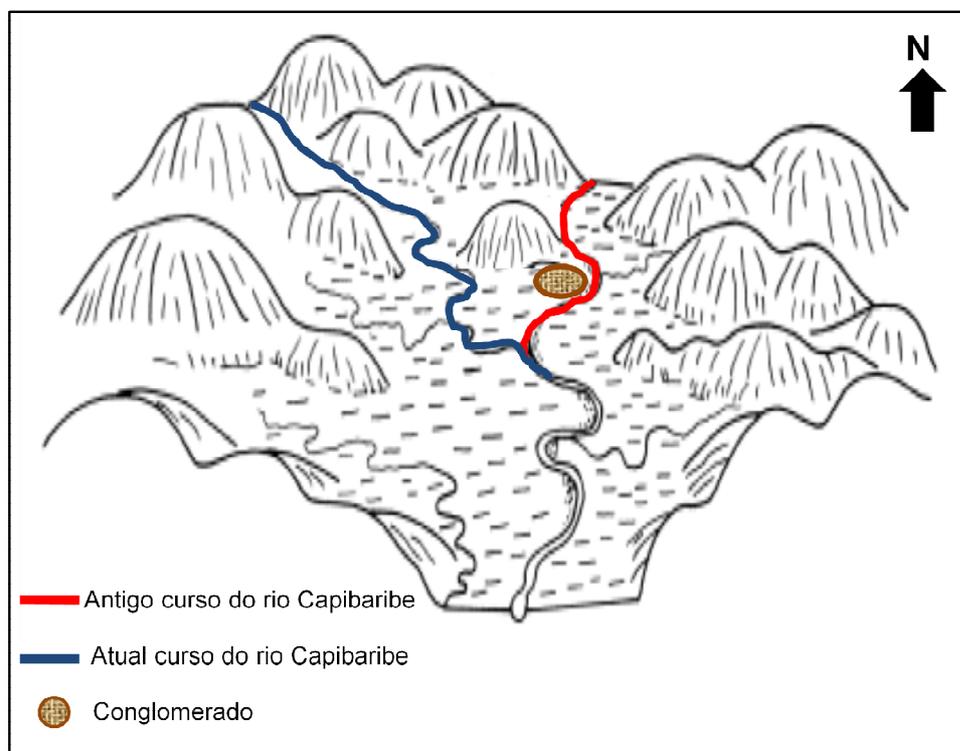
que modificaram a superfície das rochas, o relevo e a cobertura vegetal dos continentes, pois tanto o excesso quanto a ausência de água no sistema podem causar alterações químicas e físicas nas rochas e sedimentos (SALGADO-LABOURIU, 2007).

Nesta perspectiva, Vandenberghe (2008) expõe um aparato de argumentos para apoiar os impactos preponderantes do clima na natureza dos sedimentos fluviais e nas formas do relevo. Já (BIGARELLA, MOUSINHO & SILVA, 1965 *apud* SUGUIO, 2010; BIGARELLA, 2003), enfatizam as ações morfodinâmicas da evolução das vertentes que teriam sido regidas por processos de degradação lateral, favorecendo o desenvolvimento de pedimentos (clima semiárido, chuvas concentradas e torrenciais), alternados com fases de dissecação vertical (clima úmido).

Neste contexto, as evidências paleoclimáticas do Quaternário que são retratadas no BCRC refletem as peculiaridades e “cicatrices” no relevo que podem estar associadas a ações conjuntas do clima e da neotectônica. Ressaltando que, cada canal obtém comportamento e processos distintos (CHRISTOFOLETTI, 1980).

O estudo do depósito de conglomerado no município de Paudalho sugere ser de ambiente fluvial, associado aos resultados morfométricos, as observações em sensoriamento remoto e em campo, foi percebido uma possível migração de canal, conforme a caracterização deste depósito. No que se refere a essa evidência, a ocorrência pode ter decorrido em função do canal (antiga linha de descarga do Capibaribe) ter abandonado este depósito de conglomerado com dimensões inviáveis para o nível de base atual, além do que, tal depósito apresentar características dos seixos serem transportados por longa distância, discriminado a seguir: pacote sedimentar com tamanho de 77,69 m², com perímetro de 1.534 metros, altura de mais de 15 metros, subdividido em dois pisos e mais de 260 metros de comprimento na margem da BR 408. Os seixos com diâmetro de 08 centímetros, arredondados e subarredondados envolvidos com pouca matriz. A figura 29 apresenta um modelo hipotético a qual procedia à antiga linha de descarga do Capibaribe traçado em vermelho na figura, assim como, o conglomerado e o atual trajeto do Capibaribe.

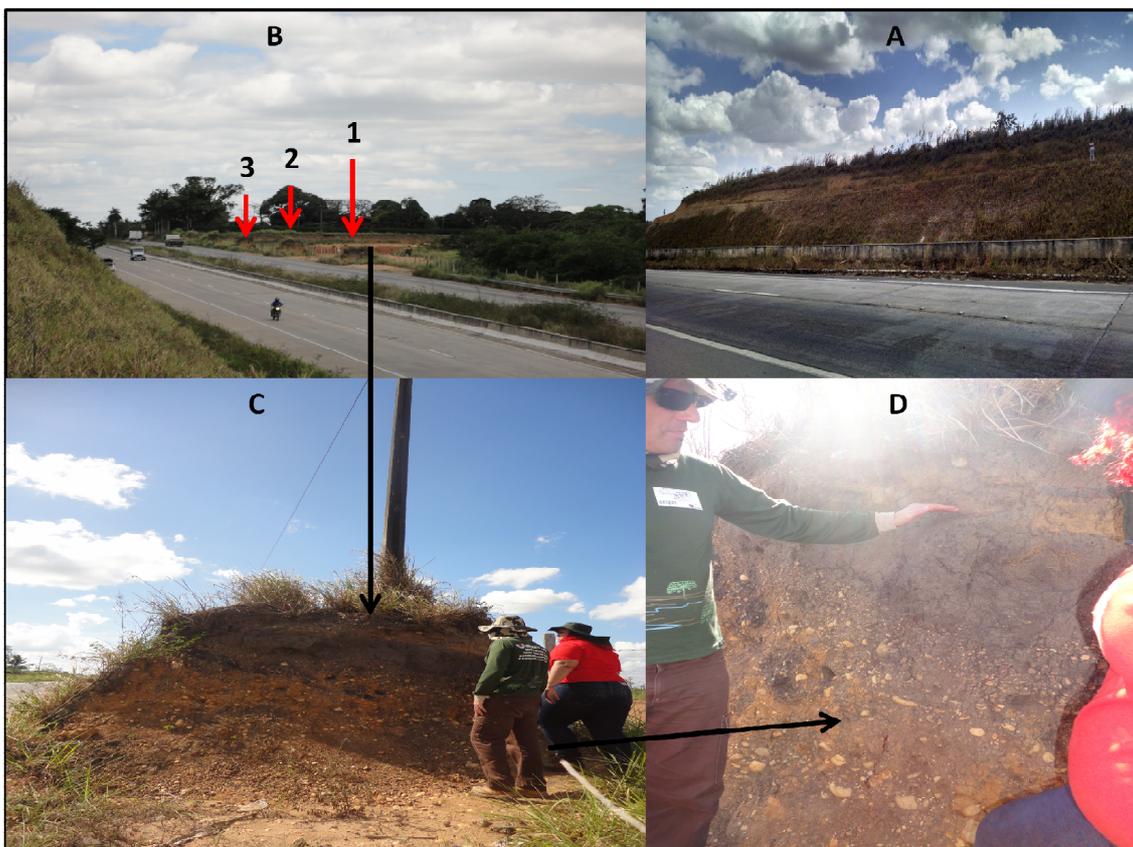
Figura 29 – Hipótese da paisagem do BCRC.



Fonte: Ab'Saber (1966) , adaptado pela autora.

Nesse contexto, a figura 30 demonstra como a dimensão do depósito de conglomerado confere a migração de canal, pois esse pacote sedimentar provavelmente adquiria estrutura de tamanho até o lado oposto onde atualmente encontra-se a margem da BR 408 e a represa Orá, que é um represamento do atual rio Cucaí (antiga linha de descarga do rio Capibaribe) pela Companhia Pernambucana de Saneamento – COMPESA. Provavelmente esse depósito começava na margem do atual rio Cucaí, se estendendo até o lado oposto da BR 408. Nesse caso, quando a BR 408 foi construída rompeu esse depósito deixando testemunhos no lado direito e esquerdo da rodovia e, quando a mesma foi duplicada a partir de 2012 as obras de construção removeram muitos sedimentos desse depósito nas duas margens.

Figura 30 – Imagem de três pequenos testemunhos do depósito de conglomerado do lado oposto da BR 408, onde se encontra o depósito pesquisado em Paudalho: Foto (A), imagem panorâmica do conglomerado (margem esquerda da rodovia); foto (B) testemunhos de três (1, 2 e 3) pequenos depósitos de conglomerado (margem direita da rodovia); foto (C) imagem aproximada do testemunho número (1) e foto (D) imagem com *zoom* do testemunho (C).

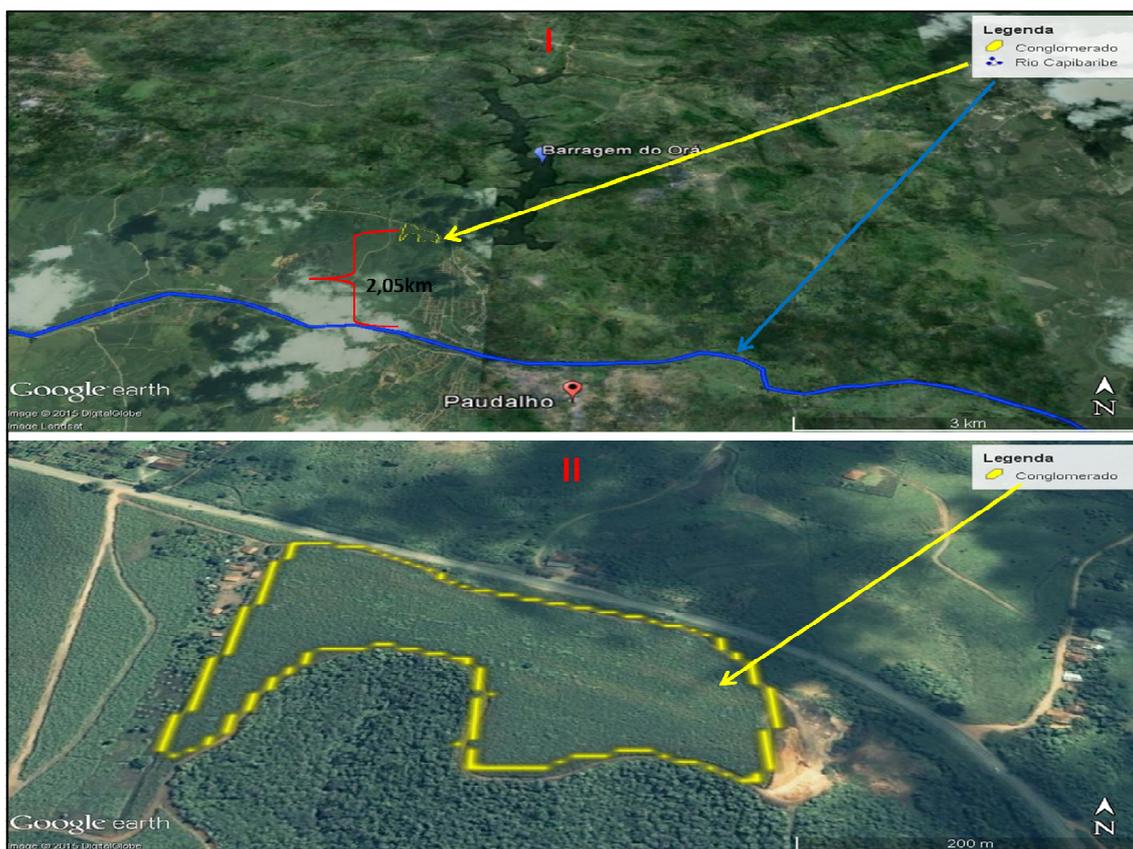


Fonte: A autora (02/11/2014).

Nessa situação, a hipótese que deduz esse evento foi que devido à ausência de *inputs* climáticos, a antiga linha de descarga do Capibaribe foi perdendo força e foi se reajustando, conforme baixo hipsométrico e possivelmente as estruturas de cisalhamento, falha e fraturas, em que o rio desceu gradativamente, fazendo um ângulo aproximado de 30°. De acordo com a medição em imagens de satélite e visualização em campo, o antigo

curso do rio Capibaribe (hoje rio Cucaí) mantém distância em linha reta do curso atual do Capibaribe em 2,63 quilômetros e a distância do atual canal Capibaribe para o conglomerado é de 2,05 quilômetros. Entende-se que o canal, atual rio Cucaí, perdeu uma ordem hierárquica, passando de quarta para terceira ordem (Figura 31).

Figura 31 – Panorama da delimitação do conglomerado em Paudalho em imagem de satélite. Na parte superior (I), vista geral da represa Orá, do conglomerado e do rio Capibaribe. A distância do conglomerado para o rio Capibaribe é de 2,0 quilômetros. Na parte inferior (II), uma visão aproximada do conglomerado e na frente deste depósito a BR 408.

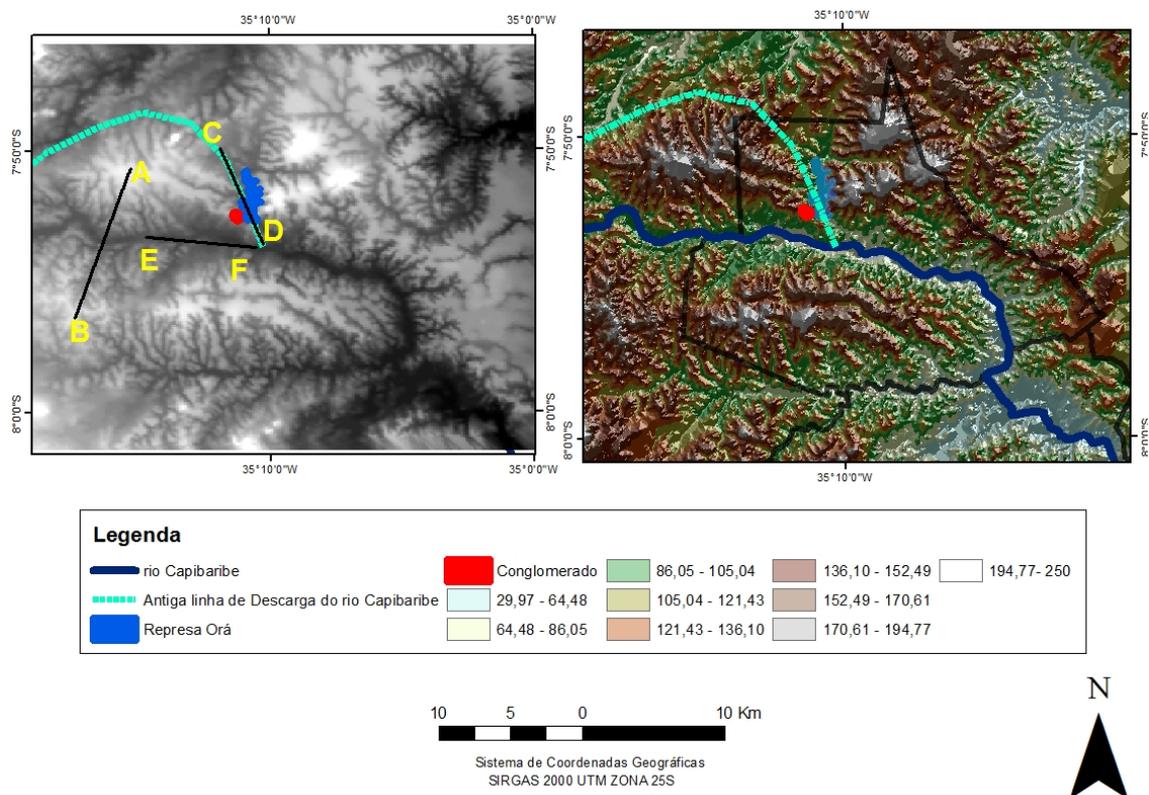


Fonte: Google Earth.

Nesse quadro, foram traçados três perfis longitudinais na drenagem que está majoritariamente vinculado ao depósito de conglomerado abandonado

pele Capibaribe e com isso a migração de hierarquia de canal. A Figura 32 retrata a demarcação dos perfis longitudinais. Adicionalmente, a antiga linha de descarga do rio Capibaribe continha aproximadamente 20 quilômetros de extensão (medido em imagem SRTM), começava no extremo oeste do município de Lagoa do Carro direcionava para o setor norte deste município até passar por trás da colina “A”, até a confluência atual do rio Cucai com o rio Capibaribe em Paudalho. Atualmente, o canal do rio Cucai tem 08 quilômetros de comprimento começando no centro oeste de Paudalho e findando na represa Orá.

Figura 32 – Localização da antiga linha de descarga do rio Capibaribe e as marcações dos perfis longitudinais.

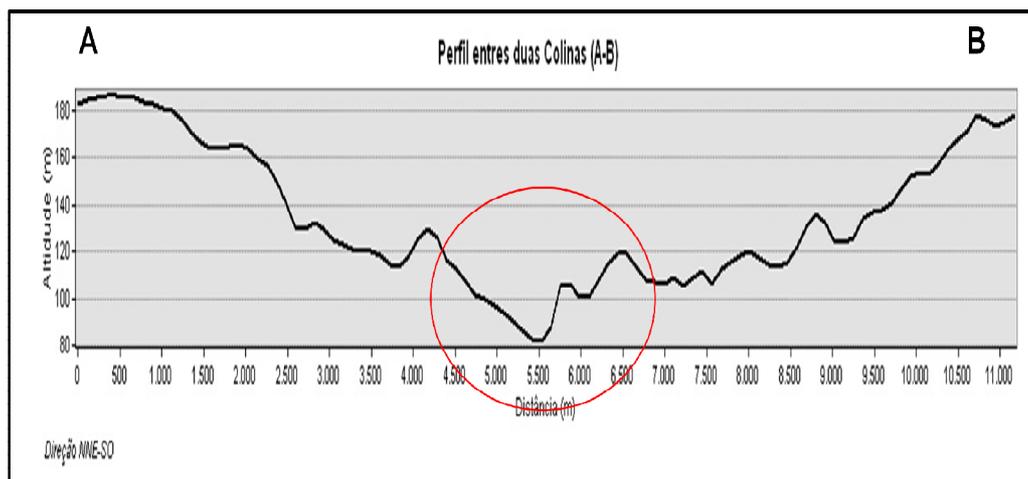


Fonte: Os Autores.

O perfil A-B representa a distância entre as duas colinas que atualmente são separadas pelo percurso do Capibaribe, ambas com picos de altitude de 180 metros de altitude. Leva-se a crer que essa porção esteve ligada e com as

ações erosivas foi se isolando e o trecho circulado em vermelho no perfil longitudinal apresenta altimetria de 80 metros, local que atualmente corre o rio Capibaribe entre tais colinas (A e B). Ressalta-se que o nível de dissecação do relevo nessa área é bastante alto retratando o retrabalhamento erosivo (Figura 33).

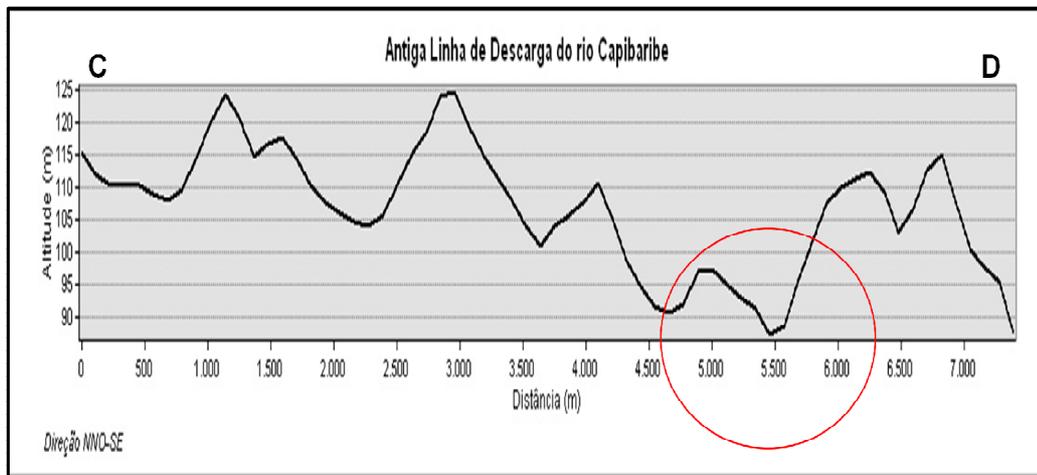
Figura 33 – Perfil Longitudinal das colinas entre o rio Capibaribe (A-B).



Fonte: A autora.

No que se refere ao perfil C-D foi tracejada no ponto em que o rio Capibaribe deixa de correr (antiga linha de descarga), e que atualmente encontra-se o rio Cucaí. Nesse segmento, a linha circulado em vermelho é o ponto em que o rio Capibaribe abandona o conglomerado, constatado nas coordenadas geográficas e, que há um baixo hipsométrico significativo de 90 metros de altitude. Vale salientar que esse segmento nos dias atuais refere-se ao rio Cucaí que tem 08 quilômetros em extensão (Figura 34).

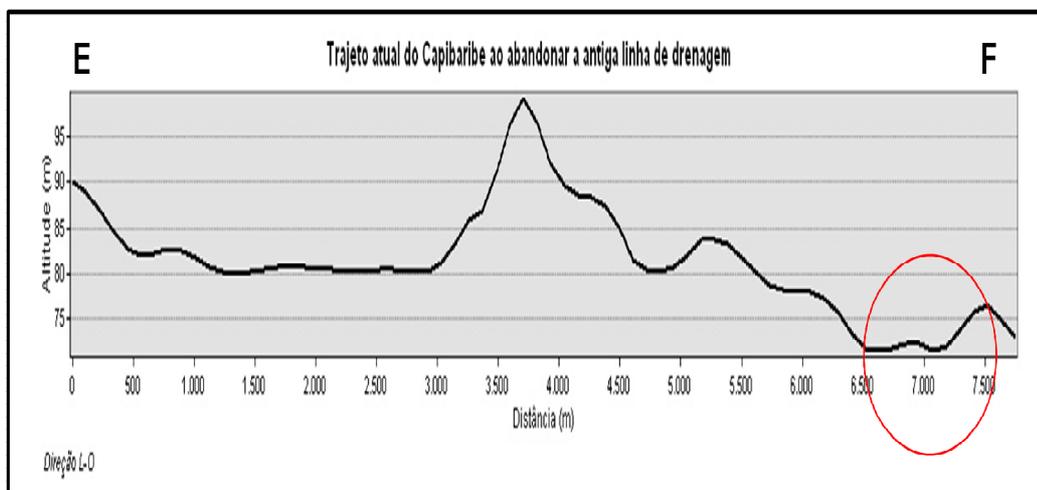
Figura 34 – Perfil Longitudinal da antiga linha de descarga do rio Capibaribe (C-D).



Fonte: A autora.

Já o perfil longitudinal E-F, refere-se ao trecho em que o rio muda de sentido, verifica-se que ao abandonar a antiga linha de descarga do rio Capibaribe, o mesmo passa a correr em um trecho com baixo hipsométrico expressivo quando comparado ao perfil anterior (rio Cucaí). A circulação em vermelho apresenta valor inferior a 75 metros de altitude, indicando que o rio procurou um caminho com menor esforço de atuação (Figura 35).

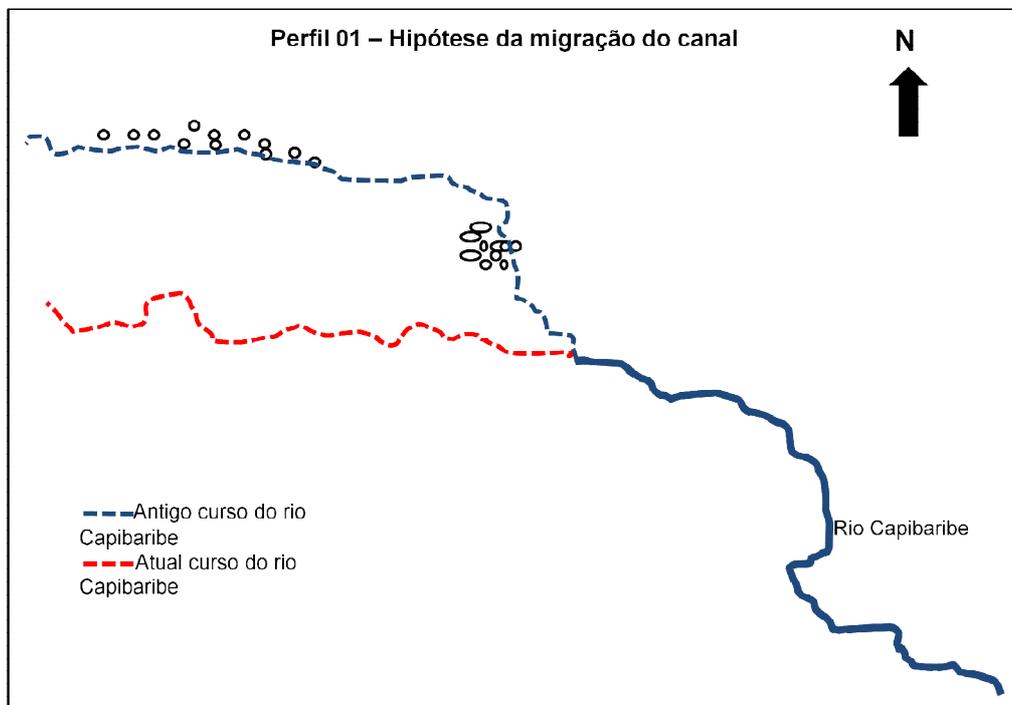
Figura 35 – Perfil Longitudinal (E-F)



Fonte: A autora.

As figuras 36 e 37, retratam as hipóteses da migração do canal apresentadas nos perfis longitudinais e a demonstração do deslocamento dos seixos na antiga linha de descarga do rio Capibaribe que, posteriormente, foram acumulados em uma área restrita, indicando que possivelmente os *inputs* energéticos da força d'água diminuíram ao ponto do canal principal correr em outro sentido com baixo hipsométrico e abandonar o conglomerado. Na hipótese 01 o rio Capibaribe corria pela antiga linha de descarga que continha 20 quilômetros de extensão, que parte dele contempla atualmente o rio Cucaí, a qual trazia toda carga de sedimentos e cascalhos no curso do rio.

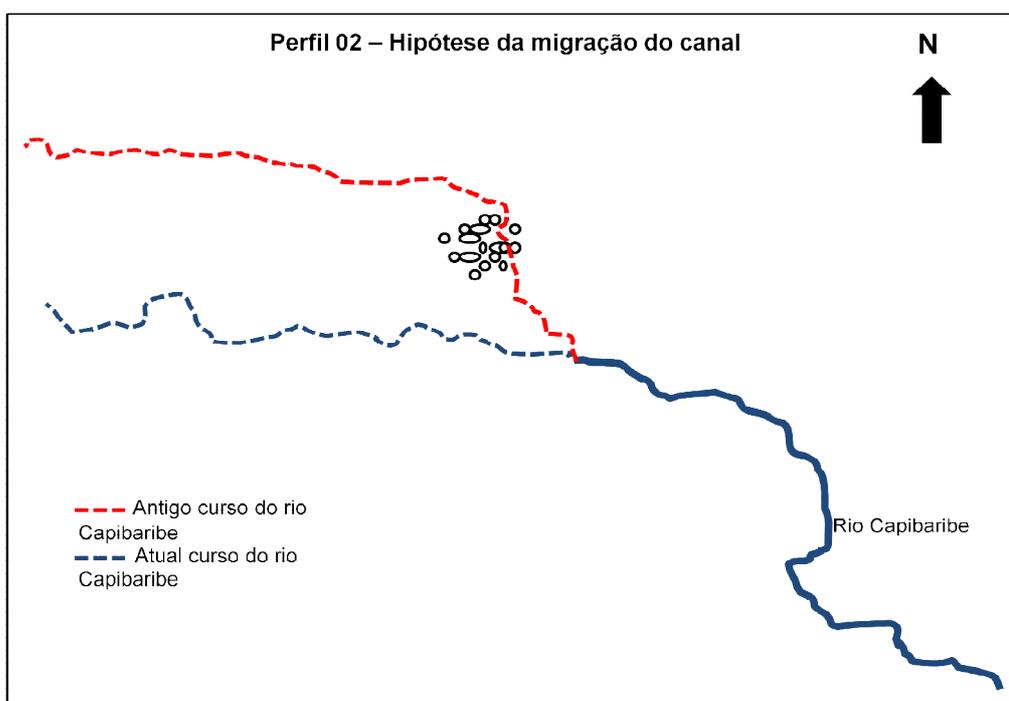
Figura 36 – Representação hipotética 01 da antiga linha de descarga do rio Capibaribe.



Fonte: A autora

Na hipótese 02, a antiga linha de descarga do rio Capibaribe por possíveis reajustes estruturais abandona tal trajeto e passa a correr por um caminho paralelo e com baixo hipsométrico constatao nos perfis longitudinais, procurando um caminho mais fácil para escoar. Nessa situação, o rio perde força e migra de sentido abandonando o depósito de conglomerado estudado.

Figura 37 – Representação hipotética 02 da antiga linha de descarga do rio Capibaribe.

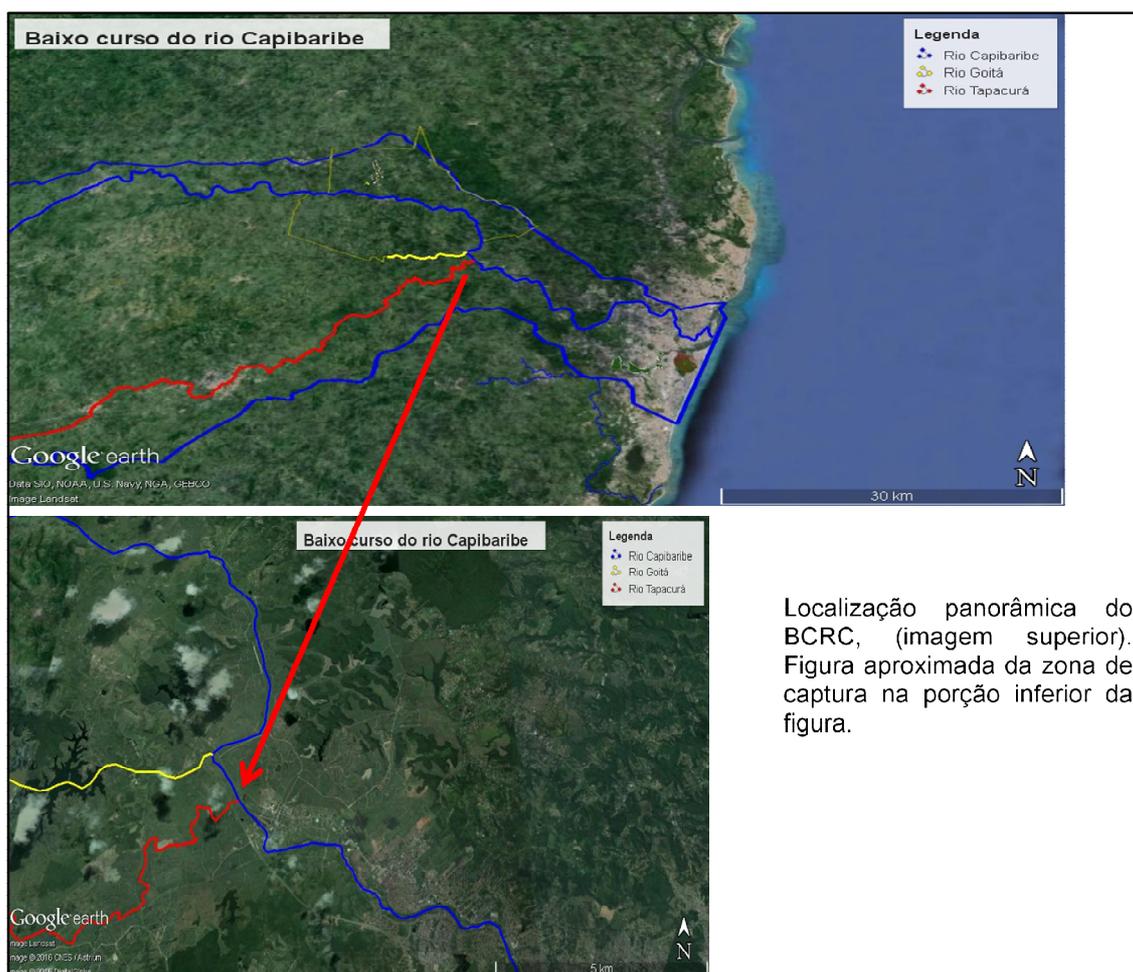


Fonte: a Autora

Nessa ordem de investigação, identifica-se na referida bacia (BCRC) outro indicativo de controle estrutural, bem retratado em imagem de alta resolução (Geo-Eye©) no Google Earth, em que o rio Capibaribe foi capturado por direção de falha. Nesse caso, o rio corria na direção oeste-leste quando na altura do limite administrativo entre os municípios de Paudalho e São Lourenço

da Mata foi “fragmentando”, desviando para a direção sul onde a influência do domínio lito-estrutural impôs seu controle, fazendo pequenos ângulos, até encaixar-se em uma provável direção de falha por 2,63 quilômetros em linha reta, mudando de direção em uma angulação de quase 90°, ou seja, ângulo reto típico indicativo de controle estrutural (CHISTOFOLETTI, 1980), (Figura 38)

Figura 38 – Vista Panorâmica e aproximada da zona de captura do BCRC

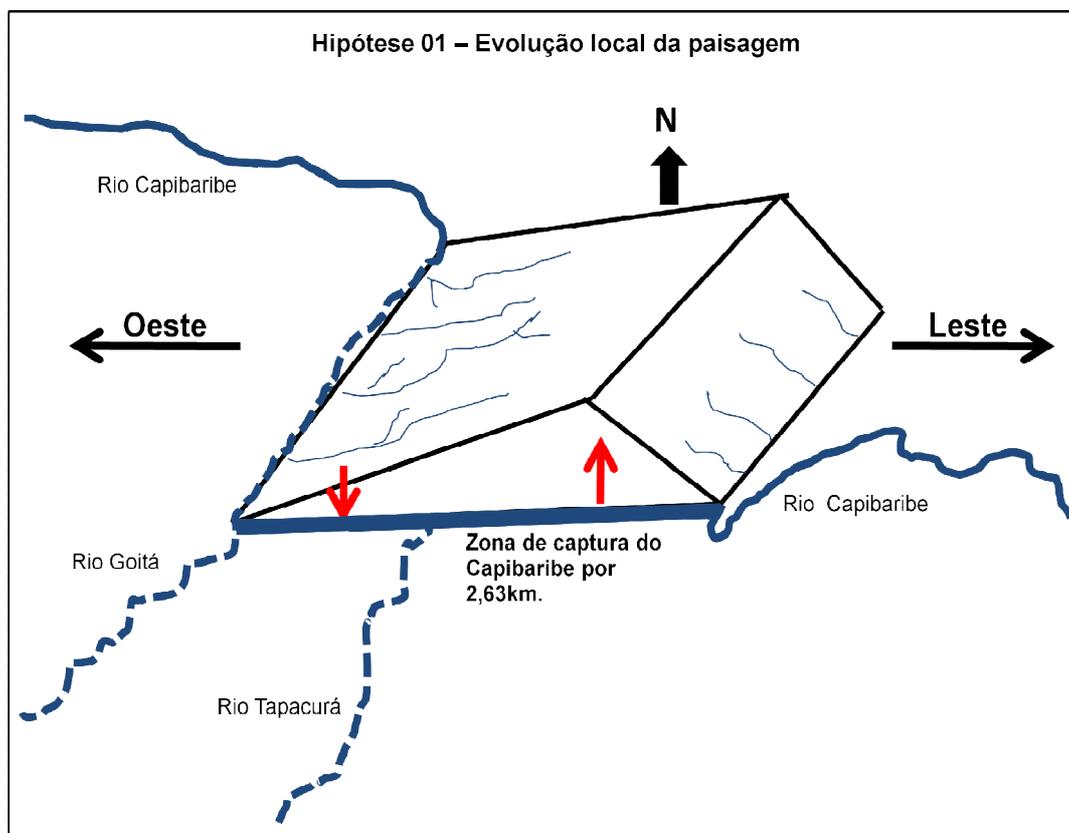


Fonte: Google Earth

Nessa circunstância, um lado do bloco cedeu (lado oeste), trajeto a qual o Capibaribe passa a correr, e outro subiu (lado leste) em escala local, formando basculamento. Assim, o canal flexurou na margem esquerda e possivelmente a carga hídrica do lado mais baixo e o controle estrutural

tectônico comandado pelos complexos domínios de falhamentos impôs o surgimento dos afluentes do rio Goitá e do rio Tapacurá. Tais constatações corroboram com Cavalcanti *et al.* (2008) que mencionou, a drenagem do rio Capibaribe parece controlada pela geologia, seguindo o lineamento das camadas rochosas até certo trecho, onde sofre uma inflexão para Sul, confluindo com os rios Goitá e Tapacurá para SE da área, na qual há um baixo hipsométrico (Figura 39).

Figura 39 – Hipótese da evolução local 01.

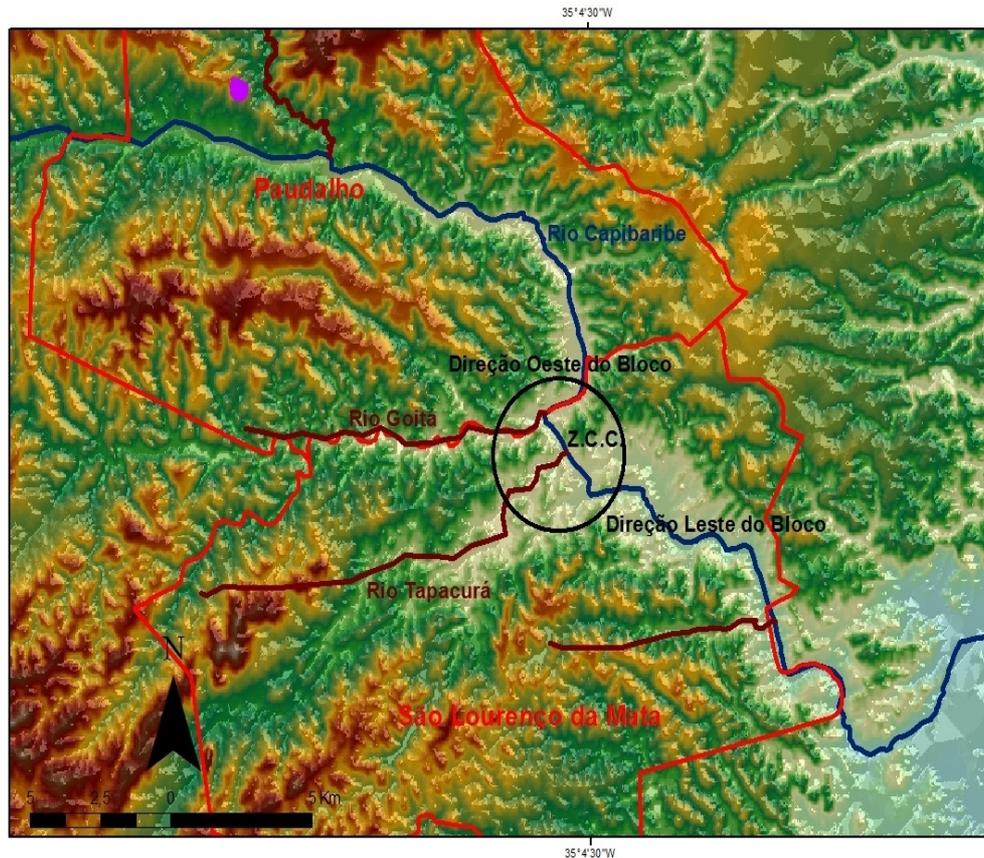


Fonte: A autora.

Com o decorrer do tempo, o bloco soerguido por reajustes no relevo foi cedendo, constituindo uma paisagem alterada que deixou nesse episódio sua assinatura tanto na zona de captura do canal, quanto como possível condicionante para o surgimento dos afluentes Goitá e Tapacurá, assim também, no abandono do depósito de congloemrado. Salumini (2004) argumenta que a rede de drenagem pode posicionar-se em zonas de fraquezas

lito-estrutural caracterizando a geologia da área. Esse mesmo autor faz uma menção aos ângulos retos reconhecidos no canal do BCRC que os mesmos caracterizam o controle estrutural (Figura 40)

Figura 40 – Hipótese da evolução do local 02. Localização da zona de captura do Capibaribe e dos afluentes Goitá e Tapacurá.



Fonte: A autora.

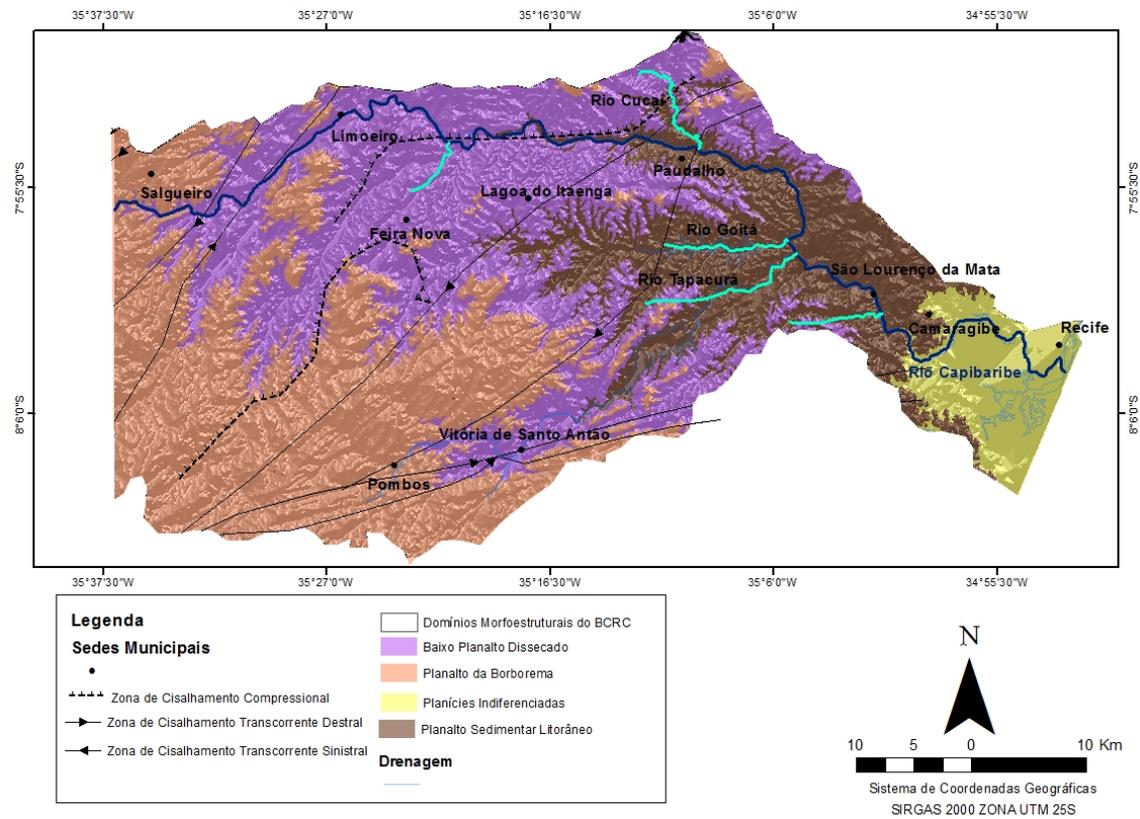
Nessa conjuntura da dinâmica dos cursos fluviais as feições retratam controles lito-estrutural, por exemplo, uma drenagem anômala corresponde a uma alteração local e/ou regional dos padrões de drenagem, visto que, esse desvio sugere ajustes estruturais ou topográficos (HOWARD, 1967). Nessa perspectiva, cada forma anômala representa um significado para ser investigado que normalmente diverge do arranjo geral dos elementos de drenagem na área (SOARES *et al.*, 1976).

Assim, a rede de drenagem retrata neste trecho distintas configurações que caracterizam controle estrutural possivelmente comando por reativações tectônicas, tanto no depósito de conglomerado que foi deixado na paisagem a partir da migração de hierarquia de canal, como na captura do Capibaribe na direção de falha. Ressalta-se que pulsos tectônicos têm reativado antigos falhamentos do Neoproterozóico configurando rearranjo tectônico, nesse caso, gerando deformações de idade cenozóica e criando espaços de acomodação para os sedimentos neogênicos (BEZERRA *et al*, 2011).

5.2 COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL DO BCRC

A presente compartimentação morfoestrutural foi dividida em quatro grandes domínios morfoestruturais, que representam as unidades de maior táxon hierárquico do relevo, vinculados aos limites entre as bacias sedimentares marginais e as litologias metamórficas e plutônicas dos complexos Pré-Cambrianos. Para essa divisão foi atribuídos análises no domínio geológico pela CPRM, sob observações de perfis longitudinais em imagem da TOPODATA (Figura 41).

Figura 41 – Domínios Morfoestruturais do BCRC.



Fonte: A autora.

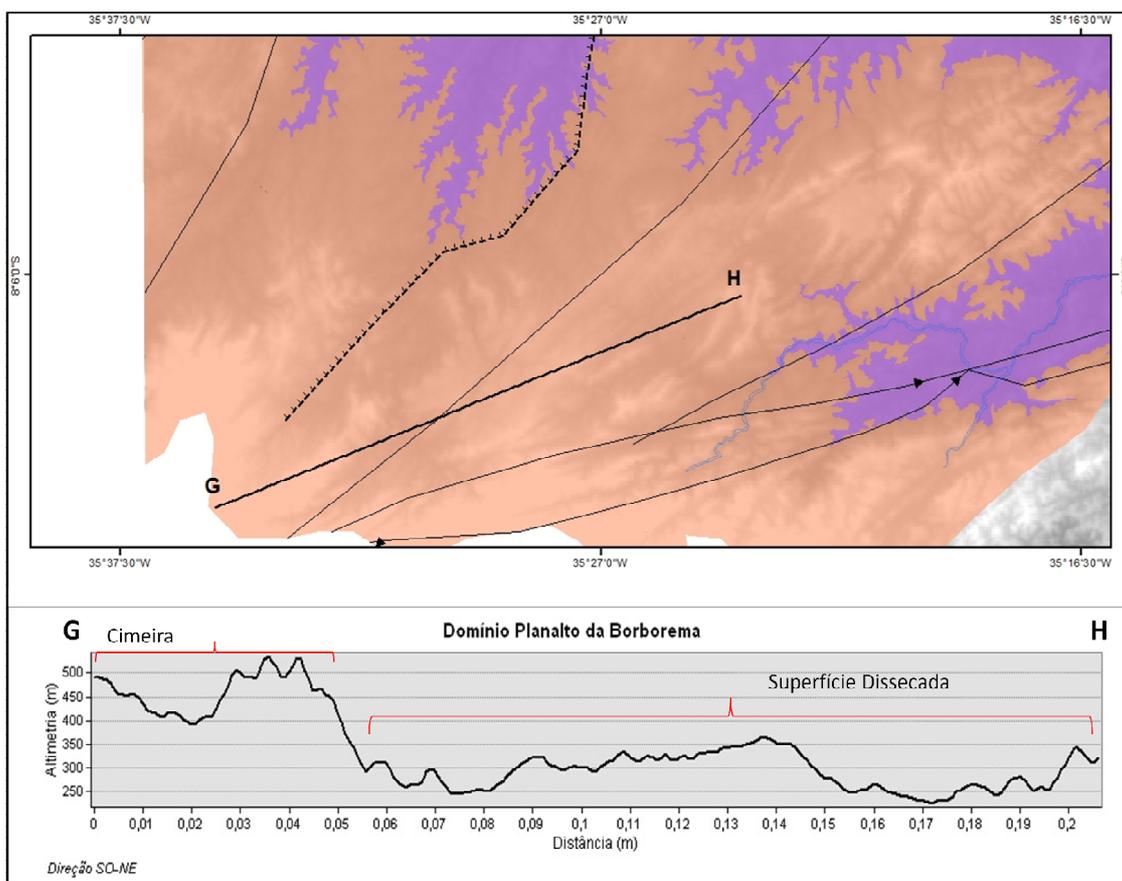
5.2.1 Planalto da Borborema

É o maior domínio nessa porção do BCRC, considera-se a principal unidade de relevo do Nordeste oriental, se subdividindo em distintos compartimentos. De acordo com Brito *et al.* (2004), a característica principal do Planalto da Borborema são extensas zonas de cisalhamentos com *trend* geral E-W e NE, geradas em um evento de grandes proporções de deformações dúcteis do ciclo Orogênico Brasileiro. Essas zonas de cisalhamentos mais significativas é o lineamento de Patos ao norte do BCRC e o lineamento Pernambuco ao Sul da referida área que são as principais estruturas pré-cambrianas.

Para Matos (1987; 1992 *apud* LIMA, 2008), na ruptura de Gondwana Ocidental e a abertura do Oceano Atlântico durante o Mesozóico, as descontinuidades arqueanas foram reativadas por uma tectônica rúptil, assim, esses esforços propiciaram a instalação de um conjunto de bacias intracontinentais de pequeno porte e a geração de bacias marginais, como parte da evolução do sistema *riftes* cretáceo do Nordeste do Brasil.

No BCRC, o domínio do Planalto da Borborema foi subdividida em dois compartimentos, o primeiro são as cimeiras acima de 400 metros de altitude em que a drenagem está sobre rochas de alto grau de metamorfismo nos Complexo Vertente e Surubim e nos Granitóides indiscriminados. E o segundo compartimento são as superfícies dissecadas que pelo processo de intemperismo e erosão foram rebaixadas (Figura 42).

Figura 42 – Perfil Longitudinal do Planalto da Borborema



5.2.2 Domínio do Baixo Planalto Dissecado

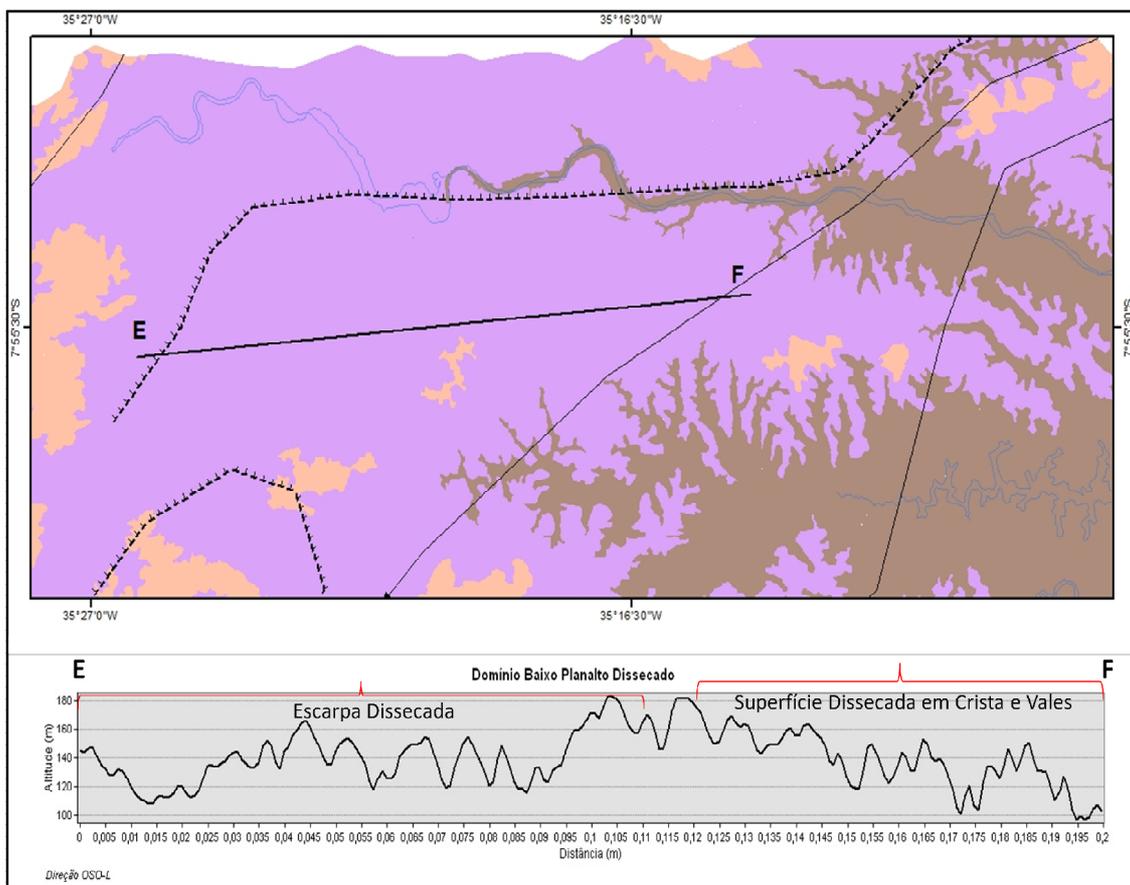
Este domínio refere-se ao Piemonte da Borborema caracteriza-se por ter passado por processos mais intensos de denudação e atualmente é composto pela exposição de lito-estrutura mais profunda do complexo cristalino, é uma porção do relevo rebaixado com estruturas herdadas pelas rochas (MONTEIRO, 2010; SILVA, 2012). Este compartimento no BCRC apresenta-se subdividido em duas seções, sem a presença de cobertura sedimentar terciária significativa, sendo os sedimentos possivelmente originados das encostas ou do intemperismo das rochas *in situ*.

É o domínio de formas convexas, em diversos graus de isolamento com altitudes abaixo da cota de 200 metros. No BCRC é uma unidade seccionada por uma densa rede de drenagem dentrítica, condicionada pelas estruturas

lineares subjacentes, com rios apresentando trechos de canais retilíneos, mudanças de ângulos e *knick-points*. Sobre as litologias dos complexos Mesoproterozóico, com predomínio de rochas metamórficas e plutônicas, os modelados evoluem para formas pluriconvexas, cada vez mais aguçadas à medida que se afastam da linha de costa. Sobre esse arcabouço geológico ocorrem linhas de cristas, segmentos retilíneos de escarpas e maciços isolados por zonas de cisalhamento pré-cambrianas.

O primeiro compartimento apresentado no perfil longitudinal são as Superfícies Dissecadas em Cristas e Vales que pode ser reconhecidas como estrutura de blocos falhados sob a influência das zonas de cisalhamentos e o segundo compartimento são as Escarpas Dissecadas que referem-se às rampas do Planalto da Borborema sobre o Complexo Salgadinho (Figura 43).

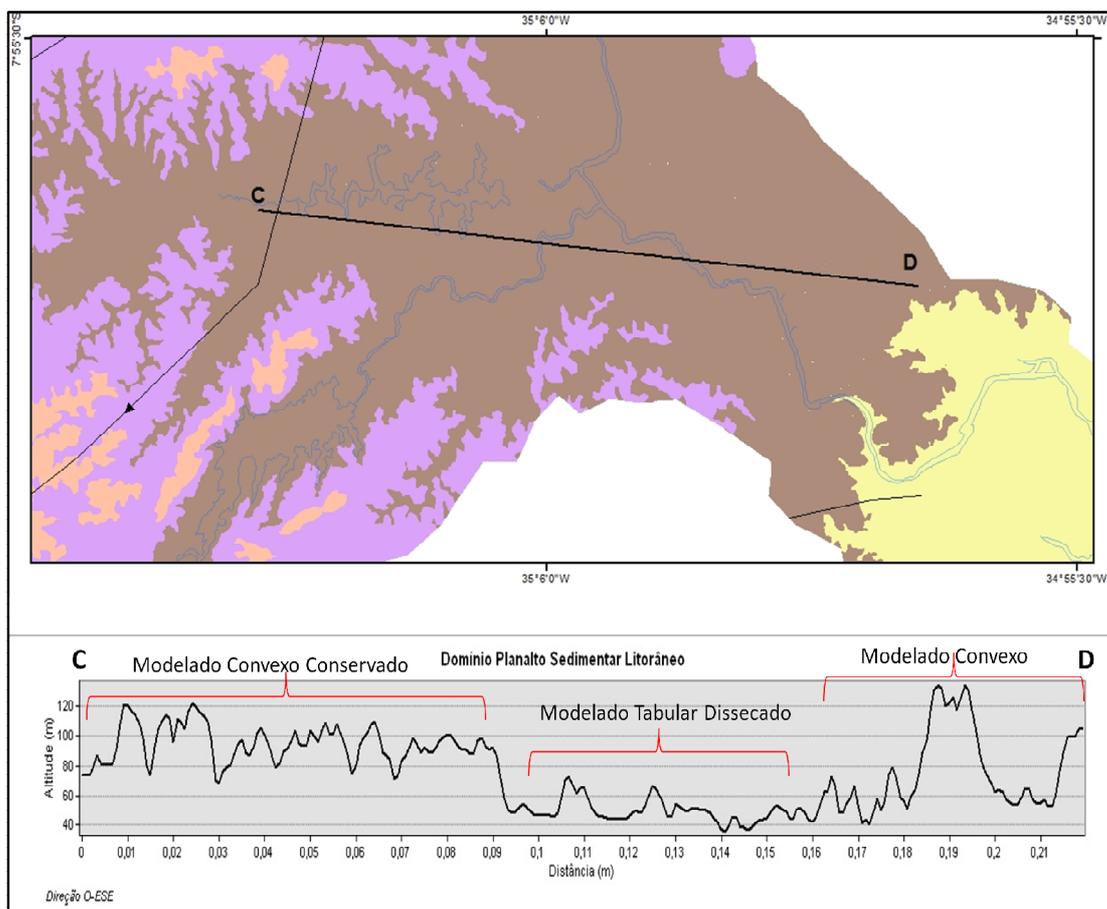
Figura 43 – Perfil Longitudinal do Baixo Planalto Dissecado



5.2.3 Planalto Sedimentar Litorâneo

Este compartimento está sobre as litológicas da bacia Paraíba e, sobretudo, do capeamento cenozóico da mesma, associados aos sedimentos da Formação Barreiras do Neógeno. O domínio do Planalto sedimentar litorâneo se subdivide em três unidades morfológicas em função do estado de conservação dos seus níveis de cimeira e sua relação com as encostas adjacentes. Defini-se assim: Modelado Convexo, Modelado Tabular Dissecado e Modelado Convexo Conservado, a qual o maior nível de erosão foi processado na segunda feição, o que confere a alta densidade de drenagem e, conseqüentemente a dissecação das bordas deste tabuleiro (Figura 44).

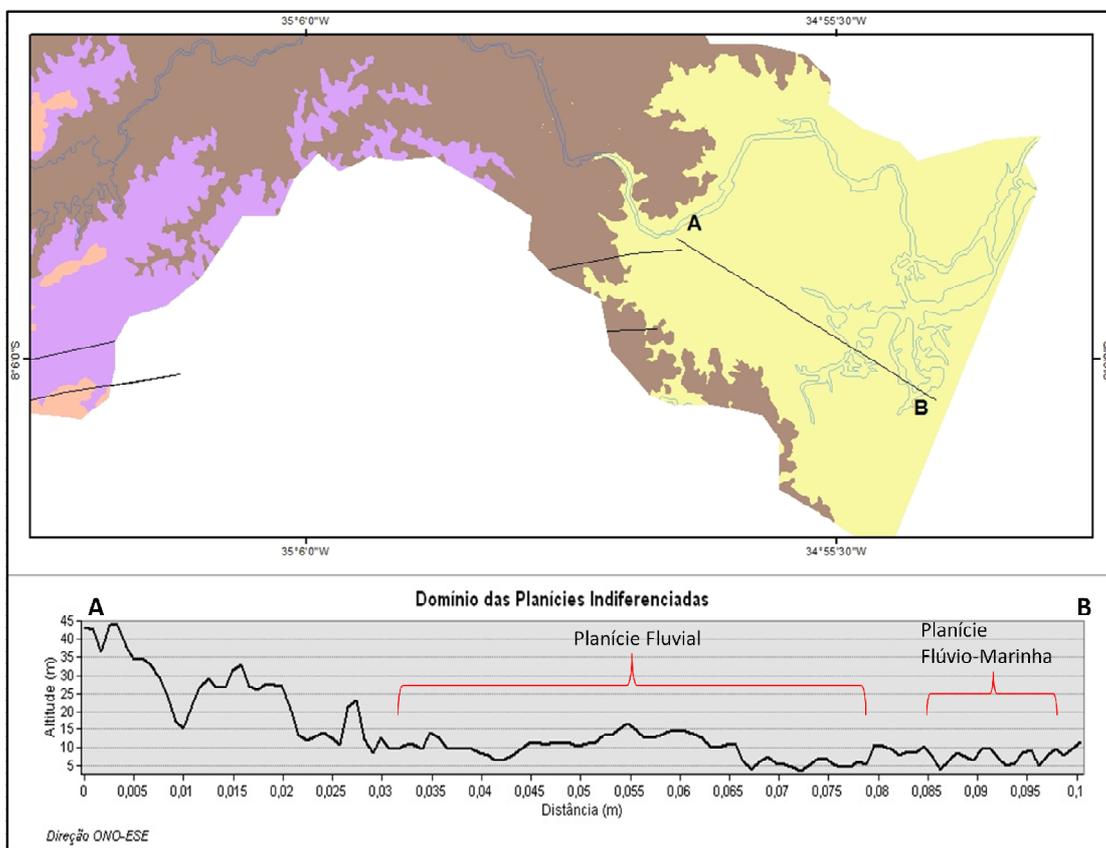
Figura 44– Perfil Longitudinal do Planalto Sedimentar Litorâneo



5.2.4 Planícies Indiferenciadas

Os domínios das planícies indiferenciadas representam um conjunto de padrões planos em níveis altimétricos de 10 a 15 metros em direção ao continente, caracteriza-se por modelos deposicional de origem fluvial e Flúvio-marinha. Resultam da deposição Quaternária em modelados planos de acumulação, com forma longitudinal e descontinua ao longo dos principais rios e da linha de costa por meio de acumulação na costa litorânea (Figura 45).

Figura 45 – Perfil Longitudinal das Planícies Indiferenciadas



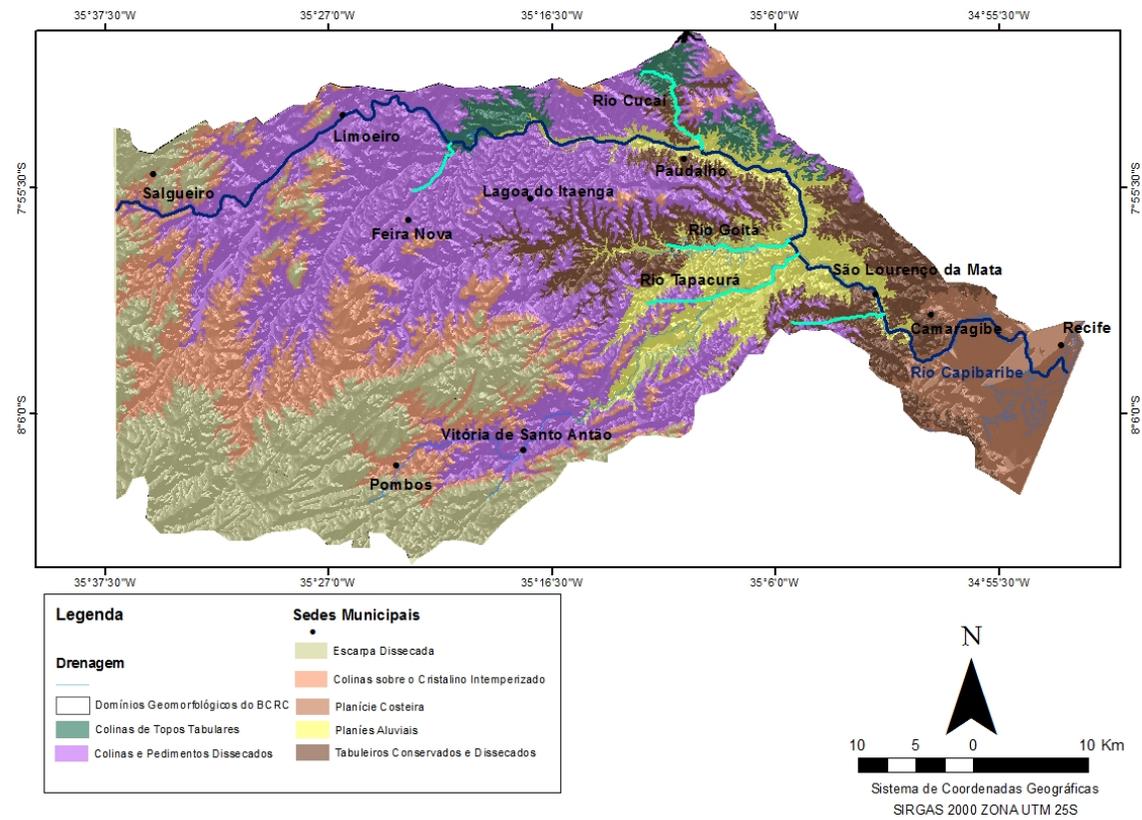
5.3 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

Na confecção do modelo geomorfológico, foram essenciais informações hipsométricas e clinográficas, assim como, análises em gabinete e em campo,

para identificar e demarcar as unidades. Também foram utilizadas informações da geologia, dos solos e da hidrografia.

As informações adquiridas dos compartimentos geomorfológicos e/ou morfoestruturais são dos trabalhos de Bezerra *et al.* (2008), Cavalcanti *et al.* (2008) e Silva (2012), que nortearam a identificação de oito unidades geomorfológicas a saber: Planícies Fluvial, Planícies Aluviais, Tabuleiros Conservados e Dissecados, Colinas e Pedimentos Dissecados, Colinas de Topos Tabulares, Colinas sobre o Cristalino Intemperizado, Escarpa Dissecada (Figura 46).

Figura 46 – Domínios Geomorfológicos do BCRC.



Fonte: A autora

5.3.1 Escarpa Dissecada

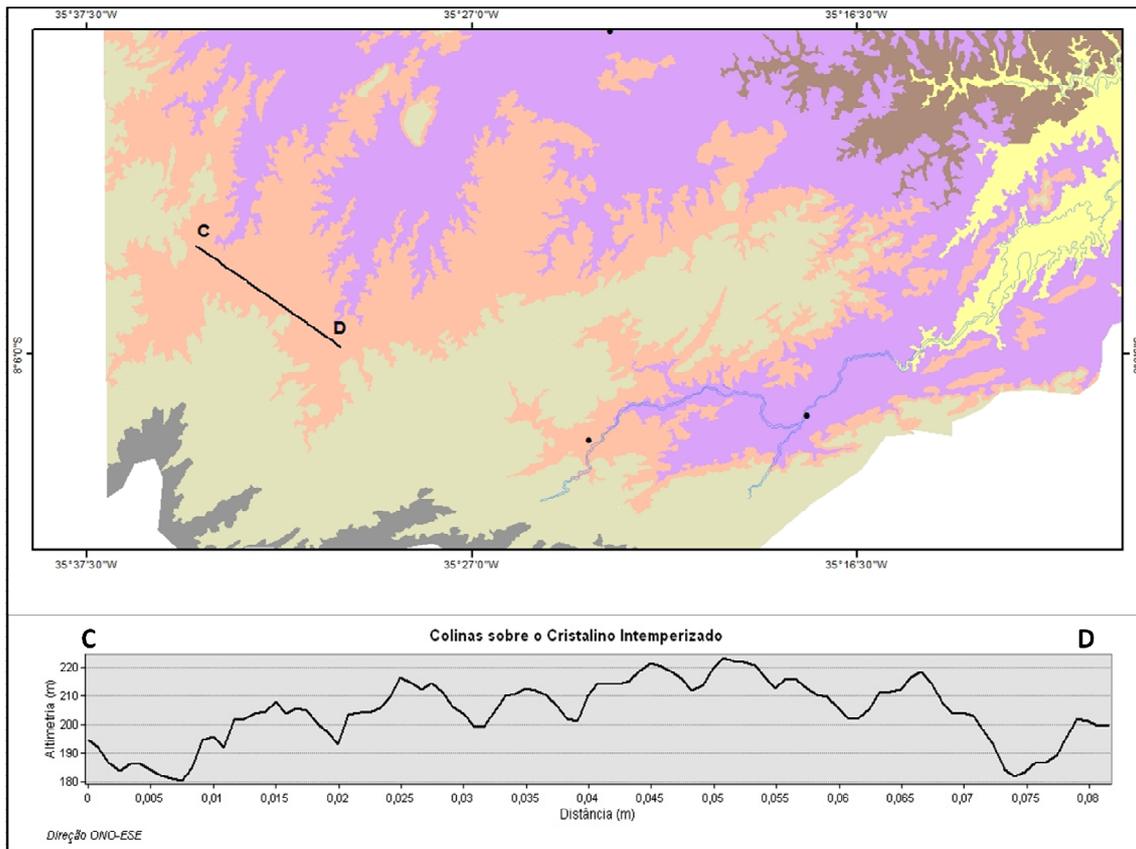
São produtos derivados da ação erosiva, localizada na porção Oeste, Sul-Sudoeste e Sul do BCRC. De acordo com Silva (2008), são testemunhos do recuo erosivo da descontinuidade topográfica entre os compartimentos mais elevados da Borborema e das áreas rebaixadas a leste do Planalto e que sofreram a ação do intemperismo e foram rebaixadas devido à ação erosiva remontante.

5.3.2 Colinas sobre o Cristalino Intemperizado

Esta unidade morfológica encontra-se estruturada sobre as litologias do Complexo Vertentes e Salgadinho, são feições de topos largos, ora tabulares, ora convexos. Essa feição pode ser considerada como superfícies de chãs, uma vez que, o aplainamento no cristalino torna-se chãs, segundo Mabesoone *et al.* (1975), ao constituírem-se em áreas mamelonadas, com topos em atitudes aproximadas iguais, ocorrendo principalmente no lado leste da Borborema sobre rochas cristalinas, essa são feições de chãs. Segundo Cavalcanti *et al.* (2008), o padrão em colinas poderia ser gerado pela regressão das cabeceiras de primeira ordem, dos rios de maior porte que comandam a denudação.

Ainda de acordo com Cavalcanti *et al.* (2008), este grupo morfológico apresenta leve mergulho para leste, em função da flexura da borda continental ou pela posição à jusante do Complexo Vertentes, sua provável área fonte. Segundo os mesmos autores, a origem deste grupo pode estar associada à megadeposição terrígena Neogênica, que caracteriza a Formação Barreiras em sua maior parte (Figura 47).

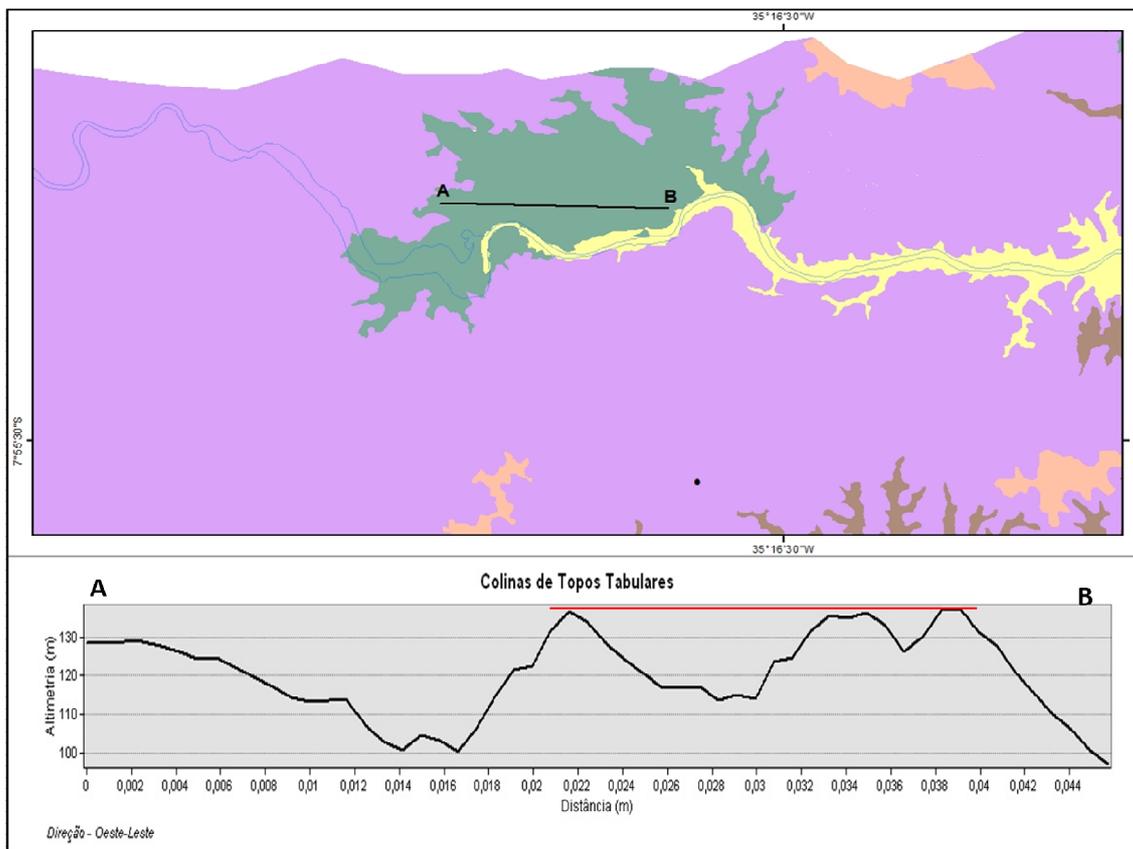
Figura 47 – Perfil Longitudinal das Colinas sobre o Cristalino Intemperizado



5.3.3 Colinas de topos tabulares

Essa feição morfológica encontra-se na porção norte do BCRC, a qual as feições tabulares denotam colinas que foram rebaixadas, que é uma área da sub-bacia Olinda e da Bacia Paraíba que mais foi rebaixada (Figura 48).

Figura 48 – Perfil Longitudinal de Colinas de Topos Tabulares



5.3.4 Tabuleiros Conservados e Dissecados

São superfícies tabulares que ocorrem sobre a Formação Barreiras, com cotas que geralmente superam 100 metros. Os Tabuleiros dissecados predominam nessa porção em direção à costa, isolando fragmentos de tabuleiros que são rebaixados e reduzidos a feições de colinas convexas. As classes de solos que predominam nessa feição em Paudalho são os Latossolos e Argissolos, revelando períodos de percolação acentuada e lixiviação, com a formação de caulinita, calcita e goetita.

Os Tabuleiros próximos à área urbana de Paudalho apresentam orientação leste-oeste, conforme a direção da litologia metamórfica mapeada por (FARIAS, 1966). Apresentam-se bastante dissecada pela regressão das

cabeceiras de primeira e segunda ordem dos rios Capibaribe e Goitá (CAVALCANTI *et al* 2008). Há a presença de depósitos aluviais com seixos rolados indicando características de acumulação em fundo de vale e em outros trechos formações de “lençóis” de linhas seixos também no município de Paudalho.

5.3.5 Planícies Aluviais

São compartimentos baixos e planos deposicionais que acompanham os vales dos rios com contas altimétricas entre 30 a 80 metros, dependendo do canal fluvial. Está sobre os depósitos fluviais sujeitos a inundação, ora cercados pelos Tabuleiros, ora cercados pelas colinas. Na porção investigada estão associados a ocorrências de Gleissolos, Neossolos Flúvios e Planossolos. Há os afloramentos de rochas Pré-Cambrianas ao longo do canal fluvial, constituindo soleiras.

5.3.6 Planície Costeira

É uma superfície plana, baixa e costeira, localizada no contato com o oceano, a qual a formação resultou da deposição de sedimentos marinhos e fluviais (MUEHE *et al.*, 2003). Para Suguio (2010) são superfícies deposicionais de baixo gradiente, que se formam predominantemente por sedimentos subaquoso que margeiam corpos d’água de grandes dimensões, geralmente representadas por faixas de terrenos emersos, geologicamente muito recentes e compostos por sedimentos marinhos, continentais, flúvio-marinhos, lagunares e/ou paludais de idade quaternária.

5.3.7 Colinas e Pedimentos Dissecados

Esta unidade localiza-se na maior parte do BCRC, na porção norte, sul e oeste, resultado da dissecação e acumulação, ou seja, setores colinosos intercalados por uma superfície suavemente ondulada. As colinas são feições

individualizadas de topos planos a arredondados e vertentes convexo-côncavo com cabeceiras de drenagem em anfiteatro que são consideradas feições típicas do relevo cristalino sob domínio morfoclimático tropical úmido. Predominantemente apresentam processos de intemperismo químico, com formas individualizadas pela intensa ação da drenagem, provocando recuo das vertentes pelo escoamento superficial (SILVA, 2012). Segundo a mesma autora, nestas áreas ocorre a formação de rampas de colúvio com extensões que alternam de dezenas a centenas de metros.

Os Pedimentos dissecados caracterizam-se pelas superfícies aplainadas com inclinação suave, zona de contato com o embasamento cristalino por vezes marcados por material detrítico sobre a rocha.

5.4 ANÁLISES SEDIMENTOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA

. As análises sedimentares e estratigráficas têm um caráter descritivo e interpretativo ao averiguar as correlações e os processos deposicionais, a fim de investigar as ocorrências dos processos pretérito no ambiente e o vínculo de caráter tectônico e/ou climático que atuaram no BCRC.

5.4.1 Dados Sedimentológicos e Estratigráficos

A caracterização estratigráfica corresponde identificar e entender os fatores que influem na sedimentação (clima, tectônica e eustasia), pautada na compreensão dos mecanismos que influenciou nos processos de formação deposicional.

No estudo, a primeira e segunda seção estratigráfica estão localizadas no conglomerado em Paudalho na base e no topo (CPB e CPT) na coordenada geográfica $35^{\circ}11'9.70''W$ e $7^{\circ}52'31.78''S$, com aproximadamente 142 metros de altitude. O pacote deste depósito se subdivide em dois andares, sendo que: a base mede alternadamente de 11 metros a 12 metros de altura, apresentando comprimento total de 260 metros as margens da BR 408, dividida da seguinte forma: 6 metros de sedimentos finos a começar da base, sobreposto de 2 metros de clastos suportado pela matriz (seixos com 08 centímetros de

diâmetro), e acima dessa faixa de conglomerado mais 3 metros de sedimentos finos e grossos (Figura 49).

Figura 49 – Imagem de dois aspectos do conglomerado: Foto (A) vista vertical do ponto de coleta (base e primeiro piso do depósito); Foto (C) vista da base do depósito e foto (B) vista do topo do conglomerado.



Fonte: Em Foto (A) 15/11/2015, Leandro Diomério; Em Foto (B) e (C) 03/04/2013, a autora.

No Perfil estratigráfico CPBJ02 (Janela 02 e suas divisões – base do conglomerado), com comprimento vertical de 11 metros, reconhecem-se três unidades deposicionais na cor vermelha (5YR 7/6), onde a primeira litofacie, a partir do piso, é composta de sedimentos arenosos com a presença predominante da textura areia e silte, sobreposta por clastos suportado pela matriz e acima deste outra camada da textura areia e silte e a presença da argila em menor porção nas três litofacies. Dessa forma, todas as amostras de

sedimentos analisadas conforme o diagrama de Shepard (1954) foram classificadas como areia-siltosa. Os resultados obtidos a partir dos valores plotados no diagrama de Pejrup (1988) nos sedimentos demonstraram hidrodinâmica muito alta, justificando a presença muito baixa de sedimentos muito fino como a argila, que no caso, houve evacuação dos finos (Figura 50 e 51).

Figura 50 – Perfil CPBJ02 (base do conglomerado, janela 02) e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).

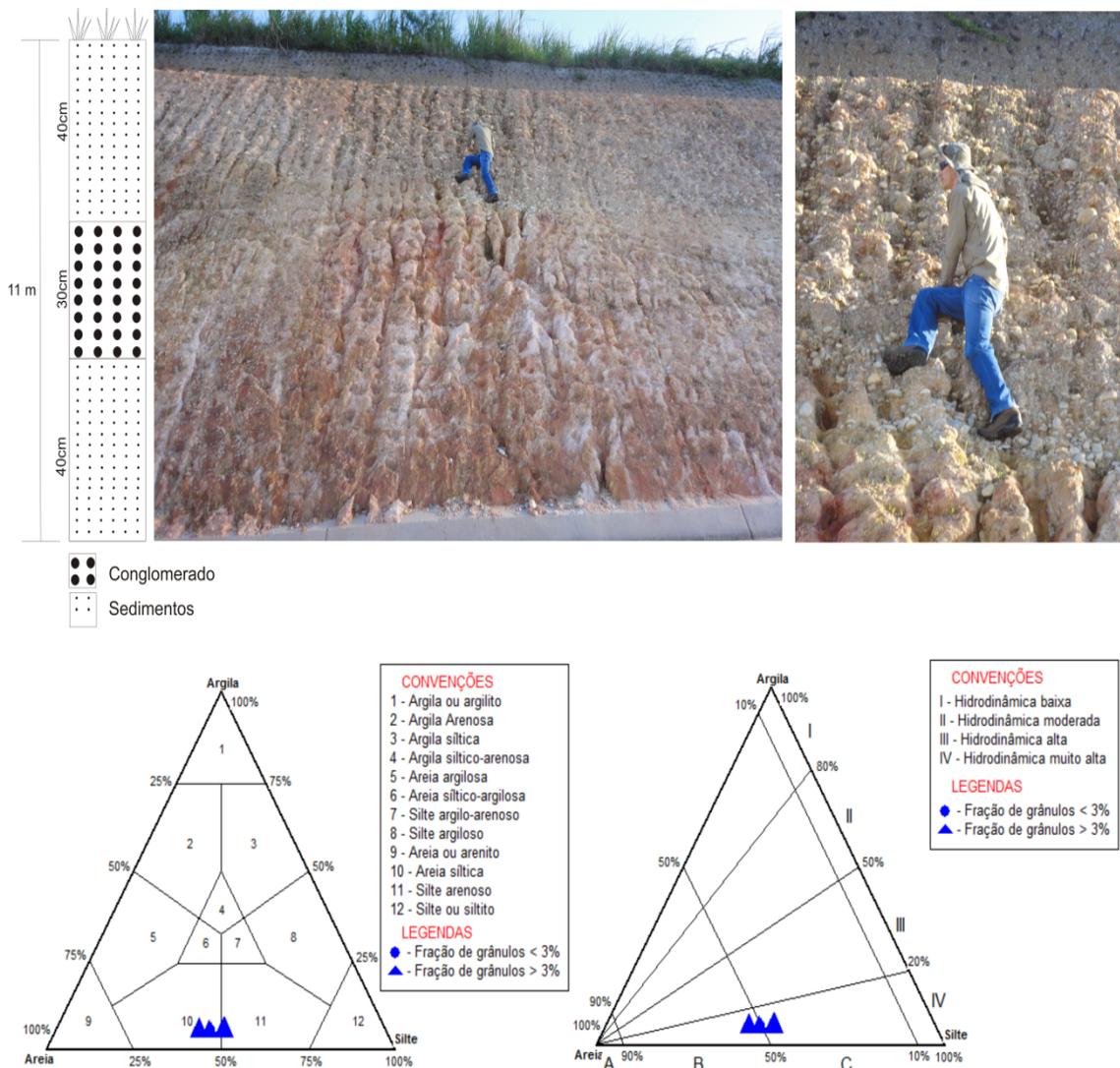
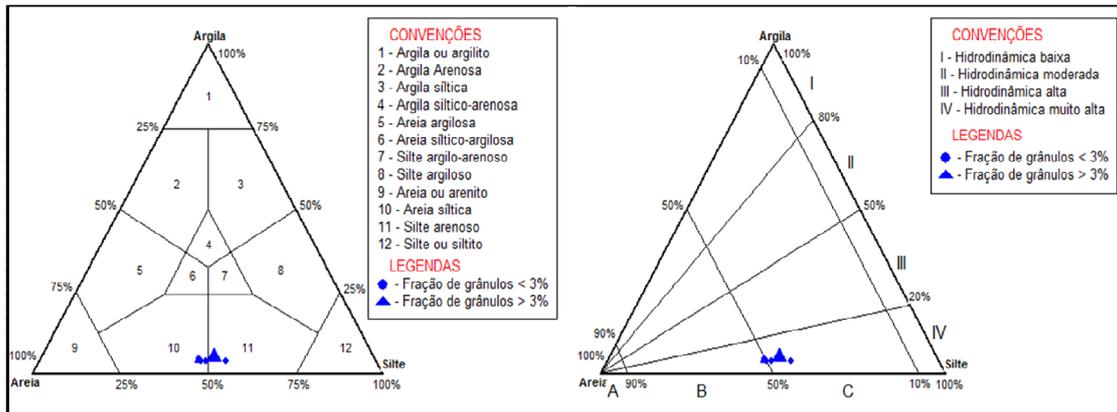


Figura 51 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988), base do conglomerado, janela 01 (base).



Conforme os gráficos de porcentagem das frações granulométricas da matriz dos sedimentos da base do conglomerado (janela 01 e 02 e suas subdivisões) no universo de dez janelas apresentaram valores semelhantes para as duas frações que predominaram nesse contexto (areia e silte): A janela 01 (e suas subdivisões) obteve 240% de silte e 234,57% de areia e para a janela 02, o percentual foi de 219,93% de silte e 238,43% de areia confirmando a classificação plotada no diagrama de Shepard que apresentou textura areia-siltosa (Figura 52 e 53).

Figura 52 – Gráfico de porcentagem de frações para as amostras do ponto CPBJ01 (base).

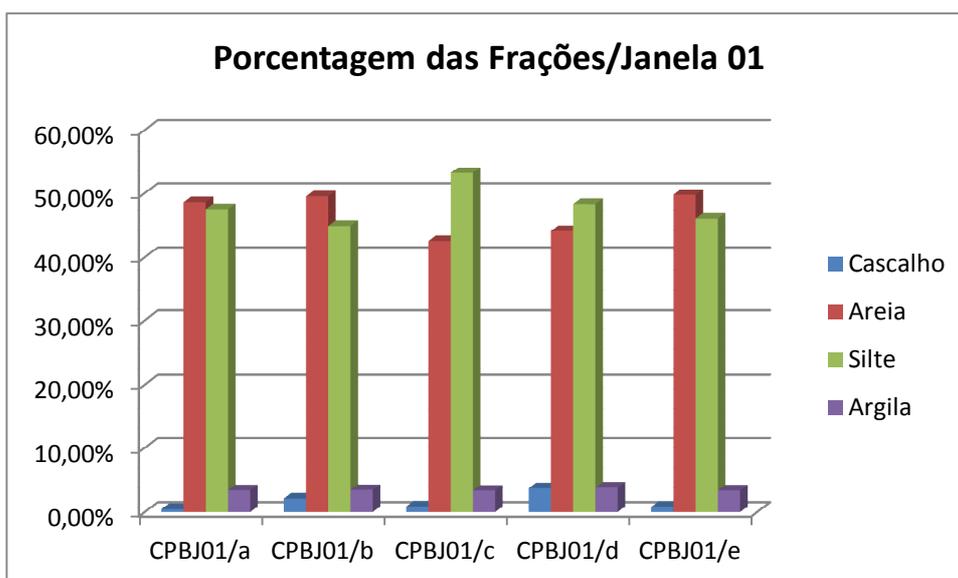
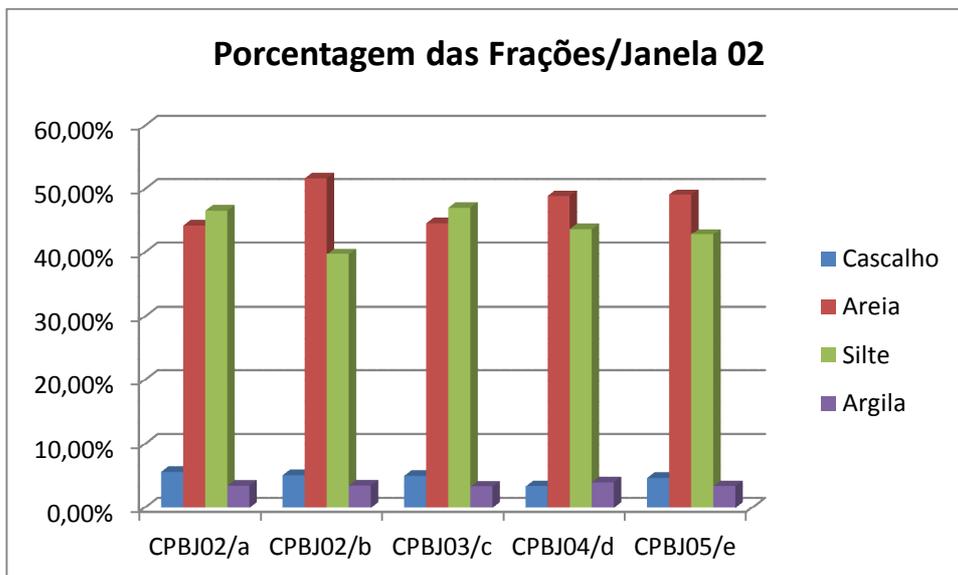


Figura 53- Gráfico de porcentagem de frações para as amostras do ponto CPBJ02 (base).



Em relação aos parâmetros estatísticos foi aplicado o diâmetro médio, o grau de seleção, assimetria e curtose. Segundo Friedman ((1961) e Suguio (1973) os parâmetros estatísticos refletem os processos de transporte e deposição dos sedimentos como a deposição seletiva, abrasão, remoção e mistura dos sedimentos. O diâmetro médio para todas as amostras da base do conglomerado (CPBJ01 e CPBJ02) predominaram respectivamente, o silte grosso com 24,57%, o silte médio com 10,30% e a areia muito fina com 7,37%, deduzindo que o ambiente resultou de processos em que a dinâmica do ambiente não permitiu um processo de deposição dos sedimentos mais finos com a evacuação destes sedimentos.

Nesse contexto, o grau de seleção para todas as amostras da base do depósito de conglomerado foi muito pobremente selecionado, sugerindo que os sedimentos apresentam característica da área fonte e que não houve processos de selecionamento das partículas com eficácia. Quanto à assimetria, que representa o grau de deformação da curva de frequência simples para a direita ou para a esquerda, analisando a relação entre a moda, a média e a mediana (JESUS *et al.*, 2013). Foram constatadas sete janelas aproximadamente simétrica (CPBJ01/a, CPBJ01/b, CPBJ01/e, CPBJ02/a, CPBJ02/c, CPBJ02/d, CPBJ02/e), indicativo que a distribuição dos valores da

moda, da média e da mediana foram relativamente iguais e duas janelas apresentaram valores muito negativo (CPBJ01/c, CPBJ01/d). Quando a assimetria é negativa o valor da média é inferior ao valor da mediana que é inferior ao valor da moda, assim, a cauda é mais acentuada para a esquerda tendendo para grãos mais grossos e uma janela com classificação muito positiva (CPBJ02/b), nesse caso, o valor da média é superior ao valor da mediana que é maior que o valor da moda, desse modo, a cauda da curva de distribuição é mais acentuada para direita perfazendo grãos mais finos (JESUS *et al.*, 2013). Logo, a base do conglomerado demonstrou assimetria predominante à distribuição dos sedimentos simétricos e tendência em duas janelas para grãos mais grossos.

A curtose que consiste no grau de achatamento de uma curva em relação à curva representativa de uma distribuição normal, apresentou para todas as janelas da base do depósito (Janela 01 e 02) a classificação muito platicúrtica (achatada), ou seja, demonstra um espalhamento de sedimentos mais finos e mais grossos nas caudas, indicando mistura de diferentes partículas. Valores de curtose muito altos sugerem que um tipo de material foi transportado de uma determinada área fonte e foi depositado sem perder suas características originais. Todas essas classificações sugerem estarem associados à mistura de subpopulações de sedimentos e que o material se mantém conforme a área fonte (Figuras 07 e 08).

Tabela 07 – Diâmetro Médio, Grau de Seleção, Assimetria e Curtose para as amostras do ponto CPBJ01 (janela base).

Amostra	Diâmetro Médio	Grau de Seleção	Assimetria	Curtose
CPBJ01/a	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	Muito platicúrtica
CPBJ01/b	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	Muito platicúrtica
CPBJ01/c	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica

CPBJ01/d	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica
CPBJ01/e	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	Muito platicúrtica

Tabela 08 – Diâmetro Médio, Grau de Seleção, Assimetria e Curtose para as amostras do ponto CPBJ02 (janela base).

Amostra	Diâmetro Médio	Grau de Seleção	Assimetria	Curtose
CPBJ02/a	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	Muito platicúrtica
CPBJ02/b	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	Muito positiva	Muito platicúrtica
CPBJ02/c	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	Muito platicúrtica
CPBJ02/d	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	Muito platicúrtica
CPBJ02/e	Areia muito fina	Muito pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	Muito platicúrtica

O primeiro “pisso” do conglomerado (topo), que é a segunda amostragem estratigráfica CPTJ03 e CPTJ04 (Janela 03 e 04 e suas divisões), apresentaram as seguintes medições: 16 metros de comprimento na margem da BR 408, com altura de 2 metros e 60 centímetros. Subdividido da seguinte forma: identifica-se duas unidades deposicionais, sendo a primeira litofacie a partir do piso deste primeiro andar; 2 metros de clastos suportado pela matriz, sobreposto com 60 centímetros de sedimentos finos. Conforme o diagrama de Shepard foram classificados como siltoso-arenoso e os diagramas de Pejrup

demonstraram hidrodinâmica muito alta reafirmando o procedimento de ambiente dinâmico na deposição semelhante aos valores da base deste depósito (Figura 54 e 55).

Figura 54- Perfil CPTJ03 (topo do conglomerado, janela 03) e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).

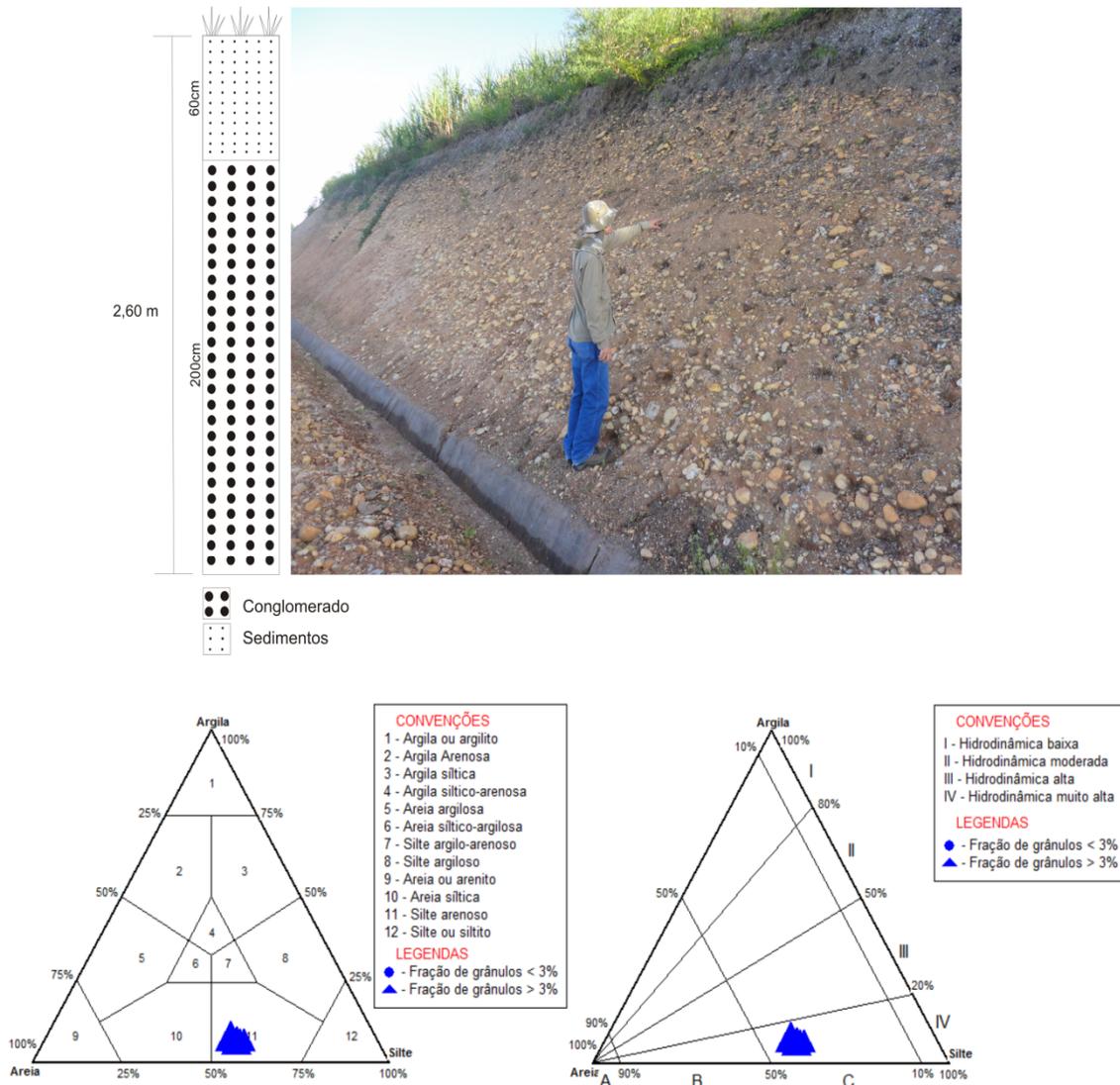
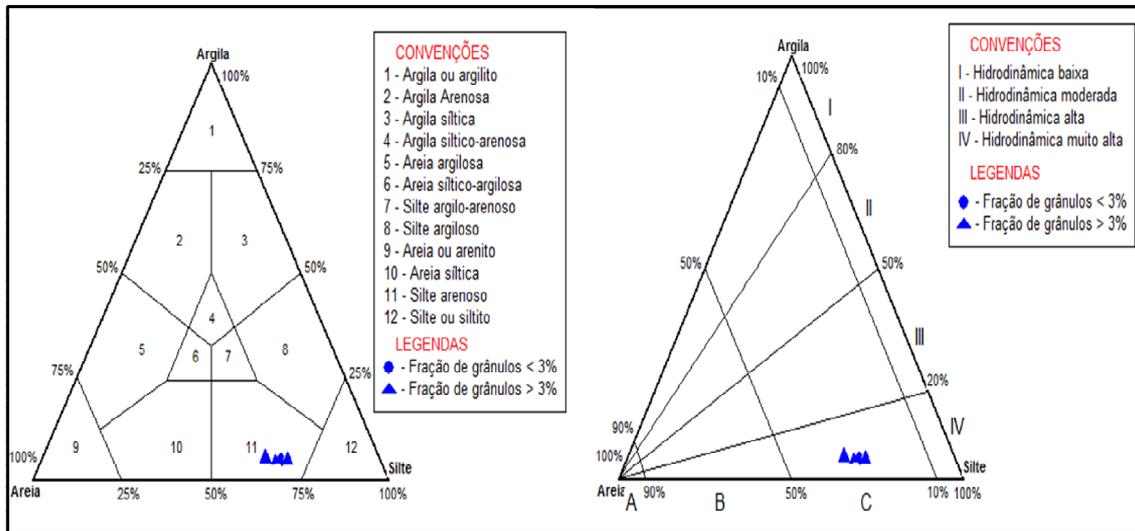


Figura 55 – Diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988), topo do conglomerado, janela 04.



No que se refere à porcentagem das frações da matriz dos sedimentos do topo do depósito (janela 03 e 04 e suas subdivisões), a fração que apresentou maior percentual para todos os cinco pontos da janela 03 foi o silte com 264,56% e a areia com percentual de 184,67%. Para os cinco pontos da janela 04 obteve a fração silte com percentual de 330,11% e a fração areia com 139,42%, indicando que no topo do depósito permaneceu um maior aporte de sedimentos finos (Figura 56 e 57).

Figura 56- Gráfico de porcentagem de frações para as amostras do ponto CPBJ03 (janela topo).

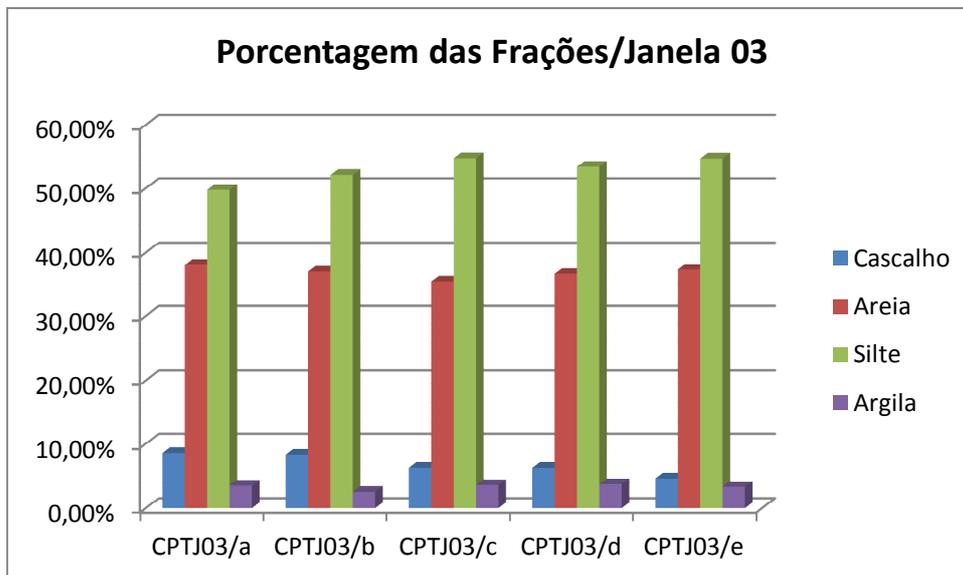
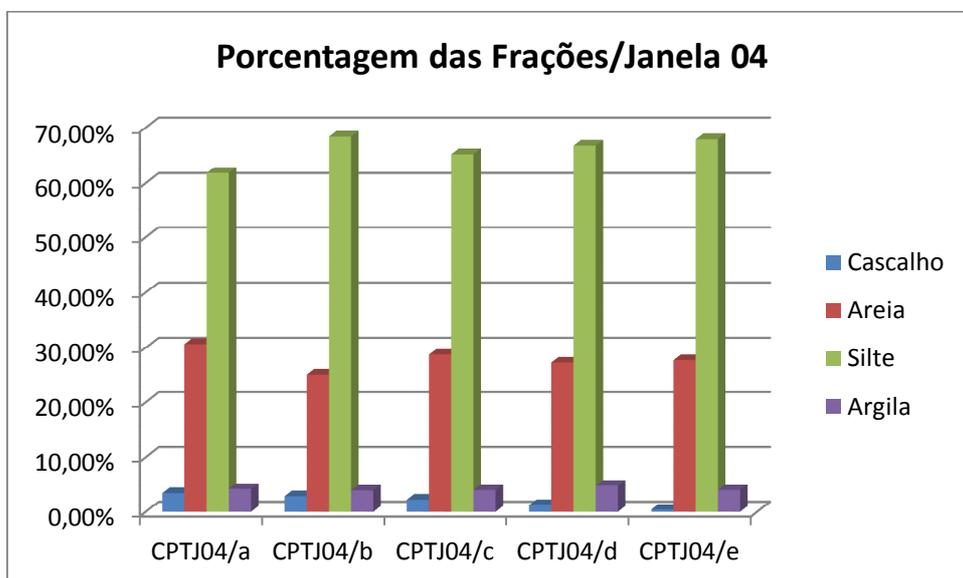


Figura 57- Gráfico de porcentagem de frações para as amostras do ponto CPBJ04 (janela topo).



Os parâmetros estáticos referente às janelas 03 e 04 (totalizando dez janelas) do topo do conglomerado, apresentaram classificação de diâmetro médio predominante de silte médio para nove janelas (CPTJ03/b, CPTJ03/c, CPTJ03/d, CPTJ03/e, CPTJ04/a, CPTJ04/b, CPTJ04/c, CPTJ04/d e CPTJ04/e)

com 49,13% e uma janela (CPTJ03/a) com silte grosso com 4,36%, reafirmando o maior aporte de silte constatado na avaliação da porcentagem das frações. O grau de seleção classificado em muito pobremente selecionado foi obtido para todas as amostras do topo, indicando o mesmo processo da base do conglomerado, em que o ambiente foi impróprio para o grau de seleção na deposição.

A assimetria apresentou nove janelas com classificação de muito negativa e uma janela com a assimetria só negativa que sugere grãos mais grossos para todas as janelas. A curtose apresentou cinco janelas com classificação muito platicúrtica e cinco janelas platicúrtica, retratando um ambiente de espalhamento de sedimentos finos e grossos, com mistura de diferentes partículas similar ao resultado de curtose da base, (Tabela 09 e 10).

Tabela 09 – Diâmetro Médio, Grau de Seleção, Assimetria e Curtose para as amostras do ponto CPTJ03 (janela topo).

Amostra	Diâmetro Médio	Grau de Seleção	Assimetria	Curtose
CPTJ03/a	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Negativa	Muito platicúrtica
CPTJ03/b	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica
CPTJ03/c	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Platicúrtica
CPTJ03/d	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica
CPTJ03/e	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Platicúrtica

Tabela 10 – Diâmetro Médio, Grau de Seleção, Assimetria e Curtose para as amostras do ponto CPTJ04.

Amostra	Diâmetro Médio	Grau de Seleção	Assimetria	Curtose
CPTJ04/a	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica
CPTJ04/b	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Platicúrtica
CPTJ04/c	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica
CPTJ04/d	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Platicúrtica
CPTJ04/e	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Platicúrtica

Os sedimentos que compõem o depósito do conglomerado em Paudalho apresentaram predominantemente fração silte-arenoso, grau de seleção muito pobremente selecionado, curvas assimétricas negativas e curtose platicúrtica, sob influência de alta dinâmica no processo deposicional, deduzida pela hidrodinâmica muito alta Pejrup (1988) e os sedimentos registram características mantidas da área fonte. Nessa conjuntura, o conglomerado que apresenta extensas camadas de seixos com diâmetro de 08 centímetros rolados na base e no primeiro compartimento da deposição, teve o transporte por fluxo de detritos a longa distância pelo curso do canal de drenagem onde os finos escoaram e as frações silte e areia que recobriram e envolveram o conglomerado teve sua deposição a partir da remoção dos sedimentos das encostas.

O terceiro perfil estratigráfico analisado foi no depósito de linha de pedra LPB e LPT (05 janelas na base e 05 janelas no topo), a qual localizam-se na

coordenada geográfica 35°04' 14"W e 7°55'51"S, com cerca de 109 metros de altitude. O depósito apresenta 01 metro e 80 centímetros de altura e 22 metros de comprimento, na qual ao fim dessa medida na horizontal a linha de pedra desaparece, e reaparece a uma distância de aproximadamente 3 metros (Figura 58).

Figura 58 – Vista Panorâmica da Linha de Pedra.

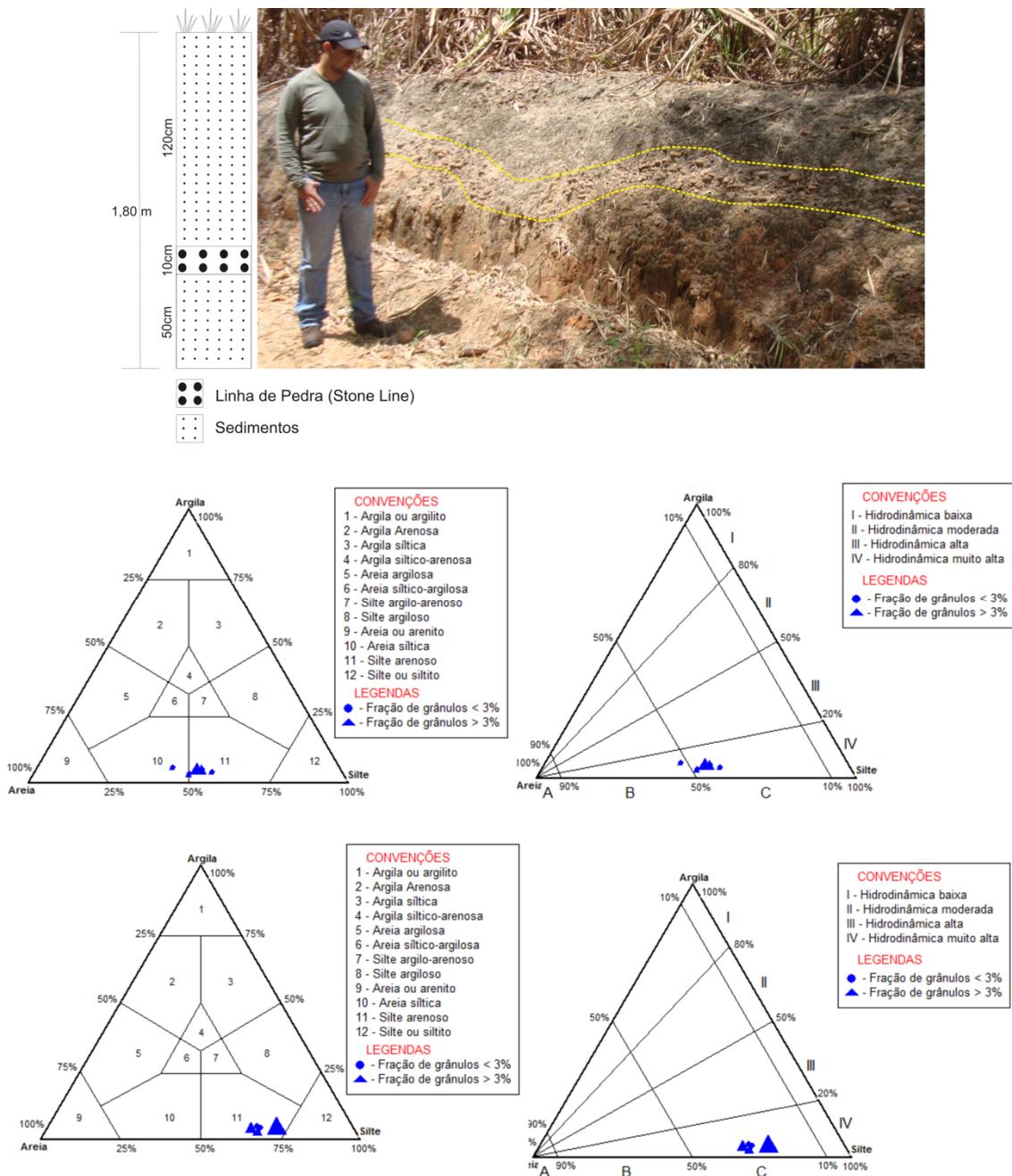


Fonte: A autora em 08/01/2015.

O depósito de linha de pedra apresenta litofacie no topo da seguinte forma: sedimentos arenosos inconsolidados com pouca argila, com altura de 1 metro e 20 centímetros, coloração cinza médio (7,5YR 1/5), com maior porosidade e menor capacidade de retenção de água. Na base (abaixo da linha de pedra), os sedimentos são muito argilosos, com coloração vermelha (5YR 5/6), apresenta 50 centímetros de altura, com grande capacidade de retenção d'água e menor porosidade. A linha de pedra tem altura de 10 centímetros, apresenta seixos que medem de 2,5 a 3 centímetros de diâmetro e apresenta pouca matriz (Figura 59).

Conforme o digrama Pejrup, o topo do perfil (LPT) apresenta textura de areia e silte em torno de 50%, demonstrando uma textura silte-arenosa e para a base do perfil (LPB) apresenta textura de 75% siltosa. O diagrama de Pejrup apresentou hidrodinâmica alta para o topo e muito alta na base do depósito. Sugerindo um ambiente de muita dinâmica na deposição, provavelmente por um clima mais seco (torrencial).

Figura 59- Perfil LPB e LPT (depósito da linha de pedra) e diagramas de Shepard (1954) e Pejrup (1988).



Para as porcentagem das frações do topo no depósito da linha de pedra foi superior a fração silte com 246,14% em relação à areia que foi de 225,51%. Na base a porcentagem da fração silte ultrapassou em 74,33% aos dados do topo, com aporte de silte com 331,14% e a fração areia com 140,70% para a

base. Reafirmando o valor da plotagem do gráfico de Sherpad, que nesse caso, a base permaneceu com um aporte de sedimentos finos bem maior que o topo e que a base foi influenciada por um clima mais úmido desenvolvendo o intemperismo (Figura 60 e 61).

Figura 60 – Gráfico de porcentagem de frações para as amostras do ponto LPT.

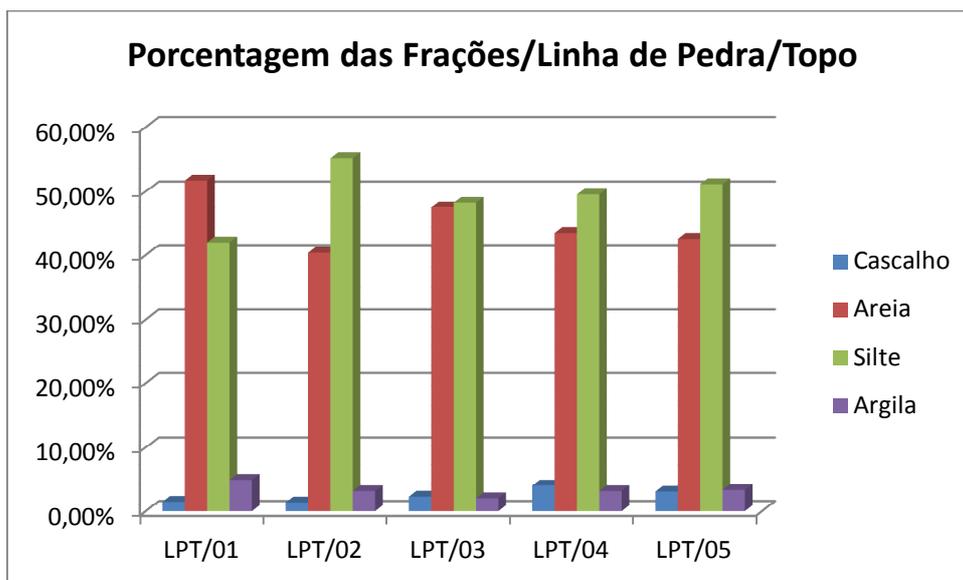
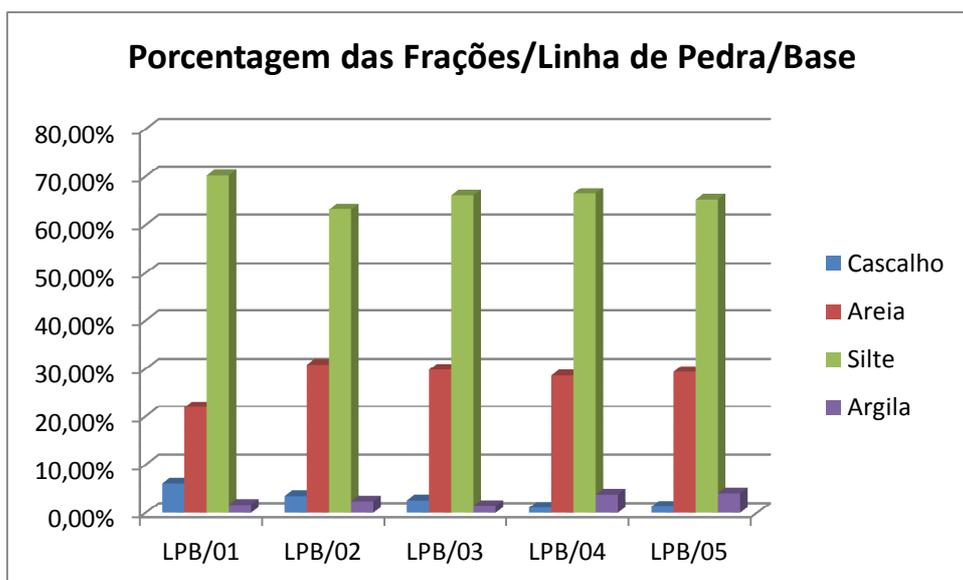


Figura 61 – Gráfico de porcentagem de frações para as amostras do ponto LPB.



Os parâmetros estatísticos demonstraram para o diâmetro médio em todas as amostras da base do depósito de linha de pedras a classificação silte médio e para o topo três amostras com resultado de silte médio e duas janelas com silte grosso. O grau de seleção para a base e o topo do depósito obteve em todas as janelas classificação em muito pobremente selecionado, confirmando a alta dinâmica no ambiente constatado no gráfico de Pejrup não favorecendo a seleção dos grãos. A assimetria para a base do depósito foi classificada em muito negativa indicando grãos mais grossos e o valor muito alto deduz material sedimentar da área fonte. Para o topo foram duas janelas com resultados de aproximadamente simétrica sugerindo que os valores da moda, da média e da mediana foram iguais, ou seja, distribuição simétrica dos sedimentos e três janelas com classificação muito negativa. A curtose na base obteve três janelas muito platicúrtica e duas platicúrtica indicando a mistura de distintos grãos de sedimentos e para o topo foram às cinco janelas apresentaram curtose muito platicúrtica, (Tabela 11 e 12).

Tabela 11 – Diâmetro Médio, Grau de Seleção, Assimetria e Curtose para as amostras do ponto LPB (base).

Amostra	Diâmetro Médio	Grau de Seleção	Assimetria	Curtose
LPB/J01	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Platicúrtica
LPB/J02	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica
LPB/J03	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica
LPB/J04	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Platicúrtica
LPB/J05	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica

Tabela 12 – Diâmetro Médio, Grau de Seleção, Assimetria e Curtose para as amostras do ponto LPT (topo).

Amostra	Diâmetro Médio	Grau de Seleção	Assimetria	Curtose
LPT/J01	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	Muito platicúrtica
LPT/J02	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica
LPT/J03	Silte grosso	Muito pobremente selecionado	Aproximadamente simétrica	Muito platicúrtica
LPT/J04	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica
LPT/J05	Silte médio	Muito pobremente selecionado	Muito negativa	Muito platicúrtica

Os sedimentos que constituem o depósito de linha de pedras em Paudalho apresentaram alto percentual de silte para base e baixo para o topo, grau de seleção muito pobremente selecionado para base e para o topo na mesma proporção, assimetria negativa predominando para os dois andares, curtose platicúrtica e o processo deposicional sugerem muita alta hidrodinâmica Pejrup (1988). Dessa forma, os parâmetros estatísticos e os gráficos de Pejrup e Shernpad mostraram a influência de um ambiente com forte dinâmica deposicional possivelmente pelos *inputs* energéticos do clima. Nesse caso, tal depósito teve os sedimentos da base sob um clima mais úmido com maior eficácia no desenvolvimento do intemperismo em relação aos sedimentos do topo; no segundo momento, foram sobreposto ao sedimento da base um lençol de seixos de 10 centímetros de altura, formado pelo transporte de fluxo de detritos em que a alta dinâmica e sob condições torrenciais levaram os sedimentos finos e no terceiro momento a cobertura de sedimentos finos e grossos sobrepondo ao tapete de seixos sob alta hidrodinâmica em que os

sedimentos finos foram escoados e a influência do clima mais seco não desenvolveu o mesmo grau de intemperismo da base.

Os resultados obtidos por meio das análises dos parâmetros estatísticos e granulométricos, conclui que a sedimentação do depósito do conglomerado em Paudalho estiveram sob a gênese associada a distintas combinações deposicionais, em que os seixos do conglomerado foram derivados por gravitação sob forte *inputs* hidrodinâmico por fluxos de detritos, as quais as frações finas foram escoadas. Os sedimentos finos e grossos que recobrem e envolvem as camadas de conglomerado estiveram também sob condições torrenciais de um paleoclima mais seco diferente dos dias atuais. Entretanto a estrutura da rede de drenagem ao abandonar esse depósito em um nível de base diferente da configuração atual, passando a escoar em outro percurso com altimetria mais baixa esteve sob o controle tectônico local, segundo os métodos morfométricos avaliados, assim como, os perfis longitudinais, os parâmetros estatísticos e as características dos sedimentos.

5.4.2 Análises Granulométrica e Morfoscópica

A morfoscopia foi empregada na análise sedimentológica para caracterizar as propriedades (forma, arredondamento, esfericidade e mineralogia dos grãos) e a textura superficial. Esse método permitiu determinar o grau qualitativo e quantitativo do material, possibilitando indicar os processos atuantes durante a deposição. A análise demonstrou que as amostras têm uma distribuição quanto ao tamanho e a forma dos grãos heterogêneos e predomina os minerais de quartzos, provavelmente da alteração da rocha-mãe, o Complexo Salgadinho maior unidade geológica mapeada no BCRC.

As 30 amostras analisadas (Figuras 62 a 67) fazem parte das janelas 01 e 02 da base; 03 e 04 do topo no conglomerado e do depósito na linha de pedra (base e topo), cada janela com um universo de cinco amostras, sendo as porcentagens de classificação distribuídas da seguinte forma: a janela 01 do conglomerado/base (CPB) obteve predominantemente o grau de esfericidade subdiscoidal com 40,8% e discoidal com 49,4%. O valor do grau do arredondamento que prevaleceu foi angular com 32,6% e muito angular 50,4%,

com textura superficial polida de 81% e o grau de opacidade foi translúcido com 82,6% para as cinco janelas do primeiro ponto da base do conglomerado. Para a janela 02 do conglomerado/base (CPB) e suas cinco amostras prevaleceram à esfericidade subdiscoidal com 45,20% e discoidal com 46,6%. O grau de arredondamento foi angular com 28,4% e muito angular 45,80%. A textura superficial apresentou padrão polido com 78,6% e opacidade translúcida com 80,40%.

Os parâmetros para a janela 03 do conglomerado/topo (CPT) e as cinco amostras obtiveram os valores principais para o grau de esfericidade subdiscoidal com 50,4% e discoidal com 37,2%. O arredondamento dos grãos predominou angular 43,40% e muito angular 37% e a textura superficial obtiveram grau polido com 74% e opacidade translúcida com 84%. Para a janela 04 do conglomerado/topo (CTP) o grau de esfericidade predominante para as cinco janelas foram à esfericidade subdiscoidal com 53,4% e discoidal com 40,2%. O grau de arredondamento foi angular 40% e muito angular com 39,80% e a textura superficial foi polida com 70% e opacidade translúcida com 71,20%.

Essas feições observadas em todas as amostras da base e do topo do conglomerado sugerem imaturidade textural dos grãos (sedimentos de encostas), podendo os grãos ter passado por distintos períodos de retrabalhamento. Esses sedimentos coluvionares demonstraram transporte e retrabalhamentos pelo sistema de drenagem, aos quais foram depositados nos terraços e várzeas da antiga linha de descarga do rio Capibaribe. Em relação às texturas superficiais, em todas as amostras do conglomerado predominaram o padrão polido (+70%), típico de ambiente fluvial, com o grau de opacidade maior no padrão translúcido (+70%).

As amostras do depósito de linha de pedra (LPB e LPT), apresentou para um conjunto de cinco janelas para a base e cinco janelas para o topo as seguintes classificações: para a base os valores que predominaram foram o grau de esfericidade subdiscoidal de 51,80% e subprismoidal com 41,60%. O grau de arredondamento predominante foi angular com 39,20% e subangular com 40,8% e a textura superficial foi polida 79,6% e translúcida com 82,20%. Enquanto no topo os maiores percentuais foram à esfericidade discoidal com

39,8% e subdiscoidal 50,20%. O grau de arredondamento foi muito angular 38,8% e angular 39,20% e a textura superficial polida 65% e translúcido 73,4%.

As análises do depósito de linha de pedra na base demonstrou características diferentes do domínio sedimentar em relação ao depósito do topo na linha de pedra, onde o grau de esferecidade na base migra de subdiscoidal para subprismoidal (+50%) e a classificação discoidal (topo) migra para subdiscoidal (+50%). O grau de arredondamento é maior na base, com maior percentual nas classes subangular a subarredondado (em torno de 40%). Sugerindo que o material da base pode ter passado por um processo de repouso mais acentuado e/ou transporte mais longo, a qual o desenvolvimento de intemperismo na base foi mais eficaz se comparado ao todo gerando um material mais argiloso.

Figura 62 – Análise morfoscóptica da fração 0,25 mm dos pontos de coleta CPBJ01 (Janela 01/Base).

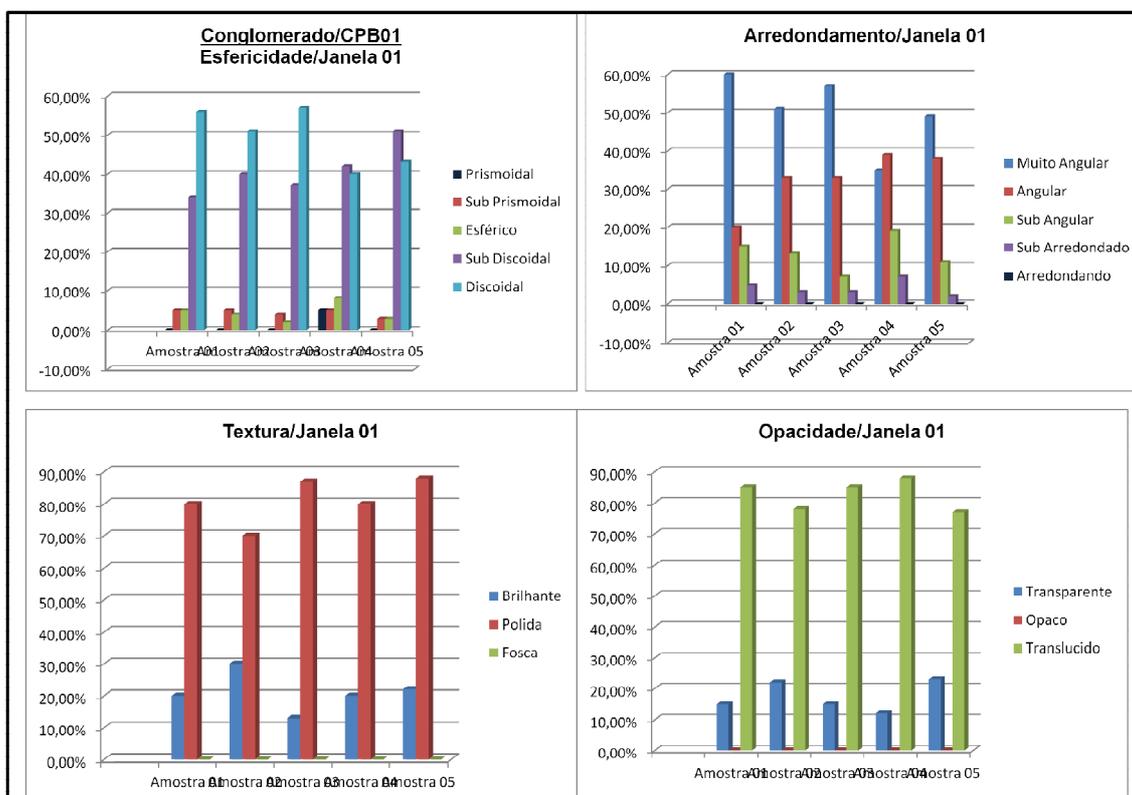


Figura 63 – Análise morfoscóptica da fração 0,25 mm dos pontos de coleta CPBJ02 (Janela 02/Base).

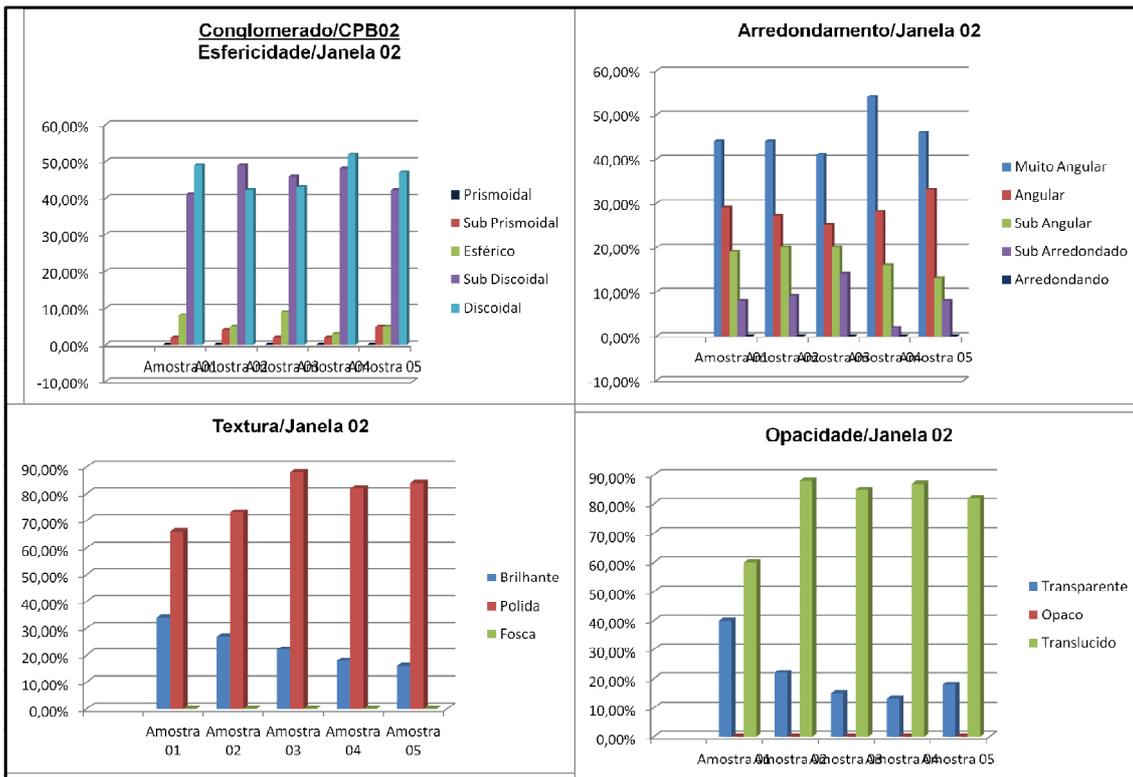


Figura 64 – Análise morfoscópica da fração 0,25 mm dos pontos de coleta CPTJ03 (Janela 03/Topo).

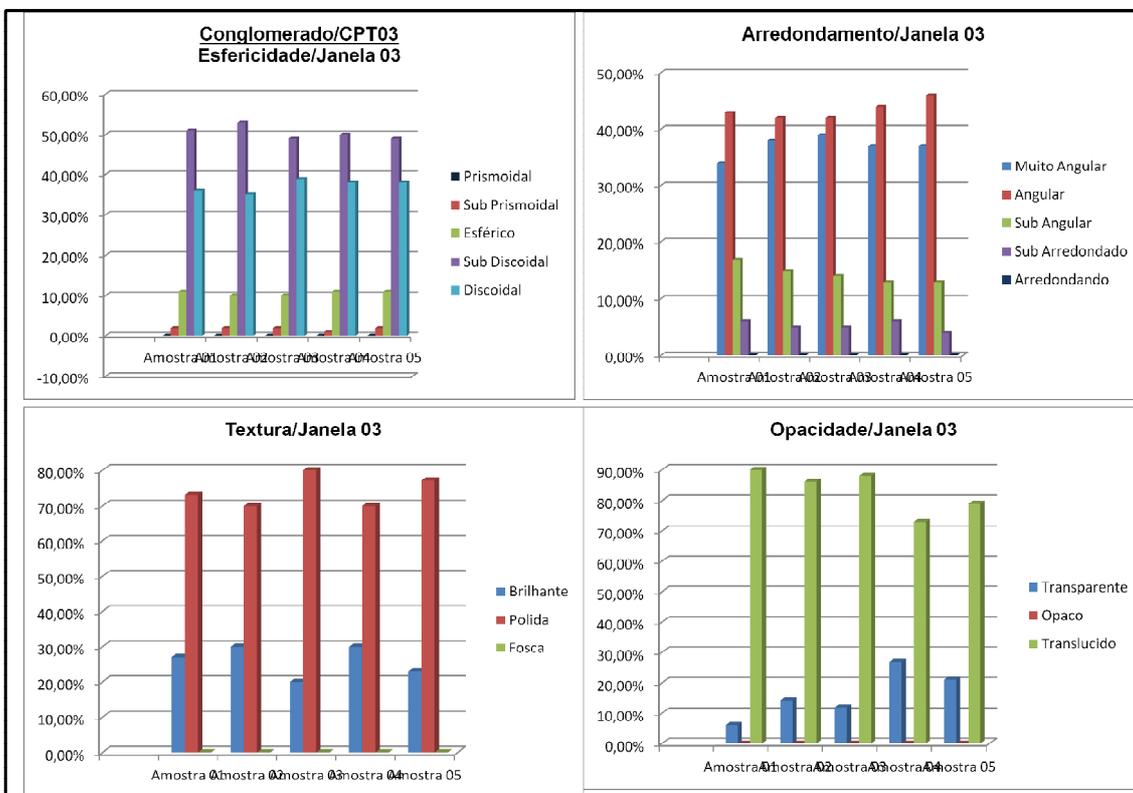


Figura 65 – Análise morfoscópica da fração 0,25 mm dos pontos de coleta CPTJ04 (Janela 04/Topo).

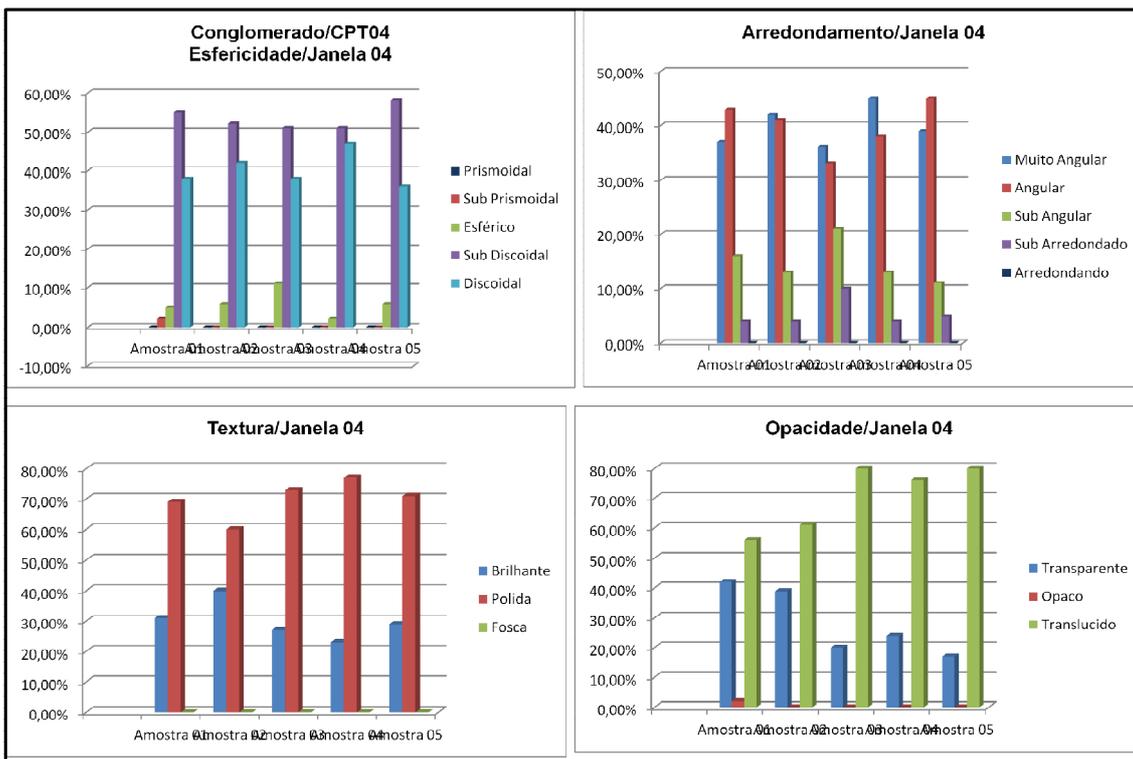


Figura 66 – Análise morfoscópica da fração 0,25 mm dos pontos de coleta LPB (Base).

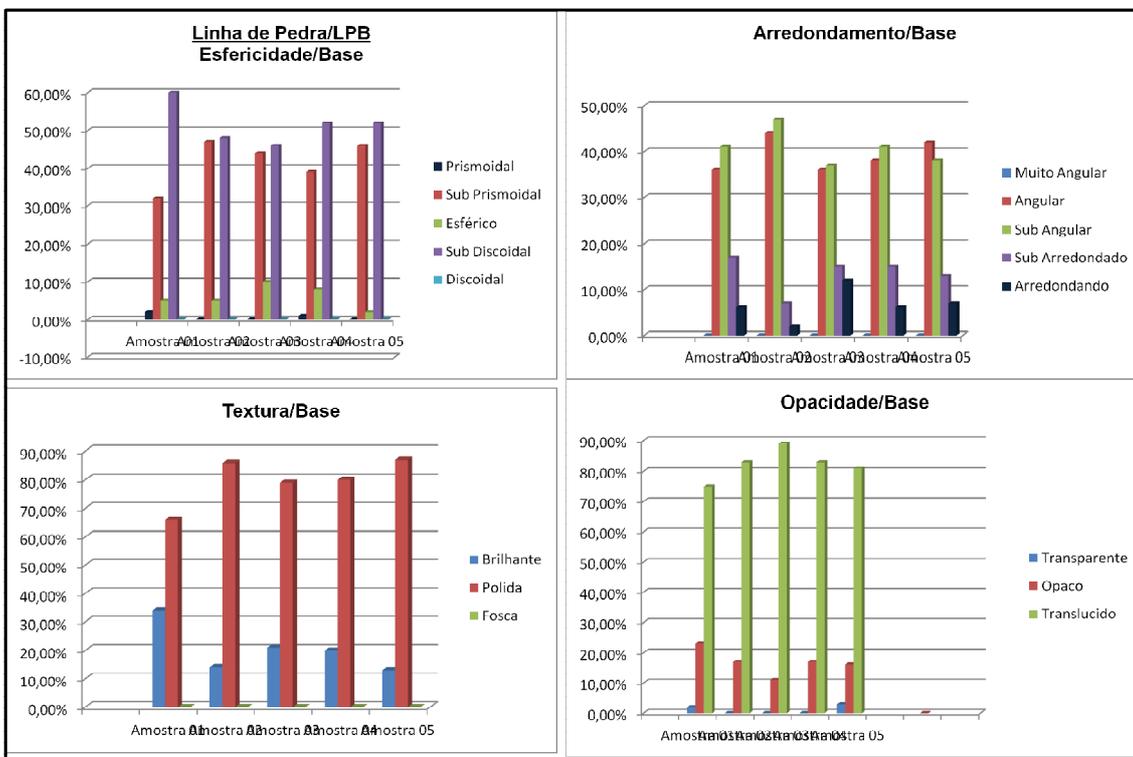
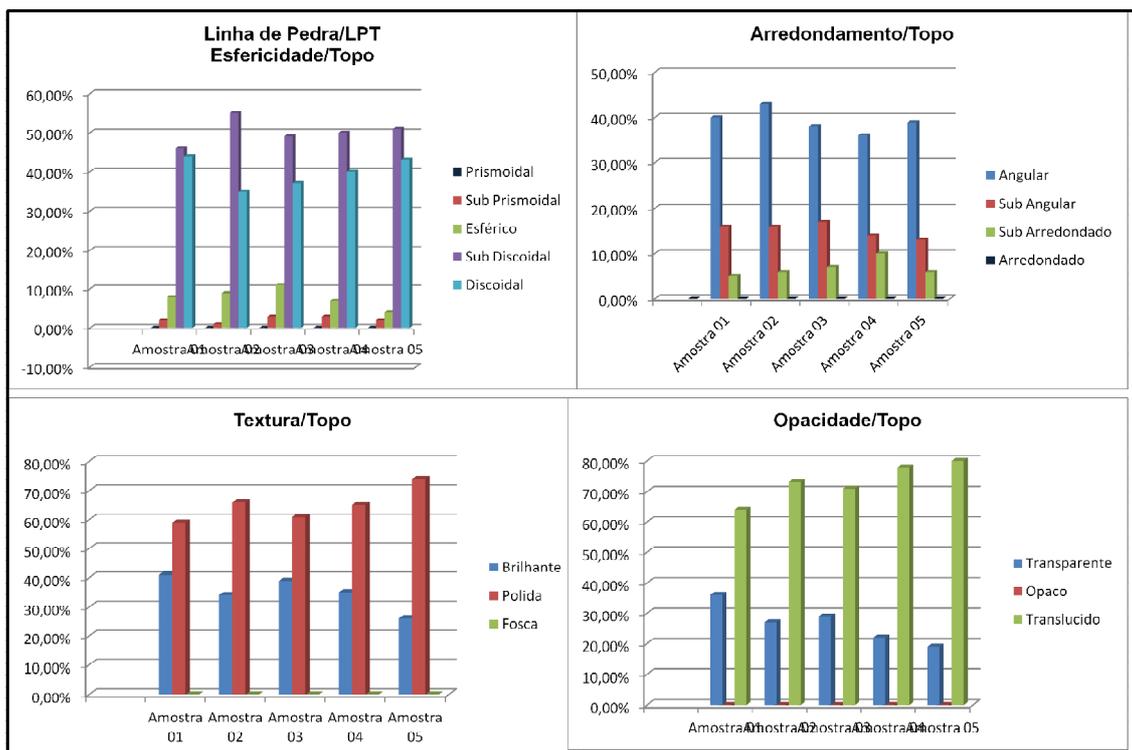


Figura 67 – Análise morfoscópica da fração 0,25 mm dos pontos de coleta LPT (Topo).



De modo geral, os sedimentos estudados do depósito de conglomerado apresentaram semelhanças granulométricas quanto aos dados de arredondamento, esfericidade e textura superficial tanto na base como no topo, indicando sequência de retrabalhamentos e imaturidade textural (sedimentos de encosta). Os resultados mostram que predomina a fração quartzo translúcido e polido típico de processo fluvial para todas as amostras.

Supõe assim, que o Complexo Salgadinho é a principal área fonte fornecedora dos seixos e os sedimentos que compõem o conglomerado são coberturas coluvionares. E que, o processo de rolamentos dos seixos na base e topo do conglomerado esteve sob o comando de um clima mais seco, sob condições torrenciais para possibilitar o transporte e o rolamento dos seixos mediante um regime de alta energia onde a hidrodinâmica dominante foi muito alta constatado no diagrama de Pejrup (1988). O Complexo Salgadinho maior unidade geológica mapeada da bacia hidrográfica do Capibaribe, a qual revela um caráter cálcio-alcalino, equivalente aos granitos de arco, "(...) sugestivo de que estes ortognaisses podem ter sido originados durante um provável estágio de subducção relacionado ao evento Riaciono. Esses ortognaisses

representariam um estágio cedo tectônico à orogênese Transamazônica/Eburneana” (BRASILINO *et al.* 2011 p.833).

5.4.3. Mineralogia das Argilas (DRX)

A população mineralógica predominante em todos os gráficos resultantes da difratometria de raio X, foram de quartzos com picos de feldspato, demonstrando o pouco amadurecimento mineralógico dos sedimentos, assim como do comportamento de desagregação da rocha-mãe dos mesmos. Nas amostras foram percebidas ocorrências secundárias de monossilificação com a presença da caulinita, típico de processo que ocorre em clima subtropical e a frequência secundária no contexto dos argilominerais da anidrita (sulfato de cálcio), calcita, goetita e da mica, com exceção nos perfis de linha de pedra topo (LPT).

Nessa relação, pode-se deduzir que os depósitos foram submetidos a um intervalo relativo de tempo que induziu ao processo de desenvolvimento das argilas, caracterizado pela presença da caulinita em todas as amostras que foram difratada mesmo predominando os minerais de quartzo. Segundo Corrêa (2001), as fases úmidas do Pleistoceno não chegaram a produzir um manto de alteração caulínico no Nordeste, por vezes comum às coberturas superficiais das superfícies elevadas do Sudeste.

Para Lima (2008), os resultados geocronológicos do intemperismo nas superfícies de cimeira no Planalto da Borborema da Serra do Teixeira/PB, obtidos pelo óxido de manganês datados pelos métodos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apresentaram o desenvolvimento do intemperismo marcado desde o Oligoceno até o Pleistoceno e os resultados datados pelo método de (U-Th)/He apresentaram idades do intemperismo variando do Eoceno até Pleistoceno, considerando que ocorreu o intemperismo simultaneamente entre 16 e 17 M.a no domínio do Planalto da Borborema, nas Planícies e nos Tabuleiros Costeiros, sugerindo climas compatíveis no desenvolvimento do intemperismo nestes domínios.

Tavares (2015), investigando o intemperismo em setores de cimeira do Planalto da Borborema no Maciço da Serra da Baixa Verde/PE, afirmou que no

Plioceno/Mioceno, a partir dos 31M.a, as condições de umidade em escala regional proporcionaram o desenvolvimento de mantos de intemperismo sob condições de maior estabilidade climática e tectônica; no Pleistoceno, foi marcado pelo processo inicial do desmantelamento das crostas com reativação das antigas zonas de cisalhamento do Neoproterozóico, desencadeando o rebaixamento do nível de base das depressões e a criação de novos espaços de acomodação para a sedimentação quaternária; na transição Pleistoceno/Holoceno e Holoceno Médio, iniciou-se a deposição das baixas rampas até o Holoceno Médio e no Holoceno Inferior, houve o estabelecimento do padrão atual da semiaridez, em que os depósitos de encosta ficam mais escassos.

Sendo as argilas um material terroso, de granulação muito fina, que adquire plasticidade quando umedecida com água derivado da decomposição das rochas ígneas primárias (CORREIA FILHO, 1997). É notório que todas as amostras tiveram o quartzo como principal indicador de material da rocha cristalina, evidenciando uma cronologia relativamente recente, entretanto é percebido que:

- ❖ As fases das argilas do conglomerado Paudalho Base (CPB), tiveram maior desenvolvimento nas famílias das argilas em relação aos resultados do conglomerado Paudalho Topo (CPT), sugerindo fases de deposição mais úmida na base e subúmida no topo;
- ❖ Em relação às amostras do depósito de linha de pedra Base (LPB), as famílias das argilas tiveram desenvolvimento semelhante ao CPB, diferenciando-se totalmente dos sedimentos acima da linha de pedra Topo (LPT) em que os argilominerais não foram difratados por não haver argilas desenvolvidas no topo para ser caracterizada, indicando dois processos de atuação do clima no ambiente;
- ❖ A presença dos argilominerais nesses perfis se deram em função do desenvolvimento do intemperismo químico condicionado pelo clima úmido, conferido no mapeamento de solos em Paudalho nos perfis de latossolos e argissolos.
- ❖ No que se refere ao depósito de conglomerado, sugere-se uma alteração nas condições hidrodinâmica, em que o fluxo transmitido a

partir de um alto regime de energia passou para um baixo comando de energia. Nesse processo, após a permanência deste depósito no ambiente houve um processo pedoestratigráfico em que desenvolveram-se os argilominerais potencializados por clima úmido.

Nesse contexto, o DRX contribuiu para indicar nas fases das argilas a caracterização dos distintos ambientes em Paudalho, essas diferenças e desenvolvimentos estão retratadas na Tabela 13 e nas Figuras 68 à 79.

Tabela 13 – Descrição dos Dados do DRX

Amostras	Minerais	Picos da difração
AM 897/CPB	Quartzo, feldspato, caulinita, goetita, carbonato de cálcio	em 25, 30, 35 e +/- 40
AM 898/CPB	Quartzo, feldspato, caulinita, mica, goetita	em 20, 25, 30, +/- 40
AM 899/CPB	Quartzo, feldspato, caulinita, carbonato de cálcio, goetita	em 25, 30, e +/- 40
AM 900/CPB	Quartzo, caulinita, calcita, goetita	em 10-15, 25, 30, e +/- 40
AM 901/CPT	Quartzo, caulinita, anidrita, goetita	em 25, 30, e +/- 40
AM 902/CPT	Quartzo, anidrita, calcita, caulinita	em 15, 25, 30
AM 903/CPT	Quartzo, caulinita, anidrita, calcita	em 15, 25, 30
AM 904/CPT	Quartzo, caulinita, anidrita, calcita	em 15, 25, 30
AM 905/LPT	Quartzo	Difração insuficiente
AM 906/LPT	Quartzo	Difração insuficiente
AM 907/LPB	Quartzo, feldspato, caulinita, anidrita, calcita, goetita	(em 25, 30, e +/- 40)
AM 908/LPB	Quartzo, caulinita, anidrita, calcita	(em 15, 25, 30)

Figura 68 – DRX do Perfil CPBJ01/c (AM 897/CPB- Base do conglomerado)

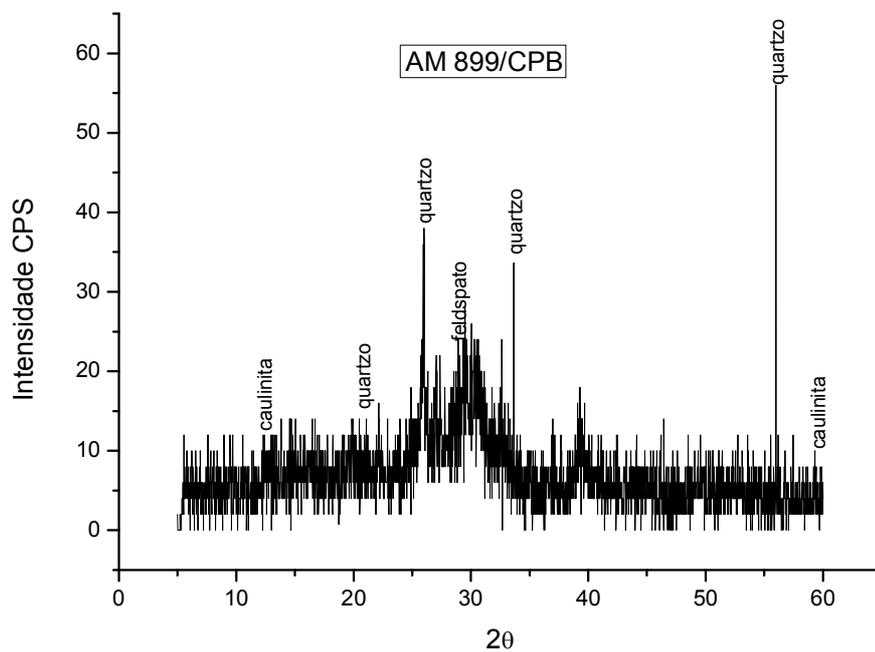


Figura 71 – DRX do Perfil CPBJ02/e (AM 900/CPB-base do conglomerado)

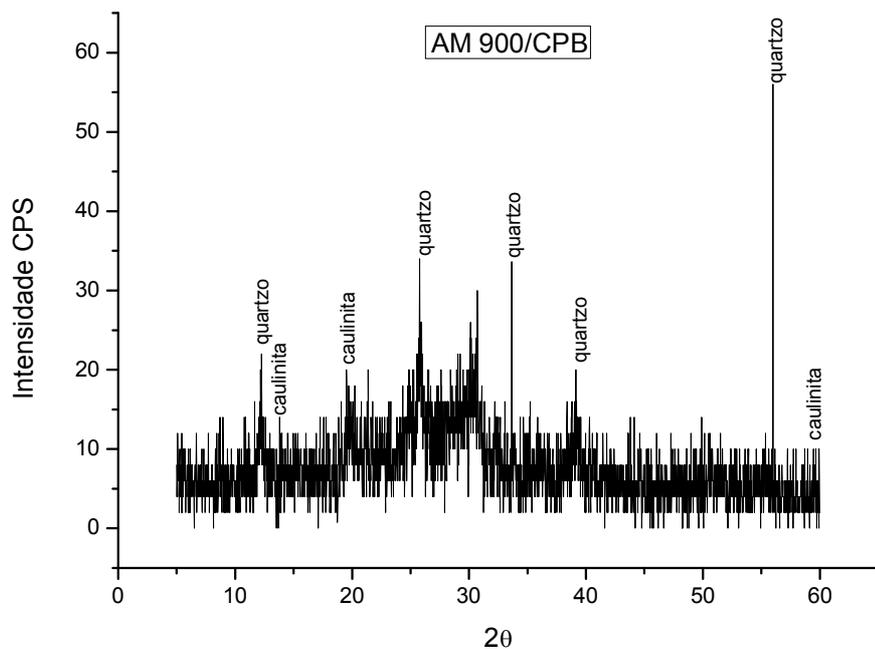


Figura 72 – DRX do Perfil CPTJ03/c, (AM 901/CPT-Topo do conglomerado)

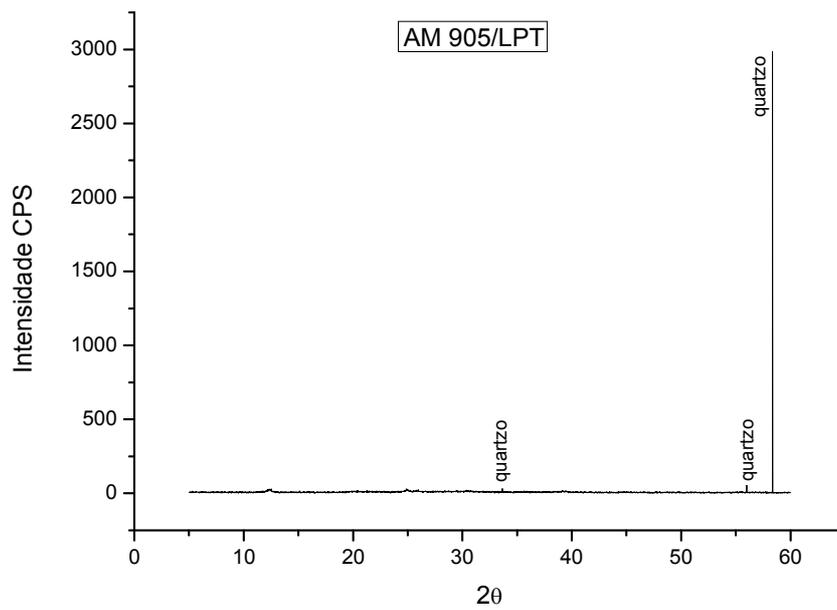


Figura 77 – DRX do Perfil LPTJ05 (AM 906/LPT-Topo da linha de pedra)

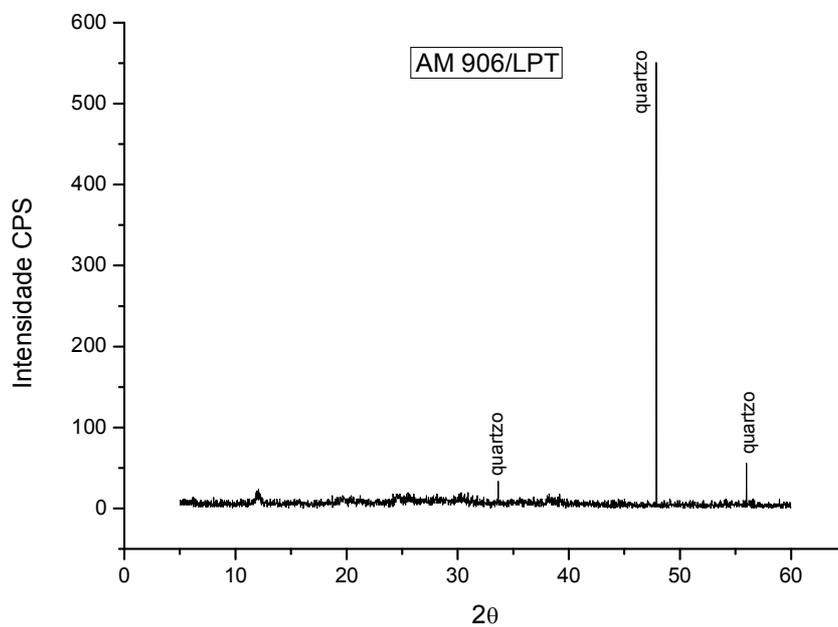


Figura 78 – DRX do Perfil LPBJ03 (AM 907/LPB-Base da linha de pedra)

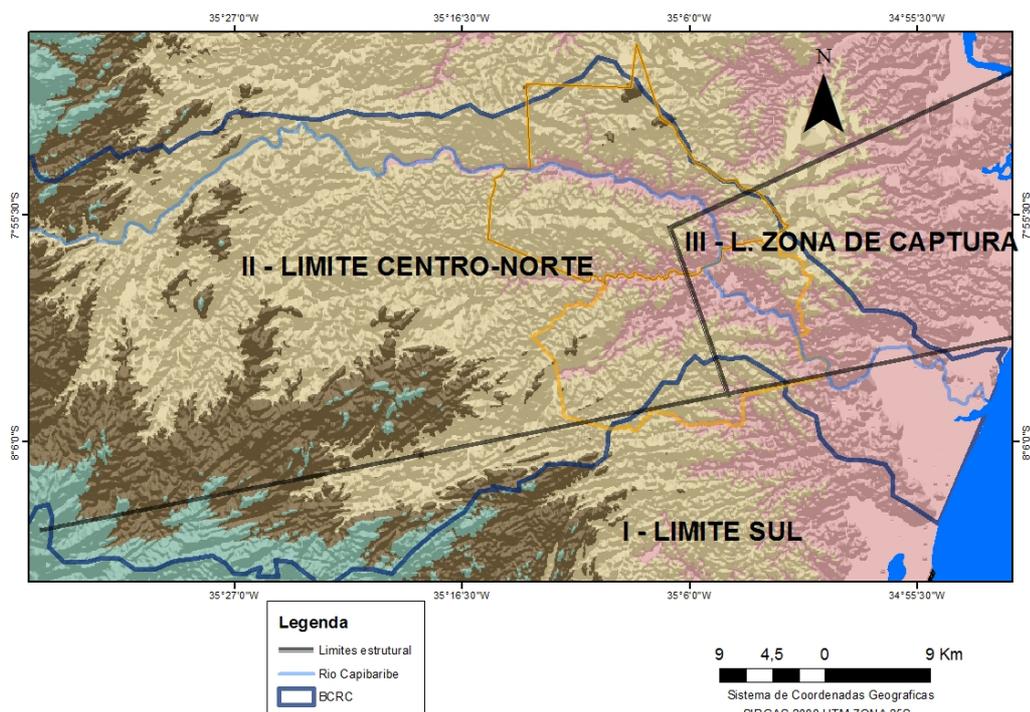
5.5 GEOMORFOLOGIA, MORFOTECTÔNICA E GÊNESE DA COBERTURA SEDIMENTAR

Diante da caracterização morfométrica da rede de drenagem e das análises sedimentológicas e morfoestruturais fazem-se necessário tecer algumas considerações complementando conjuntamente todos os dados aventados, bem como expor outros indicativos de análises para concatenar esse arranjo geográfico. Para tanto, serão abordados indicadores morfotectônicos, e ainda serão discutidas a gênese da cobertura sedimentar e as inferências da evolução geomorfológica e morfoestrutural no BCRC.

5.5.1 Indicadores Morfotectônico no Relevo do BCRC

Nessa perspectiva de análise evolutiva da rede de drenagem, foi necessário elaborar um mapa de indicadores morfotectônico e um mapa com trechos anômalos no BCRC, de acordo com a metodologia de Goy *et al.* (1991), Christofolletti (1980) e as contribuições de Tavares *et al.* (2014). O mapa de indicadores morfotectônicos foi subdividido em três compartimentos principais, a partir dos limites estruturais, assim sendo: na porção sul designou-se o Limite estrutural Sul delimitado pelo Lineamento Pernambuco, no sentido leste foi denominado a Zona de Captura do rio Capibaribe e no centro-norte o limite Norte controlado pela Zona de cisalhamento compressional. As feições encontradas foram: cristas, vales lineares, inselbergues, captura de drenagem e *knick-points* (Figura 80).

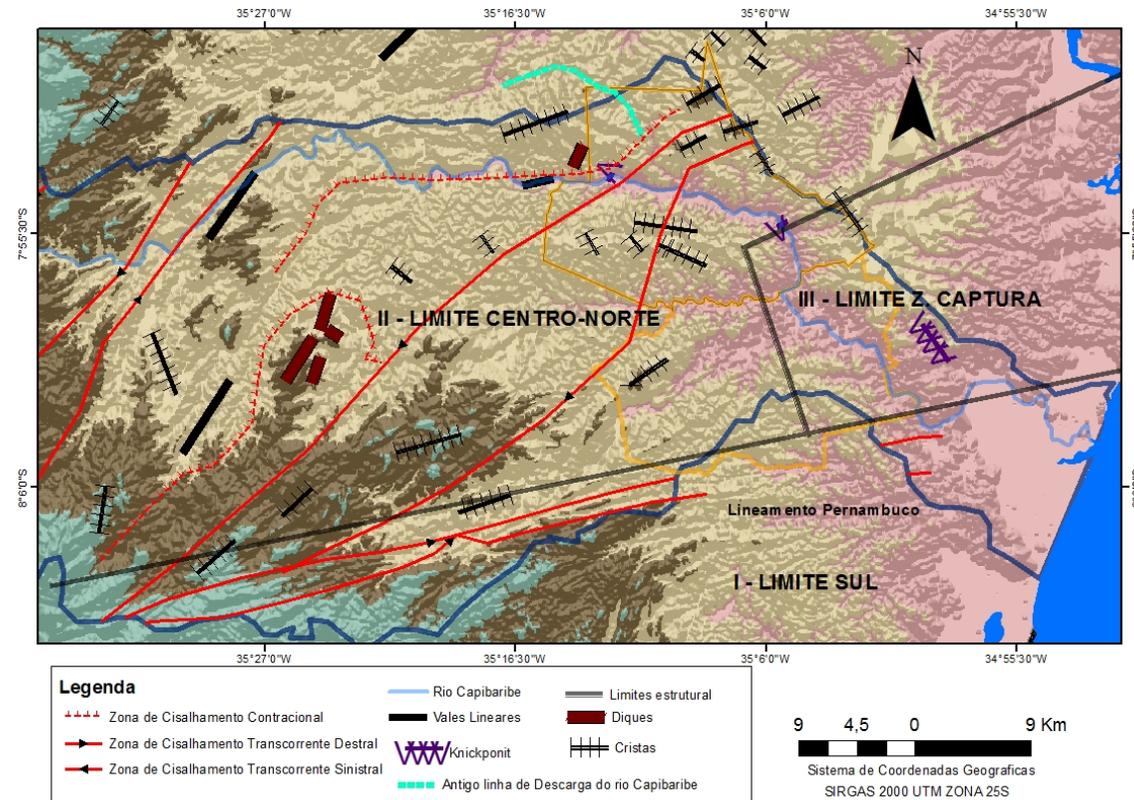
Figura 80 – Mapa da delimitação estrutural do BCRC.



Fonte: A autora.

Os vales lineares correspondem aos valores baixos do RFAV encontrados ao longo do Capibaribe, assim como, a zona de captura corresponde ao entalhe do rio Capibaribe por 2,63 quilômetros possivelmente em uma direção de falha. Nas morfoestruturas de Inselbergues e Cristas formados em intrusões de granitos, alinhados com o *trend* regional se destacam no limite centro-norte: o Inselbergue granítico (morro do Trapuá/Tracunhaém) que aflora cortando o embasamento gnáissico e atinge altitude superior a 250 metros, com modelado de encostas côncavas com forte ondulação; a Crista Quartizítica (Quartizito Miritiba/Carpina), que ultrapassa 240 metros de altitude, encaixado numa zona de cisalhamento compressional e os antigos Vales estreitos em “V” colmatados, com provável subida recente dos níveis de base locais pelo coluvionamento (CAVALCANTI *et al.*, 2008). E há ainda os *knick-points* marcados em pontos de Posicionamento Global (GPS), expondo o embasamento cristalino do curso do rio Capibaribe, (Figura 81).

Figura 81 – Mapa de Convenções Morfotectônica do BCRC



Fonte: a Autora.

O *knick-point* de maior dimensão no gradiente topográfico (mais de dois metros de altura) encontra-se mapeado no Limite da Zona de Captura do Capibaribe no município de Camaragibe, a qual a configuração morfológica do canal apresenta classificação segundo Brierley & Fryirs (2005), de: canal confinado de fundo rochoso, assembléias de cascatas e piscina, isto é, a forma do canal neste trecho é irregular com incidência de corredeiras. Provavelmente, esses estilos de canais são respostas da drenagem formando quebra de gradientes sobre o leito rochoso, reflexo em escala local dos esforços tectônicos advindos do processo de brusca inflexão no município de São Lourenço da Mata onde o Capibaribe foi capturado, (Figura 82).

Figura 82 – Imagens com corredeiras caracterizando os *knick-points*. Em (A) rio Capibaribe (Paudalho); em (B) riacho Umas (Camaragibe), afluente do Capibaribe.



Fonte: a Autora em 03/03/2014

Adicionalmente, nas análises da Zona Transversal, limitada pelos Lineamentos Patos ao norte e Pernambuco ao sul do rio Capibaribe apresenta-se como um domínio estruturado por uma tectônica transcorrente Brasileira (SAMPAIO, 2005). Nesse contexto, a trama de fraturamento no cristalino apresenta complexos episódios marcantes no relevo, como ocorrem localmente

consideráveis enxames de diques no baixo Capibaribe. O domínio da Zona Transversal foi morfologicamente a área mais afetada pelos arqueamentos que atuaram na Borborema, onde os maciços residuais e cristas são alinhados conforme as principais direções estruturais da região E-W e/ou NE-SW, evidenciando o controle estrutural (CORRÊA, *et al.*, 2010).

Finalmente, essas convenções indicam estarem relacionadas à reativação de estruturas de falhas, cisalhamentos e fraturas presentes na área, e podem indicar através das feições do relevo o controle tectônico. Como por exemplo, os inselbergues que representam um testemunho residual; as cristas que se referem a uma linha determinada pelos pontos mais altos intercalados pelos vales encaixados e a rede de drenagem influenciada pelo *trend* geral E-W e NE, o que faz imprimir na paisagem configurações que indicam forte controle estrutural pela dinâmica morfotectônica, conforme a metodologia de (GOY *et al.*, 1991), (Figura 83 e 84).

Figura 83 – Afloramentos rochosos na BR-408 em São Lourenço da Mata, em (A) e (a), direções dos *trends* regionais em WSW-ENE e SW-N.



Fonte: Leandro Diomério em 03/03/2014.

Figura 84 – Afloramentos rochosos na BR-408 em São Lourenço da Mata, em (A) e (a), direções dos *trends* regionais em WSW-ENE e SW-NE;

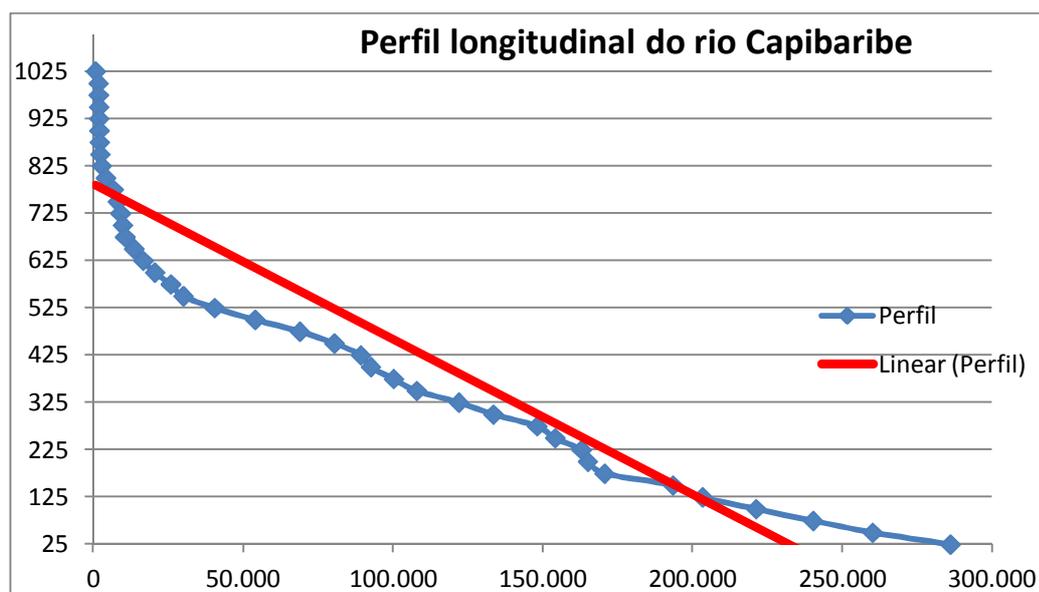


Fonte: Leandro Diomério em 03/03/2014.

Nessa conjuntura morfotectônica, foram marcados três setores anômalos no BCRC em escala de maior detalhe, a fim de caracterizar de forma mais nítida o perfil do canal. Ressalta-se que, a neotectônica mediante parâmetros flúvio-morfométricos foram empregadas em trabalhos de ETCHEBEHERE *et al.*, (2005) e GUEDES *et al.*, (2006), a parti do perfil longitudinal na incumbência de avaliar trechos anômalos na rede de drenagem. Assim, a figura 85 apresenta o perfil longitudinal e a linha de melhor ajuste do rio Capibaribe para uma visualização geral do canal.

Esse perfil longitudinal partiu da análise de anomalia de drenagem na bacia hidrográfica do rio Capibaribe, a qual predominou em toda área anomalia de segunda ordem, entretanto, foram encontrados anomalias de primeira ordem nos municípios de Passseira e Toritama. Nesse viés, o índice de gradiente (*stream gradient-index*), proposto por Hack (1973), denominado índice de Hack, ou Relação Declividade Extensão (RDE), contribuiu de forma impar para os parâmetros da morfometria, pois este avalia, no curso fluvial, as “anomalias” no perfil longitudinal, permitindo detectar, através desse índice, os graus de anomalias ou os valores anômalos em cada porção de um curso fluvial avaliado.

Figura 85 – Perfil longitudinal do rio Capibaribe, em conjunto com a Linha de Melhor Ajuste.

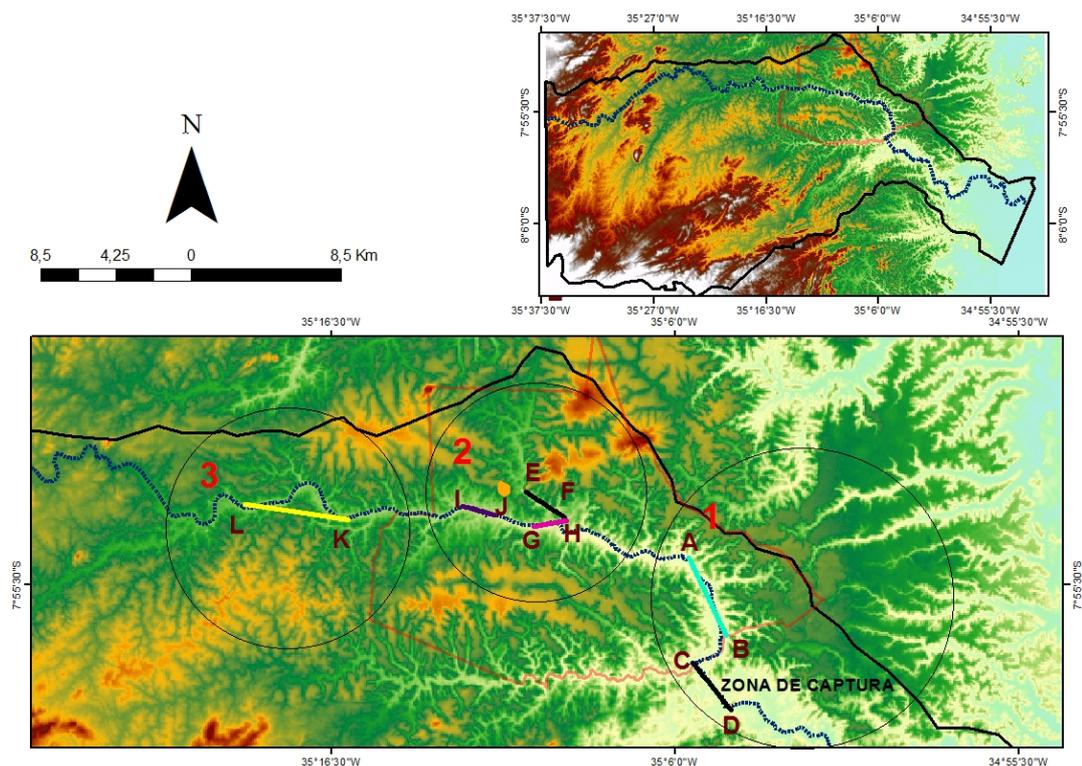


Fonte: A autora.

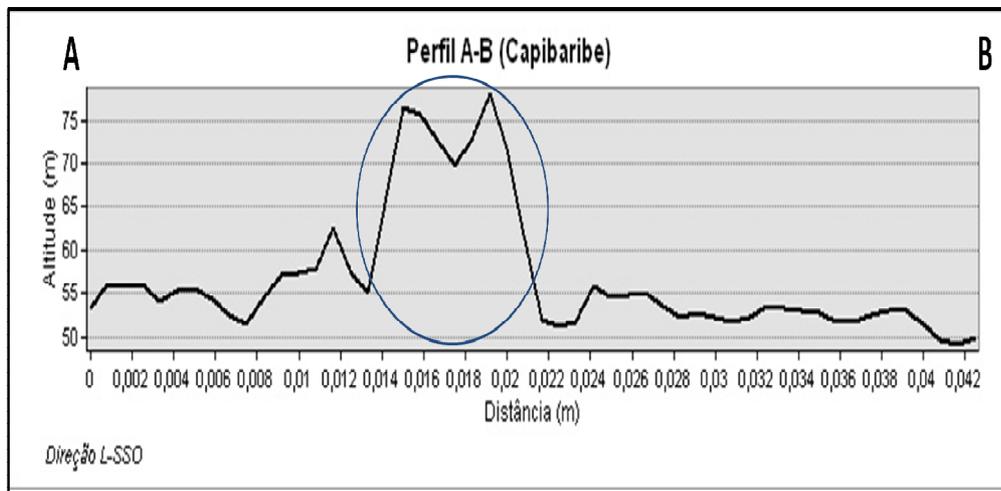
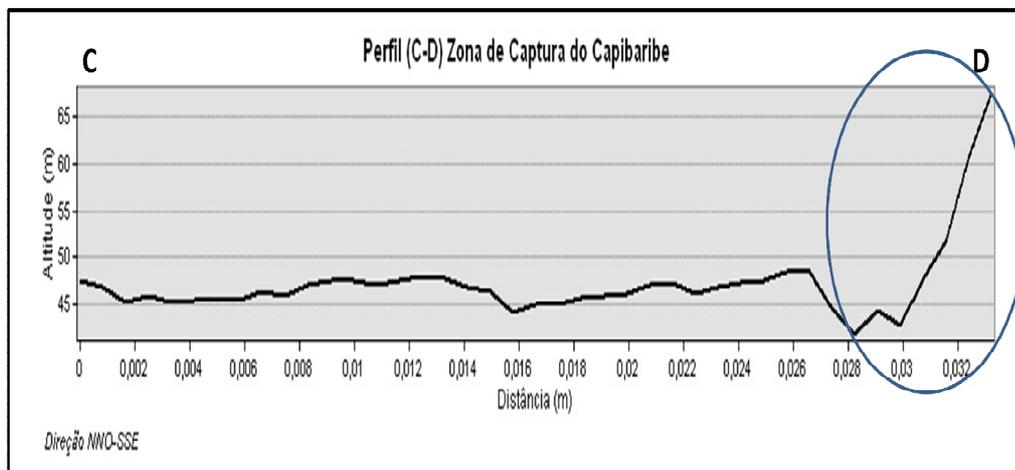
Assim, o perfil Longitudinal dos cursos d'água retrata de forma visual a declividade e a relação entre a altimetria e o comprimento do rio, as características do perfil longitudinal podem ser enquadradas de modo significativo na associação das feições do relevo e revelar seu comportamento (CHRISTOFOLETTI, 1980).

A figura 86 retrata a demarcação dos três setores que foram analisados a partir dos transectos topográficos: no perfil longitudinal A-B, foi traçado antes de o Capibaribe ser capturado retratando a quebra de desnível no gradiente no meio do perfil, antes do canal infletir totalmente para a direção sul. O perfil C-D, foi traçado na zona de captura do Capibaribe, a qual reflete o alinhamento do canal, entretanto, na extremidade oeste “D”, o traçado exibiu a quebra de desnível. Essas detecções nos canais reafirmam o índice morfométrico de sinuosidade que apresentou valor baixo onde o canal tende a ser retilíneo, ou seja, os perfis traçados não apontam para sinuosidade, mas sim para “quebra” de desnível no canal (Figura 87 e 88).

Figura 86 – Mapeamento com demarcações em três setores anômalos do no canal rio Capibaribe.



Fonte: A autora.

Figura 87 – Perfil Longitudinal (A-B)**Figura 88 – Perfil Longitudinal (C-D)**

No segundo setor, o perfil longitudinal E-F, que atualmente é o rio Cucaí, de terceira ordem, o qual corria a antiga linha de descarga do rio Capibaribe, apresenta-se com vários trechos de quebra de gradiente, infletindo em várias subdireções, com altitude aproximada de 100 metros. Já o perfil longitudinal G-H, é justamente onde o rio Capibaribe conflui com o canal Cucaí, e passa a correr, ressaltando que a altimetria nesse perfil é em torno de 75 metros de

altitude mostrando que o rio procurou um caminho mais baixo para correr, também há várias quebra de ângulos (Figuras 89, 90 e 91).

Figura 89 – Perfil Longitudinal (E-F).

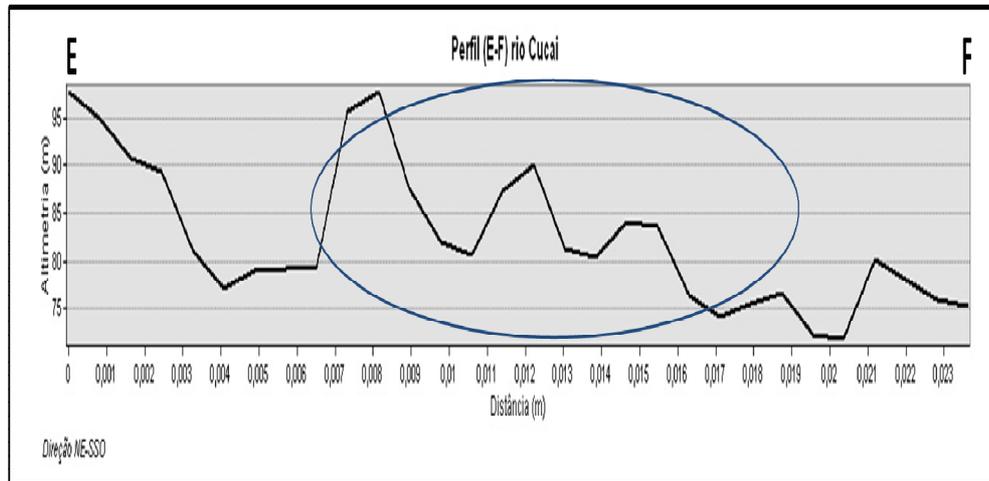
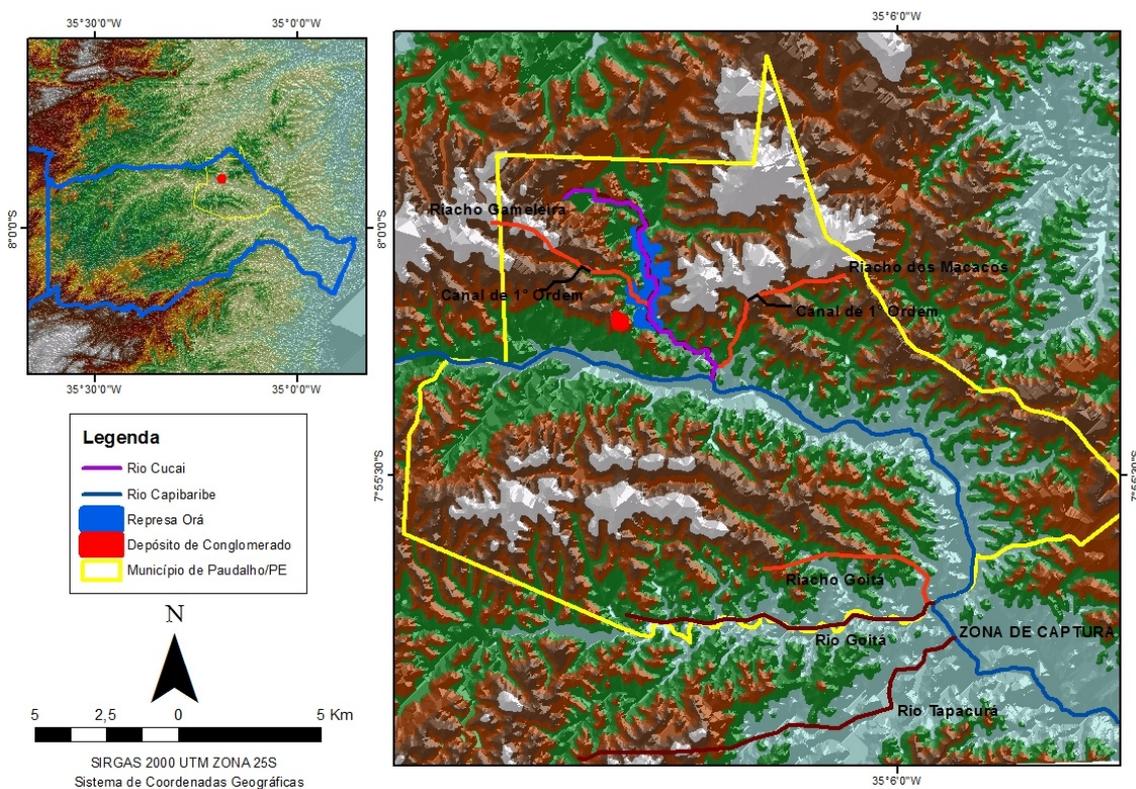
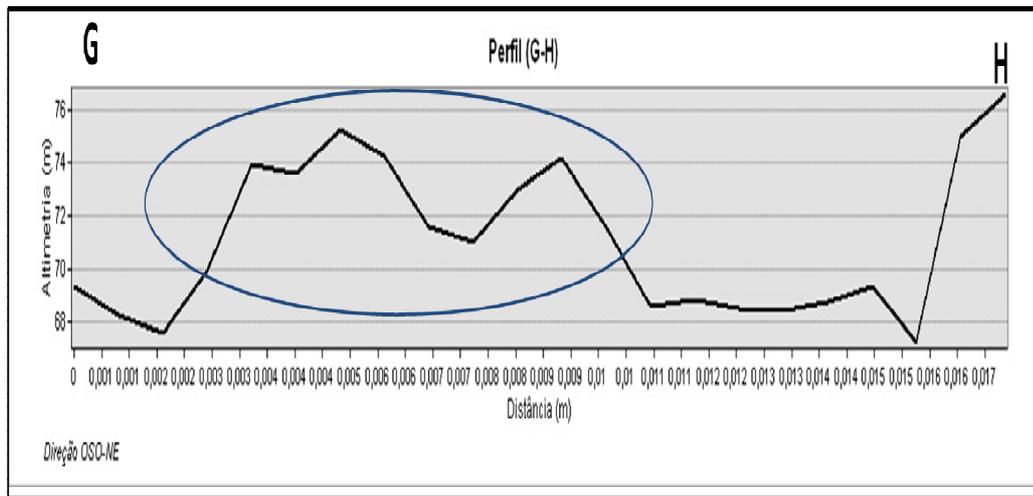


Figura 90 – Mapeamento do rio Cucuí em Paudalho.



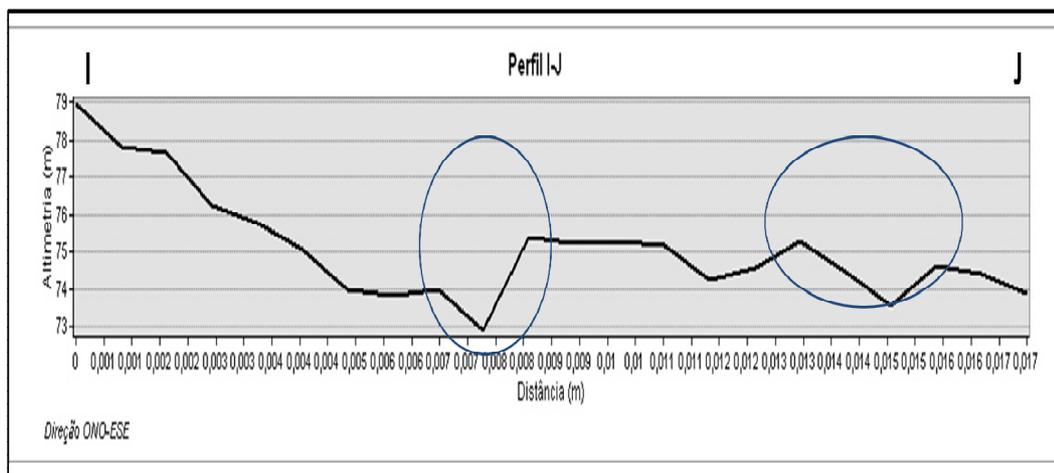
Fonte: IBGE adaptado pela Autora.

Figura 91 – Perfil Longitudinal (G-H)



O perfil longitudinal I-J, foi traçado a oeste do perfil G-H apresenta trechos com quebra de gradiente e reafirma o índice de sinuosidade que tendeu para retilíneo no Capibaribe (Figura 92).

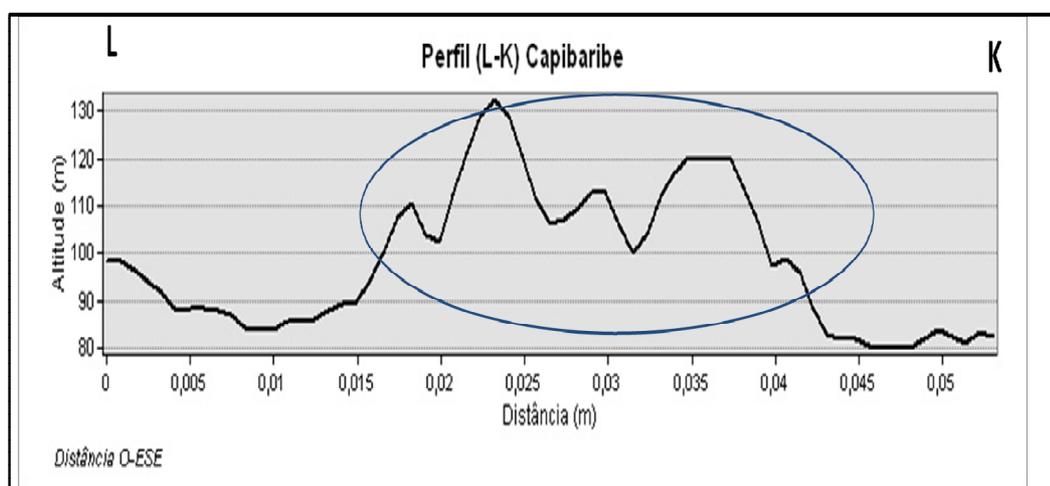
Figura 92– Perfil Longitudinal (I-J)



No terceiro setor, o perfil longitudinal L-K, exibiu na paisagem uma abrupta subida do canal, onde nas extremidades para o leste e para oeste a drenagem corria no traçado “quase retilíneo” (Figura 93). Nesse contexto de

investigação em uma escala de detalhe maior nos perfis longitudinais dos canais fluvial, verifica-se que o contexto tectônico atual na região do Nordeste oriental se caracteriza por um campo de tensões com compressão E-W e distensão N-S, que é atribuído a movimento de expansão da cadeia meso-oceânica e compressão da cadeia andina, segundo Assunção (1992 *apud* LIMA, 2008). O que atesta o domínio controlador nos canais de drenagem no BCRC, principalmente por está atrelado ao complexo de domínios de falhamentos presente na área.

Figura 93 – Perfil Longitudinal (L-K).



6.5.2 Hipóteses sobre a Gênese da Cobertura Sedimentar

Em relação aos sedimentos envolvidos e sobrepostos ao conglomerado em Paudalho, assim como, os sedimentos do depósito de linha de pedras, comungaram para um mesmo processo, que são: depósitos coluviais que estruturam os divisores tabulares próximos a drenagem do rio Capibaribe em Paudalho, tem a sedimentação coluvial associado à ordem climática, comuns nas regiões tropicais. Thomas (1994) menciona que os depósitos de colúvios em climas tropicais são vinculados a *inputs* climáticos (maior torrencialidade e

tempestividade), como maior condicionante para a geração de colúvios. Para Corrêa (2001), a denominação colúvio equivale ao depósito sedimentar que se acumule ao longo de uma encosta devido ao transporte gravitacional, a despeito do conteúdo original de água nesse material.

Nesse contexto, o colúvio pode ser definido como depósitos originados a partir do deslocamento dos produtos desagregado das rochas, nesse caso, o material eluvial, transportados por movimento gravitacional ao longo da encosta e depositados em segmentos inferiores da encosta ou da vertente. Nessas parcelas encontram-se os colúvios e seus depósitos são materiais mal-selecionados (TAVARES, 2010).

Segundo Corrêa (2001), esses materiais possuem textura heterogênea, pobremente selecionados, apresentando muitas vezes linhas de seixos envolvidos por materiais mais finos, nessa situação, as linhas de seixos estariam associadas a processo de transição climática. Corrêa (*op cit*) esclarece que os elementos relacionados às linhas de seixos em que foram removidas as frações mais finas, a qual os componentes mais grosseiros se acumularam nas porções mais inferiores da encosta, formando-se um pavimento rochoso. E ainda especifica, o processo pedogenético fica mais intenso em episódios mais úmidos e, se na sucessão ocorrer um período mais seco, o material rochoso será inumado, em função dos processos erosivos no material mais fino, promovendo o colúvio.

Nesse cenário, os materiais aluviais são aqueles depositados nas várzeas dos rios, formando os terraços fluviais, em que frequentemente, o material que constitui os alúvios tem origem coluvial, dentre outros materiais. Esses materiais são depositados e retrabalhados pela dinâmica fluvial, nessas circunstâncias, os depósitos colúvio-aluvionares podem ser definidos como sedimentos levados pela drenagem se depositando nas vertentes (colúvio) ou transportados pela drenagem se colocando na planície aluvial (alúvio), CORRÊA (2001). Sendo os sedimentos coluvionares transportados e retrabalhados pelos cursos fluviais, são acrescentados às fácies aluvial, que estão geralmente próximos dos rios na forma de terraços e várzeas que margeiam o curso fluvial.

Nessa correlação, os sedimentos abaixo e sobreposto a linha de pedras em Paudalho serem de fato coluviais, foram reconhecidos na bacia o rio Capibaribi-Mirim/PE, ao norte do BCRC. De acordo com a autora, Silva (2012), a característica mais marcante de que houve transporte de materiais seria em função da presença de cascalheira em distintos trechos das linhas de pedras, as quais oferecem poucas chances para o material ter sido desenvolvido *in situ*. Ainda segundo a autora supracitada, as cascalheiras marcam discordância entre os materiais transportados.

No município de Paudalho, essas observações citadas (*op cit*) também foram diagnosticadas, uma vez que, nos depósitos de linhas de pedras quase sempre são encontrados “pacotes” de cascalhos ou bloco de seixos em média de 15 a 20 centímetros de diâmetro, inseridos nas linhas de pedras, reforçando a idéia de locomoção do material (Figura 94)

Figura 94 – Depósitos de Linha de Pedra. Em (A) seixo angular com 15 centímetros de diâmetro, em (B) conglomerado sobre a linha de Pedra (Paudalho).



Fonte: A autora em 03/03/2014

Conforme os parâmetros estatísticos, as frações que predominaram nessa área foram areia e silte, esses sedimentos têm indicativos que teriam se concentrado nas cascalheiras após os mais finos terem sido escoados. Em

relação à distribuição da argila, entre o depósito do topo e da base das linhas de pedras, há uma discordância significativa na ausência das frações mais finas no topo, pois na base há um maior acúmulo de material argiloso na cor vermelha (5YR 5/6), com maior número das famílias das argilas conforme a Difratometria de Raio X, enquanto no topo o material é arenoso e cinza (7,5YR 1/5), a qual não foram reconhecida a leitura das argilas pelo difratômetro, sendo atestado nos perfis analisado.

Esse processo de maturidade pedológica na sedimentação da base indica que os sedimentos passaram por fases de intemperismo químico com maior intensidade em relação aos sedimentos do topo, sabendo-se que o mineral predominante em todos os perfis desta pesquisa foi o quartzo, que é um mineral resistente. Nesse caso, o clima poderia ter sido quente e úmido na base, o que confere a maior incidência das famílias das argilas como a caulinita, a calcita, a goetita e a anidrita, com cobertura vegetal de porte suficiente para manter e potencializar o intemperismo. Entretanto, o material do topo com textura arenosa apresenta indicativo de clima seco, provavelmente com chuvas concentradas e torrenciais, pois os sedimentos encontram-se lixiviados e com ausência significativa das argilas para leitura no difratômetro.

Ressalta-se que os depósitos que compõem o município de Paudalho formados por areia e seixos, que compõe o conglomerado e os depósitos de linhas de pedras, são reconhecidos com o nome de Formação Moura (Mabesoone & Campos e Silva, 1972). Conforme Mabesoone & Castro (1975), os sedimentos da Formação Moura tem origem e ambiente de deposição associado ao meio fluvial sob clima nas condições torrenciais. A Formação Moura foi mapeada em Paudalho na porção sudoeste do município pelo (SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL-CPRM, 2005).

Segundo Marinho (1979), os sedimentos que compreendem a Formação Moura são constituídos de camadas de cascalhos composta geralmente por seixos de quartzo, com diâmetro de 02 até 20 centímetros. A autora menciona que a matriz é areno-argilosa de cor vermelha e não tem estratificação. Nesse caso, a Formação Moura é classificada como sedimentos terrígenos continental do sistema fluvial localizados no interior do nordeste brasileiro, (MABESOONE & CASTRO, 1975; MARINHO, 1979). Hasui (2012) elucida a Formação Moura

nas bacias interioranas como unidade composta de sedimentos clásticos de idade terciária.

Assim, esses depósitos possibilitam indicar a relação de fatores paleoclimáticos ou tectônicos, através do espaço de acomodação, deformação e distribuição do pacote sedimentar ou pela produção das condições de torrencialidades episódicas em período mais seco e pouca vegetação, para os dias atuais em que estão retratados na paisagem em Paudalho. Revelando que os processos de transporte e deposição estiveram sob as condições paleoambientais pretéritas.

5.5.3 Implicações para Evolução Geomorfológica e Morfoestrutural

Os depósitos investigados e as análises morfométricas corroboraram para a identificação da dinâmica deposicional e evolutiva do BCRC, controladas pela estrutura litológica que estão condicionadas aos fatores morfogenéticos desde a abertura do oceano Atlântico, que gerou a flexura na borda continental do Nordeste Oriental do Brasil. Esta flexura é responsável pela inflexão topográfica do Planalto da Borborema que condicionou a formação de basculamentos, *horts* e *grábens* e o comando dos canais de drenagem.

Foi constatado em análises sedimentológica no depósito de conglomerado em Paudalho evidências de que os sedimentos são de origem alóctone. Nessas circunstâncias, os seixos rolados são do transporte aluvial e os sedimentos coluviais, desconsiderando o desenvolvimento *in situ*. Como constatou Silva (2012), que os materiais que recobrem as cascalheiras são de origem alóctone, apesar desse transporte ter ocorrido as curtas distâncias em sua área de pesquisa, a bacia do rio Capibaribe-Mirim.

No que diz respeito à morfometria, Monteiro (2015), avaliou a anomalia de drenagem do rio Capibaribe e detectou trechos com anomalia de segunda ordem, como tal Silva (2013) também encontrou tais valores. Monteiro (2015) argumenta que esses índices indicam quebras sutis e a não-presença de

grandes escarpas, e também a não formação de cachoeiras ao longo da drenagem, mas admite uma subjetividade na curva do perfil do rio Capibaribe, em função dos valores mais elevados de IH (Índice de Hack) e, por conseguinte, suas quebras, não estarem concentrados em um único setor, com trechos em sequências. No entanto, quando a análise é construída em uma escala de maiores detalhes, cada porção investigada denota singularidades que apontam fortes controles influenciados pela tectônica.

Nessa conjuntura, dois setores são de maiores evidências de influência tectônica em subcompartimentos na área estudada: um é o rio Cucaí que perdeu a hierarquia de ordem de canal, a qual provavelmente corria como curso principal a antiga linha de descarga do rio Capibaribe. Levando-se em consideração que a dimensão do depósito do conglomerado, constituído de materiais da área fonte, seixos rolados, são características que validam os elevados pulsos energéticos para remobilizar o material. Assim, o canal do rio Capibaribe que tinha uma direção no sentido Noroeste passou a tracejar na direção oeste-leste em direção a foz, abandonando na porção de Paudalho esse depósito. Outra evidência é a brusca inflexão do capibaribe que após abandonar tal depósito, situando-se na direção oeste-leste, flexionou bruscamente na direção sul após 15 quilômetros entre Paudalho e São Lourenço da Mata, encaixando-se em uma linha de falha.

Em relação, a geocronologia do depósito de conglomerado em Paudalho, o mesmo pode ter idade aproximada ao material datado no Grabén do Cariatá de 97 mil anos (Pleistoceno Superior), Tavares (2010). Levando-se em consideração, a proximidade geográfica e as características sedimentológicas que são equivalentes, ou seja, sedimentos arenosos finos e grossos, sem estratificação e material extravasado pelo rio. Outra característica marcante no Cariatá que pode ser semelhante ao conglomerado em Paudalho é as condições de deposição, segundo Bezerra *et al.*, (2008), os depósitos de fluxo de detritos do Cariatá foram elaborados a partir de uma erosão e deposição cíclica sob regime gravitacional de alta energia, constatado tais características nos depósitos de Paudalho nos parâmetros estatísticos e nos gráficos de Pejrup (1988) e Shepard (1954). No entanto, da mesma forma que as datações se diferenciam no Grabén do Cariatá, pode ocorrer o mesmo com

o depósito do conglomerado em Paudalho, uma vez que os processos demonstraram mais de um episódio na deposição estabelecendo pelo menos duas ocasiões na acomodação dos depósitos.

Nessa reflexão, pode-se propor a respeito da gênese e evolução dos depósitos em Paudalho e da morfoestrutura no BCRC as seguintes observações:

- ❖ Os fluxos de detritos foram transportados por um canal com a ação de alta energia climática;
- ❖ A acomodação do conglomerado é inviável para o nível de base da drenagem atual;
- ❖ A drenagem do baixo curso do rio Capibaribe marca na paisagem a herança de possíveis pulsos tectônicos, a qual a litoestruturura comandou o modelado do curso fluvial.

Nesse contexto em que as flutuações da tectônica global repercutiram sobre o balanço da erosão e da sedimentação, os parâmetros investigados no Nordeste Oriental do país sugerem influências tectônicas e paleoclimáticas. Estes dois regimes possivelmente atuaram durante o Quaternário no BCRC e reconfiguraram as estruturas das drenagens, potencializando os processos deposicionais em um ambiente que retrata primeiramente um período de clima úmido e posteriormente seco.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As análises sedimentológicas revelaram três fácies deposicionais: aluvial (só os seixos), colúvio-aluvial (LPB e LPT) e coluvial (CPB e CPT). A primeira mostra articulação exclusivamente em ambiente fluvial, enquanto a segunda foi gerada nos ambientes canal e encosta, como marcadores de processos erosivos. A terceira, por fim, foi empregada no terraceamento (talude) em que as rampas de colúvio recobriram os conglomerados. Em relação à fonte dos sedimentos, houve mistura dos materiais, no entanto, predominam os sedimentos da área fonte (rocha cristalina). É possível que os seixos tenham sido gerados a montante do local e tenham percorrido uma trajetória ao longo

do canal de 4° ordem. Infere-se que os seixos retrabalhados denotam mais de um evento deposicional, assim como, a fração areia muito angulosa reflita também desgaste através do transporte. Ressalta-se que as fácies aluviais, colúvlio-aluviais e coluvial foram depositadas em momentos distintos, conforme a pretérita variabilidade climática no Nordeste brasileiro.

Os procedimentos aplicados nas imagens de satélite somado aos parâmetros morfométricos, proporcionaram uma modelagem mais autêntica da área de estudo, constituindo-se uma importante ferramenta para analisar as influências neotectônica e/ou controle estrutural sobre essa porção da Borborema, a partir da paisagem fluvial e do reconhecimento das feições superficiais e morfotectônicas.

A rede de drenagem como o principal recurso para atribuir influências tectônicas nessa área obteve as seguintes percepções: o abandono de um extenso depósito fluvial com dimensões fisiográficas inviáveis para o espaço de acomodação do nível de base atual da rede de drenagem, sugerindo que houve a migração de hierarquia do canal de 4° ordem a qual corria os sedimentos do conglomerado, passando para o canal de 3° ordem em que o rio perde energia e abandona tal depósito. E o outro indicativo de controle estrutural pesquisado foi à captura do Capibaribe por 2,63 quilômetros provavelmente por direção de falha, a qual antes de ser aprisionado o canal flexurou bruscamente na margem esquerda resultando em dois afluentes de grande importância territorial e de grande volume hídrico.

Os valores de RFAV baixos elucidam que apesar da área apresentar forte índice de dissecação, existe na drenagem parâmetros que identifica reajuste tectônico comungando com os trechos de anomalia de segunda ordem constatada nessa região, assim como, as análises morfotectônica constataram feições estruturais sob o comando tectônico nos *knick-points*, inselbergues, vales e cristas. Logo, a configuração do baixo curso do rio Capibaribe deixou clara a sua importância para análises geomorfológica e morfotectônica regional. Nesse sentido, os depósitos sedimentares em Paudalho e o arranjo da drenagem no BCRC traz novas respostas para a compreensão da evolução recente da área.

Nesse contexto, a dinâmica climática com pulso meteorológico condicionou a caracterização dos sedimentos, a qual retratou no

desenvolvimento pedológico as possíveis oscilações do clima com períodos mais seco e umido, como constatado nos depósitos de linha de pedras.

Nessa conjuntura de abordagem da margem passiva, as investigações no BCRC tendenciaram a retratar a reativação tectônica nas antigas linhas de falhas como o principal potencializador na reconfiguração da paisagem, mesmo sendo uma área considerada tectonicamente inativa. Por isso, ressalta-se a importância de análises de cunho sísmológico (mapeamentos gravimétricos, magnetométricos e radiométricos) e datações, no intuito de identificar com mais precisão os controles estruturais e unidades morfotectônicas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SÁBER, A. N. Conhecimentos sobre flutuações do Quaternário no Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 6, n. 6, p. 41-48, 1957.

AB'SABER, A.N. **Contribuição ao estudo das "stone-lines" do sul do Brasil.** *Geomorfologia*, 10, IGEOG/USP, São Paulo, 1969c 11-12.

AB'SABER, A.N. **Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais quaternários.** *Paleoclimas*, 3, IGEOG-USP, São Paulo.1977.

AB'SABER, A.N. **Limitações dos informes paleoecológicos das linhas de pedras no Brasil.** *Interfícies*, IBILCE/UNESP, 1979.1-27p.

AB'SABER, A.N. **Ocorrências de "stonelines" na região de São Paulo.** *Geomorfologia*, 10, IGEOG/USP, São Paulo, 1969b. 9-10p.

AB'SABER, Aziz. **Os domínios de natureza no Brasil e potencialidades paisagísticas.** Ateliê editora. 6ª edição. São Paulo, 2003.

AB'SABER, A.N. **Províncias Geológicas e Domínios Morfoclimáticos no Brasil.** São Paulo: Inst. Geogr. USP, *Geomorfologia*, n.15. 1969, 15 p.

AB'SABER, A.N. **Significado Geomorfológico da Rede Hidrográfica do Nordeste Oriental Brasileiro.** Anuário da Faculdade de Filosofia "Sedes Sapientiae" da Universidade Católica de São Paulo, São Paulo, 1956-1957.69-76p.

AB'SABER A.N. **Sucessão de Quadros Paleogeográficos no Brasil, do Triássico ao Quaternário.** Anuário da Faculdade de Filosofia a

"Sedes Sapientiae" da Universidade Católica de São Paulo, São Paulo, 1956-1957. 69-76p.

AB'SABER, A.N. **Razões da retomada parcial de semi-áridos holocênica, por ocasião do *optimum climaticum* – Primeiras ideias.** *Inter-Facies*, no 8, IBILCE-UNESP, São José do Rio Preto, 1980. 13p.

AB'SABER A.N. **Revisão dos Conhecimentos Sobre o Horizonte Superficial de Cascalhos Inhumanos no Brasil Oriental.** Boletim Univ. Paraná, Geografia Física, n.2 1961, 32 p.

AB'SABER, A.N. **Um Conceito da Geomorfologia a Serviço das Pesquisas sobre o Quaternário.** Geomorfologia, n.18, 1969c. *Geomorfologia*, São Paulo, 18:1-23p.

ACCIOLY, A.C.A., **Geologia, geoquímica e significado tectônico do Complexo Metanortosítico de Passira – Província Borborema – nordeste brasileiro.** Tese de Doutorado-USP-São Paulo 2000. 224p.

ALHEIROS, M.M. e FERREIRA, M da G.V.X. (1991) – A Sub-Bacia Cabo. **Revisão Geológica da Faixa Sedimentar Costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte.** Recife, UFPE- Estudos Geológicos, Série B Vol.10.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande – PB, **Atas...** Campina Grande: SBG, Núcleo Nordeste, 1977, p.363-391.

ALMEIDA, F. F. M., BRITO NEVES, B. B., CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*. 50, 77-111. 2000.

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, M. C. de (Coord). **Geografia de Pernambuco: ambiente e sociedade.** João Pessoa: Grafset d., 2009. 231p.

ANDRADES FILHO, C. O. **Análise morfoestrutural da porção central da bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD.** 2010. 150 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - INPE, São José dos Campos, 2010. 177p.

APAC – **Agência Pernambucana de Águas e Clima**

ARAGÃO, J.O.R., 1996- **A influência dos oceanos Atlântico e Pacífico sobre a circulação atmosférica e a chuva na região semiárida do nordeste do Brasil: simulação e observação**. SBMet, Anais do IX Congresso brasileiro de meteorologia. Campos do Jordão, São Paulo.

ARAÚJO, L. E., NETO, J.M.M., SOUZA, F.A.S. Análise climática da bacia do rio Paraíba – Índice de Anomalia de Chuva. **Engenharia Ambiental**. Espírito Santo do Pinhal. V. 6, N. 3, p. 508-523, set/dez, 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.

ASMUS, H. E.; CARVALHO J. C. **Condicionamento tectônico da sedimentação nas bacias marginais do Nordeste Brasileiro (Sergipe-Alagoas e Pernambuco-Paraíba)**. In: Projeto REMAC, aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES v. 4, p. 7-24, 1978.

BARBOSA, A. G. Folha Limoeiro. **Programa Levantamentos Geológicos básicos do Brasil – 1:100.000**. Recife: CPRM/DNPM, 1990, 124p.

BARBOSA, J. A. **Evolução da Bacia Paraíba durante o Maastrichiano-Paleoceno, Formação Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil**. Recife, PE. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal de Pernambuco, 2004.219p.

BARBOSA, J. A.; SOUZA, E. M.; LIMA FILHO, M. F.; NEUMANN, V. H. A estratigrafia da Bacia da Paraíba: uma reconstituição. **Estudos Geológicos**, UFPE, v. 13, p.89-108, 2003.

BARBOSA, M.E. **Geomorfologia e Tectônica da Folha Jacumã 1:25.000**, Dissertação (Mestrado), Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa 2013, 117p.

BARBOSA, M. E. F; FURRIER, M. Influência neotectônica identificada através de dados morfométricos e de produtos cartográficos na bacia hidrográfica do Rio Guruji (PB), Brasil. In: **Revista Brasileira de Geografia Física**, n.1, p. 215-228, 2011.

BARBOSA, T. S; FURRIER, M. Avaliação morfológica e morfométrica da bacia hidrográfica do rio Marés – PB, para verificação de influência neotectônica. In: **Cadernos de Geociências**, v. 9, n.2, p. 215-228, 2012.

BARROS, A.C.M. **Avaliação da desconexão enconsta-canal na bacia do riacho Grande/PB**. 2014. Dissertação, UFPE, 139p.

BEZERRA, F.H. **Deformação Tectônica na Formação Barreiras: Exemplos das Bacias Potiguar e Paraíba, Brasil**. XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA III Encontro do Quaternário Sulamericano XIII ABEQUA Congress -Rio de Janeiro,2011. 04p.

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

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

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

BIAZINI J. M.; SALGADO, A. A. R. Geomorfologia Latino-americana: Panorama geral da produção latinoamericana no início do século XX (2001-2005). **Geografias**, v. 4, 2008. p. 101-108.

BIGARELLA, J.J., **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. v. 3, Florianópolis: Ed. UFSC. 2003, p.877-1436.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Orgs.) **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG** –Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2003. 692 p.

BLOOM, A. L. **Geomorphology: a systematic analysis of late Cenozoic landforms**. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1991.

BRADY, N.C., **Elementos da natureza e propriedades dos Solos**. 3 ed. Porto Alegre: Bookman,2013.

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.

BRASILINO, R. G.; MIRANDA, A. W. A.; MEDEIROS, V. C. [Reavaliação litoestratigráfica do Complexo Vertentes entre as cidades de vertentes e Santa Cruz do Capibaribe \(PE\)](#). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 26-31 out. 2008, Curitiba, PR. **Anais...** Curitiba, PR: SBG, 2008.

BRÊDA, T.C; MELLO, C.L.; GOMESI, B.L. **Paleoambiente Depositional da Fornação Barreiras na Porção Centro-Sul da Área Emersa da Bacia de Campos (Rio de Janeiro)**. XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário ABEQUA III Encontro do Quaternário Sulamericano XIII ABEQUA Congress -Rio de Janeiro,2011. 05p.

BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A. **Geomorphology and river management: applicationsoftheriverstylesframework**.Victoria: BlackwellPublishing (commerceplace, 350 mainstreet, Malden, ma02148, USA), 398p, 2005.

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, 2006.

BRITO NEVES, B.B.; SÁ, J.M.; NILSON, A.A.; BOTELHO N.F., A tafrogênese estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 3, n. 2, p.1-21. 1995.

BRITO, M.F.L; FILHO, A.F.S., GUIMARÃES, I.P., Caracterização geoquímica e isotópica do batólito Serra do Catu e sua evolução da interface dos domínios Sergipano e Pernambuco-Alagoas, Província Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, Recife 2009. 324-337p.

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

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

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; FETTER, A. H. Noroeste da África – Nordeste do Brasil (Província Borborema): Ensaio comparativo e problemas de correlação. **Revista do Instituto de Geociências – USP, série científica**, v.1, p.59-78, 2001c. 152

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

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.

BULL, W. B. **Tectonic geomorphology of the Mojave Desert, California**. California: U. S. Geological Survey, 1978

BULL, W. B. **Tectonic geomorphology**. Arizona: U.S. Geological Education, 1984.

BULL, W. B. **Tectonically Active Landscapes**. California: U. S. Geological Survey, 2009 William B. Bull ISBN: 978-1-405p.

BULL, W. B. **Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology**. California: Blackwell Publishing,2007.

BURBANK, D.W.; ANDERSON, R.S. **Tectonic Geomorphology**. California: Blackwell Publishing, 2011.

CABRA, C.J., **Caracterização Paleoclimática e Paleoambiental do Campo de Dunas de Petrolina em Pernambuco: Um subsídio para a reconstrução do submédio São Francisco**. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 2014. 153p.

CAMARGO, O.A.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M.A.S. **Métodos de Análise Química, Mineralógica e Física de Solos**. Instituto Agrônomo de Campinas. Campinas, Instituto Agrônomo, 2009. 77 p. (Boletim técnico, 106, Edição revista e atualizada).

CAMARGO, M.G. SYSGRAN: Um Sistema de Código aberto para Análises Granulo Métricas do Sedimento. **Revista Brasileira de Geociências** 36(2): 371-378, 2006.

CAMPOS, H.L. **Processo de gestão na bacia hidrográfica do rio Beberibe: uma retrospectiva**. 2003. 265p. Tese (Doutorado em Geografia). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, Rio de Janeiro.

CARDOSO, C. A.; DIAS, H. C. T.; SOARES, C. P. B.; MARTINS, S. V. Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do Rio Debossan, Nova Friburgo, RJ. **Revista Árvore**, v. 30, n. 2, p. 241-248, 2006.

CAVALCANTI, L.C. de S. **Cartografia das Paisagens: Fundamentos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2014.

CAVALCANTI, L.C.S., CORRÊA, A.C.B., Superfícies Morfoestratigráficas Mesorregionais na Área de Paudalho-Pernambuco. **Revista de Geografia – UFPE – DCG/NAPA**, v. 25, no 1, 2008.21-33p.

CAVALCANTI, I. F. A; FERREIRA, NELSON J.; DIAS, SILVA, M.A.F., SILVA, Gertrudes, A. Justida. **Clima e Tempo no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

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

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. São Paulo: Ed. Edgard Blucher, 1999.

CORRÊA, A. C. B. ; BARRETO, A. M. F. ; NEVES, B. B. de B.; BEZERRA, F. H. R.; SUGUIO, K. . Análise geomorfológica e sedimentológica do Gráben do Cariatá. In: CONGRESSO DA ABEQUA, 10, 2005, Guarapari. **Anais...** São Paulo : Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2005. v. 1. p. 30-37.

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. ESPÍNDOLA, C.R., MENDES, I.A., **Avaliação da Dinâmica Geomorfológica dos Compartimentos Elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil, com base no Método de Datação de Luminiscência Opticamente estimulada (LOE)**. UNESP, 2002.41-57p.

CORRÊA, A.C.B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. Rio Claro, 2001. 386p. Tese de Doutorado – IGCE,UNESP.

CORRÊA, A.C.B.; 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, 31 (1/2), 35-52, 2010.

CORREIA FILHO. F. L. **Projeto Avaliação de Depósitos Minerais para a Construção Civil PI/MA**. Teresina: CPRM, 1997. v.1.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Natal, Folha SB.25; Recife, folha SC.25. 2007.

CORNELIS, KLEIN. **Manual de Ciência dos Minerais**. Porto Alegre: Bookman, 2012.

COUTO, E.V., MANIERI, D.D., MANOSSO, F.C., FORTES, E., **Correlação Morfoestrutural da Rede de Drenagem e Lineamentos da Borda Planáltica, Faxinal, Paraná**. Geociências, UNESP, São Paulo,v.30, n.3. 315-326p. 2011.

DANA, J.D. **Manual de Mineralogia**. Rio de Janeiro.Ed. Livros e Técnicos e Científicos Editora S/A, 1969.

DELLA FÁVERA, J.C. **Fundamentos de Estratigrafia Moderna**. Rio de Janeiro: EdUERJ, 2001.

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

DUARTE, C. C., GALVÍNCIO, J.D., CORRÊA, A.C.B., ARAÚJO, M.S.B.A., **Análise Fisiográfica da bacia hidrográfica do Rio Tapacurá- PE. Revista de Geografia**. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. 24, n. 2, mai/ago. 2007.

DUMBAR, C.O, RODGERS, J. **Princípios de Estratigrafia**. México: Copyright, 1979.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Zoneamento agroecológico do Estado de Pernambuco**. Recife: EMBRAPA/Governo do Estado de Pernambuco, 2001. 1CD-ROM.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro: EMBRAPA/CNPS, 2º ed., 2006, 306p.

ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços neokuaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista**: implicações estratigráficas e tectônicas. 264f. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.

ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; CASADO, F. Análise morfoestrutural aplicada no vale do Rio do Peixe (SP) São Paulo, uma contribuição ao estudo da neotectônica e da morfogênese do Planalto Ocidental Paulista. **Revista Universidade Guarulhos**, Geociências, n. 6, p. 45-62, 2005.

FARIAS, P.C. Estudo **geológico-petrográfico da folha Pau d'alto SE**. Monografia (Graduação em Geologia) Recife, 1966. 74p.

FERREIRA, A.G., MELLO, N.G.S., Principais Sistemas Atmosféricos Atuantes sobre a Região Nordeste do Brasil e a Influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico no Clima da Região. **Revista Brasileira de Climatologia**, Vol. 1, No 1., 2005. 14p.

FOLK, R.L., WARD, W.C. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, 1957,

Food and Agriculture Organization of the United Nations – FAO. **Land cover classification system classification concepts and user manual software version (2)**. Rome, 2005.

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

FREITAS, M. A. S. A Previsão de Secas e a Gestão Hidroenergética: O Caso da Bacia do Rio Parnaíba no Nordeste do Brasil. In: Seminário Internacional sobre Represas y Operación de Embalses, 2004, Puerto Iguazú. In: **Anais do Seminário Internacional sobre Represas y Operación de Embalses**. Puerto Iguazú: CACIER, v. 1. p. 1-1, 2004.

FREITAS, M. A. S. Um Sistema de Suporte à Decisão para o Monitoramento de Secas Meteorológicas em Regiões Semi- Áridas. In: **Revista Tecnologia**, Fortaleza, v. Suplem, p. 84-95, 2005.

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

FRIEDMAN, G.M., **Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics**. Jour of. Sed. Petrol., 31-1961, 514-529p.

FRIEDMA, G. M. **Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands**. Journal of Sedimentary Petrology, 1967, 37: 327-354.

FURRIER, M. Caracterização **geomorfológica e do meio físico da folha João Pessoa 1:100.000**. 2007, Tese (Doutorado), USPE, 2007. 213p.

FURRIER, M. et al., **Geomorfologia e tectônica da formação Barreiras no Estado da Paraíba**. UFPB, 2013. 12p.

GALVÃO, D. C.. **Reconstrução paleoambiental a partir dos colúvios do entorno da Lagoa do Puiú, Município de Ibimirim – Pernambuco**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Federal de Pernambuco, Recife. 2012, 130p.

GHIBAUDO, G. Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. **Sedimentology**, v. 39, p. 423-454, 1992.

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 de 2000 e 2001. In: **Revista de Geografia, UFPE/DCG-NAPA: Recife, Jan/Abr v.23, nº1**, 2006.

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

GUEDES, I. C.; SANTONI, G.C.; ETCHEBEHERE, M.L.C; STEVAUX, J.C. STEVAUX; MORALES, N.; SAAD, A.R., Análise de Perfis Longitudinais de Drenagens da Bacia do Rio Santo Anastácio(SP) para Detecção de Possíveis Deformações Neotectônicas. **Revista UnG – Geociências** V.5, N.1, 2006, 75-102. 28p.

GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 7. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. 5. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006.

GUSTAVSSON, M.; KOLSTRUP.E.; SEIJMONSBERGEN. A. C. **A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development**. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 77, p. 90-111, 2006.

HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **U.S. Geol. Survey, Jour. Research**, Washington, v. 4, n. 1. p. 421-429. 1973.

HAFFER, J. **Ciclos de tempo e indicadores de tempos na história da Amazônia**. Estudos Avançados, vol.6 nº.15 São Paulo, 1992.

HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R., ALMEIDA, F.F.M., BARTORELLI, A., (org). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012.900p.

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

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

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

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

HIRUMA, S.T., Revisão dos conhecimentos sobre o significado das linhas de seixos. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, 27-28(1/2): 2007, 53-64.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basin: hydrographical approach to quantitative morphology. **Geological Society of American Bulletin**, v. 56, n. 3, p. 275-370, 1945.

HOLZ, M. **Estratigrafia de Sequências – Um Resumão...**, 2 versão. Rio de Janeiro, 2011.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **American Association of Petroleum Geologie Bulletin**. v. 51, n.11, p. 2246-2259, 1967.

JESUS, L.V.; ANDRADE, A.C.S., Parâmetros Granulométricos dos sedimentos da praia dos Artistas-Aracaju-SE. In: **Scientia Plena Vol. 9, N. 5, 2013**.

JORGE, F. N.; UEHARA, K. Águas de superfície. In: OLIVEIRA, A. M. S; BRITO, S. N. A. **Geologia de engenharia**. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998. p. 101-109.

JUNIOR, N.L.S., SIAL, A.N., **10718 – Petrografia e Geoquímica de Elementos Maiores dos Plutons Bom Jardim e Toritama, Pernambuco**. XV Congresso de Iniciação Científica da UFPE-CONIC, 2007. 04p.

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

LIMA, C.C.U., O Neotectonismo na costa do Sudeste e do Nordeste brasileiro. **Revista de Ciência & Tecnologia**.UNIMEP, v.8, p. 91-101, 2000.

LIMA, J.C.F. **Caracterização Geomorfológica e Influências Neotectônicas na Folha Pedras de Fogo (1:25.000)**. Dissertação (mestrado) Universidade Federal da Paraíba: João Pessoa 2011, 149p.

LIMA, C. C. U.; VILAS BOAS, G. S.; BEZERRA, F. H. R. **Faciologia e análise tectônica Preliminar da formação Barreiras no litoral sul do Estado da Bahia**. Geologia USP. Série Científica, v. 6, n. 2, p. 71-80, 2006.

LIMA, C.S.U. **Evidências da Ação Tectônica nos Sedimentos da Formação Barreiras Presentes do Litoral de Sergipe e ao norte da Bahia**. Revista de Geografia. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, 2010. p. 140-151

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

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

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

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

LIMA, I.M.M.F; AUGUSTIN, C.H.R.R. **Dissecação do Relevo na Área de Teresina e Nazária, PI**. 9º SINAGEO - Simpósio Nacional de Geomorfologia, Rio de Janeiro, 2012.

LIMA, M.G. **A história do intemperismo na Província da Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimática e Tectônica**. Tese de Doutorado. PPGG/UFRN, 2008.255p.

KING, L. C. **The morphology of the Earth**. Endiburg: Ollier & Boyd, 1962.

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

KOUSKY, V.E., 1980: **Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil**. Weather Rev, 108.

_____. **Manual técnico de uso da terra**. 3ª ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2013. 172p. (Manuais técnico em Geociências, n. 7).

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

MABESOONE, J.M. & CAMPOS E SILVA, A., **Formação Moura: depósito correlativo do interior nordestino**. Estud. Sedim.,2 (1/2). Natal (RN), 1972 p.35-41.

- MABESOONE, J. M. & CASTRO, C. **Desenvolvimento Geomorfológico do nordeste brasileiro**. B. Soc. Geol. Núcleo Nordeste, v.3, p.5-36, 1975.
- MABESOONE, J.M. **Sedimentary Basins of Northeast Brasil**. Special Publicaton 2. Geology Department, UFPE,1994.
- MABESOONE, J.M., **Sedimentologia**. 2 ed. rev. e atual. Recife, Universidade Federal de Pernambuco, Ed. Universitária, p. 475, 1983.
- MAGNAVITA, L. P. **Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil**. Tese (Doutorado). University of Oxford. 492p. 1992.
- MAIA, R.P. **Geomorfologia e Neotectônica no Vale do rio Apodi-Mossoró – RN**. 2012 (Tese de Doutorado), UFRN: Natal218p.
- MARENGO, J.A. **Vulnerabilidade, Impactos e Adaptação à Mudanças do Clima no Semi-árido do Brasil**, Brasília, 2008.
- MARINHO, A.G.S., **História Cenozóica da Bacia de Souza**. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal da Pernambuco, Recife: 1979, 78p.
- MARINHO, E.G.A **Bases geológicas das organizações espaciais no município de João Pessoa (PB)**. 2011. Tese (Doutorado), UFPB: João Pessoa 2011. 318p.
- MEGGERS, B.J. 1994. **Archeological evidence for the impact of mega-niño events on Amazonia during the past two millenia**. Climatic Change, 28: 321-338. Amazonia during the Past Two Millennia.” Climatic Change 28 (1994a): 321–28.
- MENEZES, L.S. **Parâmetros Morfométricos Aplicados à sub-bacia do rio Batateira (Ceará-Brasil)**, para identificar Susceptibilidade a enchentes. Monografia, UFPE. 2015. 89p.
- MIALL, A.D. 1978. **Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary**. In: Mial, A.D. (ed.). Fluvial Sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 597-604.
- MIALL, A. 1996. **The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology**. Springer eds. 582 p.
- MOLION, L.C.B.; BERNARDO, S.O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**; V.2, 2002.
- MONTEIRO, K. A., **Superfícies de Aplainamento e Morfogênese na Bacia do Rio Tracunhaém,PE**. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2013. 126p.

MONTEIRO, K.A. **Análise geomorfológica da escapa oriental da Borborema a partir da aplicação de métodos morfométricos e análises estruturais**. 2015. Tese (doutorado em Geografia), UFPE: Recife.222p.

MORAIS, E.S.; SANTOS, M.L.; STEVAUX, J.C. Identificação de paleocanais na região da confluência entre os rios Ivaí e Paraná com o uso de dados de sensoriamento remoto e reconhecimento de fácies sedimentares. **Revista Brasileira de Geociências**, volume 42(3): 505-512. 2012.

MUEHE, D.; ROSO, R.H.; SAVI, D.C. Avaliação de método expedito de determinação do nível do mar como datum vertical para amarração de perfis de praia. **Revista Brasileira de Geomorfologia** (ISSN: 1519-1540), 4(1):53-57, União da Geomorfologia Brasileira, Brasil, 2003.

NASCIMENTO, M. A. L. **Geologia, geocronologia, geoquímica e petrogênese das rochas ígneas cretáceas da província magmática do Cabo e suas relações com as unidades sedimentares da Bacia de Pernambuco, NE do Brasil**. Natal, RN. 235f. 2003. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2003.

NICHOLS, G. **Sedimentology & Stratigraphy**. Blackwell Science Ltd., 355 p., 1999.

NIMMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, 1979.

NOGUEIRA, F.C., BEZERRA, F.H.R., FUCK, R.A.,. Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil. **Journal of Geodynamics** 49, 79-91., 2010.

NUNES, F. C.; SILVA, E. F.; VILAS BOAS, G. S. **Grupo Barreiras: Características, Gênese e Evidências de Neotectonismo**. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 2011.

OJEDA, H. A. O. Estrutura, estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 11, n. 4, p. 257-273, 1981.

OLIVEIRA, R.G. **Arcabouço Geofísico, Isostasia e Causas do Magnetismo Cenozóico na Província da Borborema e de Sua Margem Continental (Nordeste do Brasil)**. UFRN. Natal, 2008. Tese. 415p.

OLIVEIRA, R. G DE; MEDEIROS, W. E. Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. **Journal of South American Earth Sciences** V. 37 p.60-76, 2012.

PAISANI, J. C.; GEREMIA, F. Evolução de encostas no Planalto Basáltico com base na análise de depósitos de colúvio – médio vale do rio Marrecas, SW do Paraná. **Geociências**, UNESP, v.29, p.321-334, 2010.

PAISANI, J.C.; PONTELLI, M.E; Grau de evolução da cobertura pedológica de área fonte de depósitos coluviais a partir da análise da mineralogia de argilas -

Planalto Basáltico - SW PR. **Boletim de Geografia UFPE** (v.esp.), p.176-190, 2010.

PAISANI, J.C.; PONTELLI, M. E.; ANDRES, J. Superfícies aplainadas em zona morfoclimática subtropical úmida no Planalto Basáltico da Bacia do Paraná (SW Paraná/ NW Santa Catarina): primeira aproximação. **Geociências**, v.27, p.541-553, 2008c.

PAISANI, J.C.; PONTELLI, M.E.; CALEGARI, M.R. Evolução de bacias de baixa ordem nos 41.000 anos AP – Brasil **Mericional. Mercator**, UFC, v.11 (26), p.131-148, 2012. doi:10.4215/RM2012.1126.0009

PAISANI, J.C.; PONTELLI, M.E.; CALEGARI, M.R. Contribuição para a reconstrução de paleoperfis de alteração no Planalto de Palmas/Água Doce - sul do Brasil. **Geographia**, UFF, submetido. PARR, J. F. Effect of fire on phytolith coloration. **Geoarchaeology: an International Journal**, v.21, p.171-185, 2006

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.

PERNAMBUCO. Secretária de Ciência, Tecnologia e Meio Ambiente. **Atlas de bacias hidrográficas de Pernambuco**. Coord:Silva, S.R. Recife, 2006, 104p.

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 the Cariaco Basin (Venezuela). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 234, p. 97-113, 2006.

PEULVAST, J.P.; SALES, V.C. Aplainamento e Geodinâmica: Revisitando um problema clássico em Geomorfologia. **Mercator**, n. 1, p. 113-150, 2002.

PRESS, F.; JORDAN, T.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J. **Para entender a Terra**. 4. ed. Tradução Rualdo Menegat. Porto Alegre: Bookman, 2006.

RAMOS, D.A.M. **Os Depósitos de Encosta na Reconstrução da dinâmica Geomorfológica na bacia do Riacho do Piancozinho (Pernambuco/Paraíba)**. Dissertação de Mestrado. 2014. 156p.

RINCÓN, P. J.; VEGAS, R. **Aplicación de índices geomorfológicos de actividad tectónica reciente en el antepaís bético**. **Geogaceta**. Salamanca (Spain), v. 27, p. 139-142, 2000.

ROOY, M. P. VAN. **A Rainfall Anomaly Index Independent of Time and Space**, Notes, 14, 43, 1965.

ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. In: **Revista do Departamento de Geografia, n.06 FFLCH-USP**, São Paulo, 1992.17-29p.

ROSS, J.L.S. **Suporte da geomorfologia aplicada: os táxons e a cartografia do relevo**. In: Simpósio Nacional De Geomorfologia, 4., 2002, Maranhão. Anais... São Luis: UFMA.

RICCOMINI, C. **O Rift Continental no Sudeste do Brasil**. Tese (Doutorado). USPE, São Paulo, 1989. 319p.

ROSSETTI, D.F., BEZERRA, F.H.R., GÓES, A.M., BRITO NEVES, B.B., **Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: Evidence for paleoseismicity in a passive margin**. *Sedimentary Geology* 235, 2011; 172-187.

ROSSETTI, D.F. GÓES, A.M.; SOUZA, S.B. **Estratigrafia da Sucessão Sedimentar Pós Barreiras (Zona Bragantina, Pará) com base em Radar de Penetração no Solo**. *Rev. Bras. Geof.* vol.19 no.2 São Paulo, 2001. p. 113-130

RODRIGUES, P.J.; CAMARGO, F.M.; WILLIAN S.D., **Revisão Bibliográfica para Estudo da Gênese das Linhas de Pedra em Guarapuava-Paraná**. IX Simpósio Nacional de Geomorfologia-SINAGEO, Rio de Janeiro, 2012. P. 1-4

SAADI, A. **Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares** *Geonomos*. *Rev. de Geociências da UFMG*, Belo Horizonte, v.1, n.1, p. 1-15, 1993.

SAADI, A. **Neotectônica da plataforma brasileira**. In: QUATERNÁRIO no Brasil. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p. 211-230.

SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. Tese (Doutorado em Geociências). Universidade Estadual Paulista, Campus Rio Claro, 1998.

SALAMUNI, E.; EBERT H. D.; HASUI Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 34 , p 469-478, 2004.

SALGADO-LABOURIAU, M. L.. **Crítérios e Técnicas para o Quaternário**. Editora:Edgard Bluncher, 2007, p. 8 a 35.

SAMPAIO, M.A.F., **Petrologia, Geoquímica e Evolução Crustal do Complexo Granítico Esperança, Terreno Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, Província Borborema, Nordeste Brasileiro**. Tese (Doutorado), Universidade Federal de Pernambuco: Recife, 258p. 2005.

SAMPAIO, T. V. M., AUGUSTIN, C. H. R. R. **Análise das incongruências dos índices de dissecação e rugosidade**. Anais do VII Encontro Nacional de Geomorfologia. Belo Horizonte, 2008.

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

SANTOS, L.F.F.;GUEDES, I.C.;ETCHEBEHERE, M.LC., Análise Neotectônica do Pontal do Paranapanema (SP) mediante Aplicação de Parâmetros Fluiomorfológicos. São Paulo, UNESP, **Geociências**. Vol.30 n.04, p.491-507, 2011.

SANTOS, M.S. **Caracterização Geomorfológica e do Quaternário da Carta Topográfica de Pitumbu-PB,1:25.000**. Dissertação (mestrado) UFPB: João Pessoa. 2011, 119p.

SCHOBENHAUS, C.; NEVES, Benjamim B.B. A geologia no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: L. A. BIZZI, C. SCHOBENHAUS, R. M. VIDOTTI e J. H. GONÇALVES. (org) ,**Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**, 2003.

SCHUMM, S. A. Evolution and response of the fluvial system: Sedimentologic implications. **SEPM Special Publication**, v. 31, p. 19-29, 1981.

SCHUMM, S. A. River Variability and Complexity. *Colorado State University*, 2005.

SILVA, D. F., GALVÍNCIO, J.D., NÓBREGA, R.S. Influência da variabilidade climática e da associação de fenômenos climáticos sobre sub-bacias do rio São Francisco. **Revista Brasileira de Ciências Ambientais**. Número 19, 2011. 46-56p.

SILVA, W.F., **Análise Sistemática entre dinâmicas atmosféricas e Sensitividade ambiental do Riacho Umas – Camaragibe/Pe**. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Pernambuco: Recife, 2015.136p.

SILVA, A.C., **Caracterização das Influências Neotectônicas no baixo curso do rio Capibaribe na folha São Lourenço da Mata-PE (1:25.000)**. Monografia, UFPE,Recife. 2013. 88p.

SILVA, D.N.F., **Reconstrução da Paisagem Geomorfológica através da Assinatura Geoquímica dos Eventos deposicionais da Bacia do Rio Capibaribe-Mirim/PE**. Dissertação, UFPE: 2012. 168p.

SILVA. J.P. **Sedimentologia, Batimetria, Qualidade da Água e Vulnerabilidade do Rio Capibaribe na Cidade do Recife-PE**. Dissertação de Mestrado, UFPE, 2003. 101p

SILVA, D.G. **Evolução Paleoambiental dos depósitos de tanques em Fazenda Nova, Município de Brejo de Deus – Pernambuco**. 2007. (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco.

SILVA, D.G. **Reconstrução da dinâmica geomorfológica do semiárido brasileiro no quaternário superior a partir de uma abordagem multiproxy**. 2013. Tese (doutorado em Geografia) , UFPE. Recife. 232p.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geomorfológica**. Campinas, v. 16, n. 32, p. 71-104, 1976.

SOUZA, L.F.; SAMPAIO, T.V.M. Aplicação do Índice de Concentração da Rugosidade à Identificação de Classes de Dissecação do Relevo: Uma Proposta de Quantificação e Automatização em Ambiente SIG. In: **Anais do III Simpósio**, Recife, 2010.

SOUZA, C. R. G. **Suscetibilidade morfométrica de bacias de drenagem ao desenvolvimento de inundações em áreas costeiras**. Revista Brasileira de Geomorfologia. v. 6 n.1, p. 45-61, 2005.

SOUZA, C.R. de G., SUGUIO, K., OLIVEIRA, A.M.S., De OLIVEIRA, P.E., 2005. **Quaternário no Brasil**. Ed. Ribeirão preto. 378p. Ribeirão Preto.

SOUSA, M. O. L.; BEZERRA, F. H. R.; FERREIRA, J. M.; DO NASCIMENTO, A. F.; FUCK, R. A.; SÁ, J. M.; MACIEL, I. B. **Evidências estruturais da reativação do Lineamento Pernambuco- PE**. XLVI Congresso Brasileiro de Geologia. 2012.

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

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

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) – analysis of erosion al topography. **Geological Society of America Bulletin**. Boulder, v. 63, n. 10, p. 1117-1142, 1952.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: (passado + presente = futuro?)**. São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 2010.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. São Paulo: Edgard Blücher, 400 p., 2003.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo: Edgard Blücher/EDUSP, 317 p., 1973.

SUGUIO, K. **Recent progress in Quaternary geology of Brazil**. Episodes 22: 1999, 217-220p.

SUGUIO, K. Rochas **Sedimentares: Propriedades, Gênese, Importância Econômica**. São Paulo: Edgard Blücher, 500 p.,1980.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. **The role of neotectonics in the evolution of the Brazilian coast**. Geonomos, Belo Horizonte, v. 4, n. 2, p. 45-53. 1997.

SUGUIO, K.; NOGUEIRA, A. C. R. 1999. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou Grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu

possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. **Geociências**, São Paulo, (18)2: 439-460.

TAVARES, B.A.C. **A participação da Morfoestrutura na Gênese da Compartimentação Geomorfológica do Gráben do Cariatá, Paraíba**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2010. 137p.

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*, São Paulo, v.15, n.4, p.523-538, 2014

TAVARES, B.A.C. **Evolução Morfotectônica dos Pedimentos Embutidos no Planalto da Borborema**. Tese (doutorado em Geografia), Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2015. 251p.

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

TRICART, J. As zonas morfoclimáticas do Nordeste brasileiro. **Notícia Geomorfológica**, v. 6/7, p. 17-25, 1959.

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

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

TUCKER, M. **Techniques in sedimentology**. London: Blackwell, 1995.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Versão digital 2. Recife 2006.

VANDERBEGH, J. **The fluvial cycle at cold-warm-cold transitions in lowland regions: A refinement of theory**. *Geomorphology*. 98 (2008) 275-284.

VARGAS, K.B. **Caracterização Morfoestrutural e Evolução da Paisagem da bacia Hidrográfica do Ribeirão Água das Antas/PR**. Dissertação, UEM, 2012. 103p.

WELLS, S. G.; BULLARD, T. F.; MENGES, C. M.; DRAKE, P. A.; KARAS, K.I.; KELSON, K. I.; RITTER, J. B.; WESLING, J. R. Regional variations tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, pacific coast of Costa Rica. **Geomorphology**. Amsterdam: Elsevier Science Publishers B. V., 1988. p. 239-265.

WERNICK, E. **Rochas magmáticas. Conceitos fundamentais e classificação modal, química termodinâmica e tectônica**. São Paulo: Editora UNESP, 2004, 665 p.

XAVIER, M. W. **Caracterização geomorfológica sedimentológica e aspectos ambientais do litoral de Goiana, Pernambuco.** Dissertação (Mestrado) Universidade Federal de Pernambuco. Recife. 2007. 76p.

ZAVATTINI, J. A.; BOIN, M. N. **Climatologia geográfica: teoria e prática de pesquisa.** Campinas – SP: Ed. Alínea, 2013.