



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA NATUREZA – CCEN
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – PPGG
DOUTORADO EM GEOGRAFIA**

VINICIUS FERREIRA DE LIMA

**INFLUÊNCIA ESTRUTURAL NA CONFIGURAÇÃO GEOMORFOLÓGICA
DO SETOR SUDESTE DA PARAÍBA E NORDESTE DE PERNAMBUCO**

**João Pessoa - PB
Fevereiro de 2021**

INFLUÊNCIA ESTRUTURAL NA CONFIGURAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO SETOR SUDESTE DA PARAÍBA E NORDESTE DE PERNAMBUCO

VINICIUS FERREIRA DE LIMA

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

Orientador: Prof. Dr. Max Furrier

**João Pessoa - PB
Fevereiro de 2021**

Catálogo na publicação
Seção de Catalogação e Classificação

L732i Lima, Vinícius Ferreira de.

Influência estrutural na configuração geomorfológica do
setor Sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco /
Vinícius Ferreira de Lima. - João Pessoa, 2021.

177 f. : il.

Orientação: Max Furrier.

Tese (Doutorado) - UFPB/CCEN.

1. Geomorfologia. 2. Mapeamento geomorfológico. 3.
Tabuleiros litorâneos. 4. Morfometria. 5. Tectônica. I.
Furrier, Max. II. Título.

UFPB/BC

CDU 551.4(043)

**“INFLUÊNCIA ESTRUTURAL NA CONFIGURAÇÃO GEOMORFOLÓGICA
DO SETOR SUDESTE DA PARAÍBA E NORDESTE DE PERNAMBUCO”**

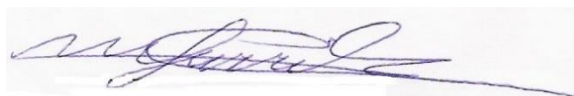
por

Vinícius Ferreira de Lima

Dissertação de Tese de Doutorado apresentada ao Corpo Docente do Programa de Pós-Graduação em Geografia do CCEN-UFPB, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Área de Concentração: Território, Trabalho e Ambiente

Aprovada por:



Prof. Dr. Max Furrier
Orientador



Prof. Dr. Saulo Roberto de Oliveira Vital
Examinador interno



Prof. Dr. Rafael Albuquerque Xavier
Examinador interno



Prof. Dr. Ivanildo Costa da Silva
Examinador externo



Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann
Examinador externo

**Universidade Federal da Paraíba
Centro de Ciências Exatas e da Natureza
Programa de Pós-Graduação em Geografia
Curso de Mestrado e Doutorado em Geografia
Fevereiro/2021**

Com carinho, dedico este trabalho a todas as pessoas que contribuíram direto ou indiretamente na construção dessa pesquisa, em especial dedico a Deus e a minha família, principalmente meus pais José Divaldo e Delma Maria às duas pessoas mais importantes da minha vida: Agradeço por sempre estarem ao meu lado, sem exceção, em todos os dias da minha vida. Muito obrigado!

AGRADECIMENTOS

A única certeza que tenho é que na vida não fazemos nada sozinhos, sempre precisamos da orientação apoio ou ajuda de alguém. Sendo assim, de coração, quero agradecer a todas as pessoas que fizeram parte da minha vida acadêmica e pessoas que contribuíram positivamente na minha formação enquanto cidadão, principalmente às que me ajudaram de alguma maneira na elaboração dessa tese.

Agradeço primeiramente a toda minha família, em especial aos meus pais José Divaldo e Delma Maria, e aos irmãos Vanessa e José Vitor, que foram os maiores incentivos para que eu sempre desse o meu melhor nos estudos e na vida, me dando muitas vezes apoio financeiro, tentando me ajudar de todas as formas que puderam. Agradeço também a minha companheira Mônica Pinto que vem me dando muita força na reta final dessa pesquisa. À minha Tia Josefa pelo abrigo de moradia, pois foi em sua casa que vivi boa parte da minha graduação podendo chegar a onde estou hoje. Agradeço a minha avó Alminae e ao meu avô Jesus (*in memoriam*), pelas orações e cuidados. Aos meus tios Erika e Ivan, de quem tive a inspiração de ser Geógrafo.

Quero apontar a significativa contribuição do povo brasileiro que de forma consciente ou inconsciente financiou minha pesquisa, por ter me dado à oportunidade de realizar meu doutorado em uma Universidade pública, gratuita e de qualidade, recebendo também uma ajuda financeira da CAPES e do CNPq possibilitando a realização do sonho de cursar uma pós-graduação.

Desejo agradecer às pessoas que foram fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho: ao meu Professor e orientador Dr. Max Furrier; às minhas colegas Larissa, Thamires e aos meus colegas Alexandre e Ivanildo que sanaram muitas das minhas dúvidas, estando sempre prontos para me ajudar, agradeço também ao meu professor e amigo Dr. Jonas Souza, pelo acompanhamento dessa pesquisa desde o início.

De forma muito especial quero agradecer a todos os meus amigos e amigas, agradecendo em destaque as pessoas que além de amigos se tornaram irmãos ao longo de nossa convivência, entre eles gostaria de destacar a fundamental importância em minha vida das seguintes pessoas: Larissa de Lavôr, Rodrigo Brito, Hícaro Dias, Kayo Lima, Will, Walison, Bruno, Flávio Antônio e demais amigos de Conceição, onde nasci e convivi toda minha infância. Quero agradecer também a todos os meus primos destacando: Elionildo, Antônio Filho e Valdeilson Santos. Quero agradecer a ajuda na parte acadêmica, financeira e pessoal.

E por último, mas de certa forma mais importante, ao Deus Vivo, Senhor, que com grande misericórdia, graça e amor, concedeu sabedoria a indivíduos pequenos como eu, permitindo, assim, a oportunidade de desvendar e compreender uma parcela das maravilhas de Sua criação por intermédio da ciência.

*“Quando a educação não é libertadora,
o sonho do oprimido é ser o opressor”
(Paulo Freire)*

INFLUÊNCIA ESTRUTURAL NA CONFIGURAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO SETOR SUDESTE DA PARAÍBA E NORDESTE DE PERNAMBUCO

RESUMO

A pesquisa aqui apresentada, procura trazer contribuições inéditas aos estudos da geomorfologia a partir da influência das estruturas litológicas e da atividade tectônica na elaboração do relevo e da rede de drenagem, aplicando o mapeamento geomorfológico como ferramenta de síntese para representação do relevo. Nesse sentido, o objetivo principal da presente tese é compreender como se deu a elaboração do modelado geomorfológico, com enfoque estrutural tectônico, no setor Sudeste do estado da Paraíba e Nordeste do estado de Pernambuco, considerando como embasamento analítico as inter-relações existentes entre a geologia, o relevo e a hidrografia da área, sem desconsiderar, no entanto, as atividades antrópicas significativas na evolução geomorfológica da área. Procurou-se apontar evidências de neotectônica na área de estudo, através da análise morfotectônica e morfométrica aplicada em bacias e sub-bacias da área. A elaboração da carta geomorfológica foi fundamentada na metodologia proposta por Ross (1992), com adaptações, que tem como base as unidades taxonômicas do relevo. Para a análise da morfotectônica, além da investigação morfológica, foram aplicados índices morfométricos, no sentido de averiguar anomalias nos padrões de redes de drenagem, relacionadas à tectônica recente. Os índices Relação Declividade/Extensão (RDE), Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV) e Fator de Assimetria (FA), foram empregados nesse estudo, com a intensão de indicar possíveis mudanças no curso de rios ao longo do tempo geológico, averiguar o entalhamento dos vales e declividades das vertentes e apontar indícios de assimetria ligados a inclinação do terreno e/ou basculamento. Os resultados permitiram reconhecer padrões anômalos na rede de drenagem tanto nos aspectos qualitativos como quantitativos, e nas formas de relevo, que provavelmente encontram correspondência direta com eventos tectônicos recentes, de caráter regional, que abrange toda a borda oriental do Nordeste do Brasil. A área está inserida entre o embasamento cristalino do Pré-Cambriano e a Bacia Sedimentar Paraíba. Para a análise morfoestrutural e morfotectônica, elaboraram-se cartas: hipsométrica, clinográfica e geomorfológica, além de ajustes substanciais na carta geológica para adequar a escala usada na pesquisa. Dentro da geomorfologia da região, apresentaram-se vários padrões de deformação que agregam fortes indicadores de atuação das estruturas litológicas e de atividades tectônicas no desenvolvimento do relevo e da rede de drenagem, tanto nas áreas de litologia cristalina quanto nas de litologia sedimentar, a exemplo de: sucessão de *grábens* e *horsts*; domos estruturais que podem estar associados às estruturas de inversão tectônica; alinhamentos de relevo e da rede de drenagem; diferentes altitudes em interflúvios de topos tabulares que confinam os vales dos rios regionais; canais de drenagem retilíneos que apresentam fortes inflexões; ocorrência de desníveis abruptos em canais fluviais (*knickpoints*), entre outras. A elaboração da carta geomorfológica, reflete todo o relevo numa escala de detalhe inédita para essa área, resultando na apresentação dos seis táxons proposto na metodologia de Ross (1992). Os resultados obtidos comprovam que não se pode negar a influência da tectônica pós-miocênica na configuração do relevo nas adjacências de uma Margem Continental Passiva.

Palavras-chave: Mapeamento Geomorfológico, Tabuleiros Litorâneos, Morfometria, Tectônica.

STRUCTURAL INFLUENCE ON THE GEOMORPHOLOGICAL CONFIGURATION OF THE SOUTHEAST OF PARAÍBA AND NORTHEAST OF PERNAMBUCO SECTORS

ABSTRACT

The research presented, seeks to bring unpublished contributions to the geomorphology studies from the influence of lithological structures and tectonic activity in the elaboration of the relief and the drainage network, applying geomorphological mapping as a synthesis tool for relief representation. In this sense, the main goal of this thesis is to understand how the geomorphological model was elaborated, with a tectonic structural focus, in the Southeast sector of the state of Paraíba and Northeast sector of the state of Pernambuco, considering as an analytical background the existing interrelations between the geology, the relief and the hydrography of the area, without disregarding, however, the significant human activities in the geomorphological evolution of the area. We sought to point out neotectonics evidence in the study area, through morphotectonic and morphometric analysis applied in basins and sub-basins in the area. The elaboration of the geomorphological chart was based on the methodology proposed by Ross (1992), with adaptations, which are based on the taxonomic units of the relief. For the morphotectonics analysis, in addition to the morphological investigation, morphometric indices were applied, in order to investigate anomalies in the drainage network patterns, related to recent tectonics. The Declivity / Extension Ratio (RDE), Bottom / Valley Height Ratio (VF) and Asymmetry Factor (AF) indices were used in this study, with the intention of indicating possible changes in the course of rivers over geological time, to ascertain the carving of the valleys and the hilldown slopes and pointing out signs of asymmetry related to the slope of the terrain and/or tilting. The results enabled it possible to recognize anomalous patterns in the drainage network, both in qualitative and quantitative aspects, and in the forms of relief, which probably find direct correspondence with recent regional tectonic events, which covers the entire eastern border of Northeast Brazil. The area is inserted between the crystalline basement of the Precambrian and the Paraíba Sedimentary Basin. For the morphostructural and morphotectonic analysis, maps were elaborated: hypsometric, clinographic and geomorphological, in addition to substantial adjustments in the geological map to adapt the scale used in the research. Within the geomorphology of the region, several deformation patterns were presented that add strong indicators of the lithological structures performance and tectonic activities in the development of the relief and drainage network, both in the areas of crystalline lithology and sedimentary lithology, for example: succession of grabs and horsts; structural domes that can be associated with tectonic inversion structures; alignments relief and drainage network; different altitudes in tabular tops interfluves that confine the regional river valleys; rectilinear drainage channels that present strong inflections; occurrence of abrupt unevenness in river channels (knickpoints), among others. The elaboration of the geomorphological map, reflects all the relief in a scale of unpublished detail for this area, resulting in the presentation of the six taxons proposed in the methodology of Ross (1992). The obtained results prove that cannot be denied the influence of post-Myocene tectonics in the configuration of the relief in the adjacencies of a Passive Continental Margin.

Keywords: Geomorphological Mapping, Coastal Tablelands, Morphometry, Tectonics.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área de estudo e suas respectivas cartas topográficas na escala de 1:25.000..	24
Figura 2 – Localização geográfica da área selecionada para pesquisa.	26
Figura 3 - Esquema representativo dos processos genéticos de formação do relevo.	30
Figura 4 - Principais tipos de falhas e relevos associados.	46
Figura 5 – Modelo indicador de anomalias neotectônicas relacionadas à escarpa de falha e lineamentos.	47
Figura 6 – Formação de facetas triangulares no Município de Pedras de Fogo sobre a Formação Barreiras.	48
Figura 7 – (a) Configuração do canal a partir da dinâmica dos blocos; (b) Modelo esquemático para a representação dos blocos soerguidos e rebaixados.	49
Figura 8 – Padrões básicos de drenagem.	50
Figura 9 – Padrões básicos modificados de drenagem.	51
Figura 10 – Padrões de drenagem anômalos.	52
Figura 11 - Parâmetros utilizados no cálculo do índice RDE para segmento de drenagem.	54
Figura 12 - Fórmula matemática e procedimento de medida para encontrar os valores do índice morfométrico RFAV.	56
Figura 13 – Resposta da rede de drenagem ao soerguimento ao longo de uma linha de falha.	57
Figura 14 – Mapa geotectônico esquemático do nordeste brasileiro e suas principais feições.	60
Figura 15 - Mapa geológico do setor Sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco.	62
Figura 16 - Sub-Bacia de Miriri, Alhandra e Olinda, que compõem a Bacia Paraíba.	65
Figura 17 – Integração dos principais estágios evolutivos da margem continental brasileira.	66
Figura 18 - Coluna litoestratigráfica das sub-bacias: Olinda, Alhandra e Miriri, contendo a proposta da unidade Formação Tambaba, localizada na Sub-bacia Alhandra.	67
Figura 19 – Afloramentos da Formação Tambaba na Praia de Tambaba.	72
Figura 20 – Unidades taxonômicas de classificação do relevo segundo Ross (1992).	83
Figura 21 - Tipos de anomalia de drenagem e suas possíveis causas.	90
Figura 22 – Mapa hipsométrico da porção Sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco.	92
Figura 23 – Trecho de rio retilíneo no alto curso do rio Mamuaba.	93
Figura 24 – Terraço estrutural formado pela diferença litológica entre as Formações Barreiras e Gramame em vertente da Depressão do Abiaí.	96
Figura 25 – Forte incisão em canal com forma de V em tributário do rio Mamuaba com destaques para ocorrência de <i>knickpoints</i> com formação de cachoeiras.	98
Figura 26 – Configuração morfológica e hidrográfica no entorno do Domo da Embratel.	99
Figura 27 – Afloramentos do calcário da Formação Gramame nas vertentes voltadas para a Depressão do Abiaí em superfície reliquiar.	104
Figura 28 – Mapa Clinográfico da porção Sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco.	105
Figura 29 – Falésia ativa na praia de Coqueirinho, município do Conde – PB.	106
Figura 30 – Declividade acentuada em afluente da margem direita do rio Mamuaba.	107
Figura 31 – Bacias e sub-bacias hidrográficas selecionadas para análise morfológica e valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos RDEs/RDEt, RFAV e FA.	111
Figura 32 – Bacia hidrográfica do rio Gramame: análise morfológica e valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos RDEs/RDEt, RFAV e FA.	119

Figura 33 – Ocorrência de <i>knickpoints</i> com formação de cachoeiras na sub-bacia do rio Jangada.....	121
Figura 34 – Mapa geomorfológico do Sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco.	124
Figura 35 – Relevo semi-convexo da unidade Dsc 32 no município de Pedras de Fogo – PB.....	126
Figura 36 – Relevo convexo da unidade Dc 42 no município de Itambé – PB.....	127
Figura 37 – Relevo suave ondulado registrado na unidade Dc 22.....	128
Figura 38 – Perfis topográficos elaborados no setor Sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco.....	129
Figura 39 – Formas degradacionais tecnogênicas associadas a mineração de granito no município de Pedras de Fogo – PB..	131
Figura 40 – Formas degradacionais, agradacionais e lagoa tecnogênica no município de Pedras de Fogo – PB..	131
Figura 41 – Formas degradacionais associadas a mineração de areia no município de Itambé – PE.....	132
Figura 42 – Formas degradacionais associadas a escavação do terreno para retirada de material no município de Itambé – PE.....	132
Figura 43 – Formas antropogênicas menores associadas ao uso do solo no alto curso do rio Mumbaba.....	133
Figura 44 – Superfície Relíquia na Depressão do Abiaí.....	134
Figura 45 – Pequenos morrotes no interior da Depressão do Abiaí.	135
Figura 46 – Forma tabular com grau de entalhamento fraco do vale no Dt 21, município de João Pessoa – PB.....	136
Figura 47 – Relevo com topo tabular e médio grau de dissecação na margem esquerda do rio Mumbaba.	137
Figura 48 – Atuação dos processos de dissecação do relevo na unidade Dt 41 na margem direita do rio Mamuaba.....	138
Figura 49 – Padrão de forma de relevo semi-convexo do Dsc 41 no alto curso do rio Aterro. Notar a presença de relevo tecnogênico com terraceamentos e Terrenos escavados.	139
Figura 50 – Relevo com superfície circular dômica, sendo fortemente dissecado pelos afluentes do rio Gramame.	140
Figura 51 – Formação de ravinas na Formação Barreiras, próximo a áreas agrícolas no município do Conde -PB.....	142
Figura 52 – Voçoroca na Formação Barreiras, próximo ao rio da Salsa no município do Conde – PB.....	142
Figura 53 – Voçoroca urbana no município do Conde -PB.	143
Figura 54 – Sequência de voçorocas na zona litorânea do Conde, entre as praias de Tambaba e Coqueirinho.....	144
Figura 55 – Formas agradacionais e degradacionais ligadas a mineração de areia no município de Alhandra.	144
Figura 56 – Formas agradacionais e degradacionais formadas pela mineração de calcário no município de Pitimbu – PB.	145
Figura 57 – Depósitos tecnogênicos e terrenos escavados no município de Santa Rita.....	146
Figura 58 – Depósito tecnogênico formado pelo acúmulo de lixo em cabeceira de drenagem	146
Figura 59 – Forma de Terraço e Planícies Marinhas: (A) município de Cabedelo – PB e (B) município de Itamaracá – PE.....	148
Figura 60 – Forma de Terraço e Planícies Marinhas confinados pelas falésias e depósitos de mangue na desembocadura do rio Graú.....	149

Figura 61 – Forma de Planícies Interdial ocupada por carcinicultura nas proximidades da desembocadura do rio Goiana.	150
Figura 62 – Forma de Planícies Interdial e Forma de Planície Fluvial divididas pela PB -008 na Depressão do Abiaí.	151
Figura 63 – Forma de Terraço Fluvial na Depressão do Abiaí.....	152
Figura 64 – Carcinicultura presente nas Planícies Interdiais no: (A) rio Paraíba; (B) rio Goiana e (C) rio Itapessoca.....	153
Figura 65 – Projeto de carcinicultura embargado na Lagoa do Frazão no município de Pitimbu - PB.....	154
Figura 66 – Rio retelinizado artificialmente influenciando na formação de terraços na Depressão do Abiaí.....	155

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Tipos de dados que devem ter uma carta geomorfológica de acordo com a UGI	36
Quadro 2 - Representação esquemática das unidades taxonômicas de Ross	37
Quadro 3 - Padrões de formas do relevo	38
Quadro 4 - Significado dos padrões de drenagem do tipo básico e os seus respectivos padrões modificados	51
Quadro 5 - Subdivisões dos 4 maiores táxons estabelecidos para área sudeste da Paraíba e nordeste de Pernambuco	123

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Matriz dos índices de dissecação das formas de relevo

38

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

A	Acumulação (Deposição)
Ad	Formas de Campos de Dunas
Add	Altura do Divisor Direito do Vale
Ade	Altura do Divisor Esquerdo do Vale
Aesa	Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba
Apf	Formas de Planície Fluvial
Api	Formas de Planície Interdial (Mangue)
Apl	Formas de Planície Lacustre
Apm	Formas de Planície Marinha
Atf	Formas de Terraços Fluviais
Atm	Formas de Terraços Marinhos
C	Célsius
Capes	Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior
D	Denudação (erosão)
Da	Formas com Topo Aguçado
Dc	Formas com Topo Convexo
De	Formas de Escarpa
Dp	Formas de Superfície Plana
Dt	Formas com Topo Tabular
Dv	Forma de Vertentes
E	Leste
Edd	Elevação do Divisor do Setor Direito do Vale
Ede	Elevação do Divisor do Setor Esquerdo do Vale
Efv	Elevação do Fundo do Vale
Embrapa	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
GPS	<i>Global Position System</i>
km	Quilômetro
Legam	Laboratório de Estudos Geológicos e Ambientais
Lfv	Largura do Fundo do Vale
m	Metro
MDE	Modelo Digital de Elevação
MDT	Modelo Digital do Terreno

mm	Milímetro
MNT	Modelos Numéricos do Terreno
N	Norte
NE	Nordeste
NNE	Norte-nordeste
PPGG	Programa de Pós-Graduação em Geografia
RDE	Relação Declividade/Extensão
RFAV	Razão Fundo/Altura de Vale
S	Sul
SRTM	<i>Shuttle Radar Topographic Mission</i>
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SL	<i>Slope vs. Length</i>
Spring	Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas
SSW	Sul-sudoeste
Sudene	Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste
SW	Sudoeste
TAM	Terreno Alto Moxotó
TAP	Terreno Alto Pajeú
TRC	Terreno Rio Capibaribe
UFPB	Universidade Federal da Paraíba
Upem	Unidade Pedoestratigráfica Engenho Novo
VF	<i>Valley Floor</i>
W	Oeste

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	19
2 LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO	24
3 OBJETIVOS	27
3.1 OBJETIVO GERAL	27
3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	27
4 UMA REVISÃO SOBRE A GEOMORFOLOGIA, TECTÔNICA E HIDROGRAFIA	28
4.1 PRINCÍPIOS NORTEADORES DA GEOMORFOLOGIA E SUA RELAÇÃO COM OUTRAS CIÊNCIAS	28
4.1.1 Cartografia Geomorfológica	32
4.2 NEOTECTÔNICA, MORFOTECTONICA E SUA RELAÇÃO COM O RELEVO	39
4.3 TECTÔNICA E SISTEMAS FLUVIAIS	44
4.3.1 Análise qualitativa do meio físico relacionada às formas do relevo e a rede de drenagem	45
4.3.2 Análise quantitativa e aplicação de índices morfométricos no estudo geomorfológico	53
4.3.2.1 Índice Relação Declividade/Extensão (RDE)	54
4.3.2.2 Índice Razão Fundo/Altura do Vale (RFAV)	55
4.3.2.3 Índice Fator Assimétrico (FA)	57
5 CONTEXTO GEOLÓGICO DO SETOR SUDESTE DA PARAÍBA E NORDESTE DE PERNAMBUCO	59
5.1 ASPECTOS GERAIS DA GEOLOGIA REGIONAL	59
5.2 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA PORÇÃO SUDESTE DA PARAÍBA E NORDESTE DE PERNAMBUCO	61
5.2.1 Embasamento Cristalino	63
5.2.2 Bacia Sedimentar Paraíba	64
5.2.3 Formação Beberibe (K2be)	68
5.2.4 Formação Itamaracá (K2it)	69
5.2.5 Formação Gramame (K2g)	70
5.2.6 Formação Maria Farinha (E1mf)	71
5.2.7 Formação Tambaba (E1t)	71
5.2.8 Formação Barreiras (ENb)	73
5.2.9 Depósitos Quaternários	74
5.2.9.1 Depósitos Colúvio-Eluviais (N34c)	74
5.2.9.2 Depósitos Litorâneos de Praia (Q2lp)	75
5.2.9.3 Depósitos Aluvionares (Q2a)	75

5.2.9.4 Depósitos de Mangue (Q2m)	76
6 SÍNTESE CLIMÁTICA DA REGIÃO	77
7 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	78
7.1 ELABORAÇÃO DOS PRODUTOS CARTOGRÁFICOS	80
7.1.1 Elaboração do Modelo Numérico do Terreno (MNT)	80
7.1.2 Elaboração do mapa Hipsométrico	81
7.1.3 Elaboração do mapa Clinográfico	81
7.1.4 Elaboração do mapa Geomorfológico	82
7.2 APLICAÇÃO DOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS	85
7.2.1 Índice Relação Declividade/Extensão (RDE) (HACK, 1973)	85
7.2.2 Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV) (BULL e MCFADDEN, 1977)	86
7.2.3 Índice Fator Assimétrico (FA) (HARE e GARDNER, 1985)	87
7.3 TRABALHO DE CAMPO	88
8 RESULTADOS E DISCUSSÕES	89
8.1 ANÁLISE MORFOLÓGICA DO RELEVO E PRINCIPAIS INDÍCIOS DE ASSIMETRIA DE DRENAGEM	90
8.2 ANÁLISE MORFOMÉTRICA DAS BACIAS E SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS SELECIONADAS	110
8.2.1 Índice Relação Declividade/Extensão (RDE)	112
8.2.2 Índice Razão Fundo/Altura de Vale	114
8.2.3 Índice Fator Assimétrico (FA)	117
8.2.4 Bacia hidrográfica do rio Gramame	118
8.3 GEOMORFOLOGIA DO SUDESTE DA PARAÍBA E NORDESTE DE PERNAMBUCO	122
8.3.1 Geomorfologia da morfoestrutura dos Terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe	125
8.3.2 Geomorfologia da morfoestrutura da Bacia Sedimentar Paraíba e da Cobertura Sedimentar de Plataforma	133
8.3.3 Geomorfologia da morfoestrutura Sedimentos Quaternários	147
9 CONSIDERAÇÕES FINAIS	156
REFERÊNCIAS	159

1 INTRODUÇÃO

Devido à grande concentração populacional na faixa litorânea do Brasil, percebe-se nos últimos anos o desenvolvimento de diversos estudos concentrados nas zonas costeiras e suas adjacências, adquirindo grande importância no planejamento ambiental e territorial, principalmente em áreas onde a intervenção humana provocou a destruição de algum patrimônio ou interferiu de modo drástico, em ecossistemas de grande valor ecológico.

Devesse considerar que no Brasil ainda existe uma grande disparidade econômica e científica que impede que todas as regiões litorâneas e suas adjacências sejam igualmente amparadas pelos avanços proporcionados pelas geotecnologias, principalmente na análise e no planejamento ambiental dessas áreas, dessa forma, os estudos geomorfológicos tornam-se imprescindíveis para desvendar os potenciais existentes nessas áreas.

Os estudos geomorfológicos buscam, na atualidade, uma explicação lógica sobre os processos internos e externos que deram origem e dinamizam as diferentes unidades de relevo que se expressam em diferentes paisagens. Essa investigação da gênese das feições geomorfológicas e do seu desenvolvimento no decorrer do tempo é de fundamental importância para sociedade contemporânea, visto que, os eventos e a dinâmica desses processos podem afetar de forma direta ou indireta, diversas atividades humanas.

A geomorfologia detalhada de uma área possibilita conhecer, com maior nível de detalhe, o relevo e a geometria dos padrões de drenagem da região, revelando o potencial natural existente na área, facilitando a identificação de áreas de risco, ambientes frágeis, impactos ambientais, interferência antrópica e dinâmica da evolução natural da paisagem.

Na presente pesquisa, tem-se um direcionamento aos estudos geomorfológicos tomando como base os pressupostos estabelecidos pelas diretrizes da Geomorfologia Geral, considerando a influência direta da estrutura geológica e da tectônica na configuração atual do relevo, além da interferência imposta por atividades humanas, que pode ser representada, por sua vez, pela cartografia geomorfológica.

Nesse contexto, os mapeamentos temáticos se tornam essenciais em Geomorfologia, principalmente, para o planejamento físico-ambiental, já que a espacialização e localização dos fatos permitem representar e compreender as formas do relevo e a dinâmica dos processos atuantes (ROSS, 1992; ROSS; MOROZ 1997; SANTOS *et al.*, 2006; MARQUES, 2012; RODRIGUES; OLIVEIRA, 2007; COSTA *et al.*, 2020).

Segundo Maia e Bezerra (2011), o estudo do relevo por meio de bases cartográficas e metodologias específicas extraídas da Geomorfologia, da Geologia, da Matemática e do

Geoprocessamento, torna-se um meio eficaz de averiguação e análise do padrão morfológico resultante da interface entre os agentes endógenos e exógenos.

Foi utilizada nesta pesquisa, para elaboração da carta geomorfológica, a metodologia de classificação taxonômica de unidades de relevo proposta por Ross (1992) e adaptada por Furrier (2007), Furrier e Cuervo (2018) e Souza e Furrier (2019) para melhor representação e espacialização taxonômica do relevo. Também utilizou-se técnicas de avaliação qualitativas (FURRIER *et al.*, 2006; FLORENZANO, 2008; SILVA; FURRIER, 2019;). Tais técnicas consistem em analisar as formas dos canais fluviais, das vertentes, das alterações altimétricas bruscas, entre outros.

Por fim, foram aplicados índices morfométricos para avaliar quantitativamente alguns atributos do relevo, como profundidade dos canais, sua extensão, declividade e basculamentos nas bacias de drenagem. Esses índices vêm sendo amplamente utilizados no exterior a exemplo de McKeown *et al.*, (1988), Marple e Talwani (1993), El Hamdouni *et al.*, (2008), Divyadarshini e Singh (2017), Sissakian e Abdullah (2020), Boretto *et al.*, (2020), e no Brasil com os trabalhos desenvolvidos por Etchebehere *et al.*, (2000, 2006), Barbosa e Furrier (2012), Andrades Filho e Rossetti (2015), Silva e Furrier, 2019), entre outros.

No mapeamento geomorfológico, a noção e o cuidado que se deve direcionar para o conceito de escala é imprescindível. Autores como Ross (1996) e Christofolletti (1980) destacam a importância da escala no tratamento e representação do relevo no grau de detalhamento ou de generalização da informação, pois é a escala que vai determinar a adoção de diferentes estratégias e técnicas de abordagem. Por exemplo, as cartas com grande escala permitem mapear formas de relevo locais mais pontuais, evidenciando os processos atuais e antrópicos na elaboração do modelado (ravinas, voçorocas), enquanto os mapas de menor escala permitem mapear grandes extensões areais, a exemplo das Unidades Morfoestruturais, das Regiões Geomorfológicas (BRASIL, 2009) e das Unidades Morfoesculturais (ROSS, 1992). Assim, de acordo com esse entendimento, adotou-se para o presente trabalho a escala de detalhe de 1:25.000, cujos produtos finais serão publicados na escala de 1:100.000, com nível de detalhamento obtido na escala de trabalho de 1:25.000.

A escolha da escala de 1: 25.000 se justifica pela ótima quantidade e qualidade de detalhes, permitindo identificar os seis táxons propostos na metodologia de Ross (1992): Morfoestruturas (1º táxon), Morfoesculturas (2º táxon), unidades morfológicas denudacionais e agradacionais (3º e 4º táxons), vertentes (5º táxon) e as menores formas de relevo naturais e antrópicas (6º táxon).

Para Souza (2015), devido ao déficit de mapeamentos planialtimétricos, em grandes e médias escalas, no Brasil, há uma dificuldade na obtenção e processamento de informações

topográficas nessas escalas. No entanto o emprego das novas tecnologias e a disponibilidade de Sistemas de Informação Geográfica (SIGs), gratuitos, tem se tornado cada vez mais usual, permitindo a elaboração desses produtos cartográficos em escala de detalhe. A exemplo, pode-se citar os trabalhos elaborados por Barbosa *et. al* (2018), Souza e Furrier (2019), Silva (2020) e Lima e Furrier (2020), que vem desenvolvendo mapeamentos geomorfológicos associados às características estruturais do terreno resultando em uma avaliação detalhada da área, uma vez que os produtos gerados viabilizam a representação dos elementos geomorfológicos e ampliam o entendimento das peculiaridades do relevo.

Entende-se que, nesses estudos é necessário levar em consideração, além de outros, elementos como: existências de alinhamentos de relevo (positivos e negativos), configuração geológica da área, padrões hidrográficos, extensão e inclinação das vertentes, canais fluviais, desníveis anômalos que se destacam na configuração do relevo e os fatores climáticos e antrópicos (STRAHLER, 1952; HACK, 1973; CHRISTOFOLETTI, 1980; ANDRADES FILHO, 2010; MAIA e BEZERRA, 2014).

De posse desses dados, pode-se estabelecer as diretrizes para analisar os diferentes processos que deram origem ao modelado geomorfológico e os fatores que contribuíram para sua evolução no decorrer do tempo. É notório que no Brasil, em geral, e nos estados da Paraíba e de Pernambuco, em particular, são efetuadas diversas ações de apropriação do meio físico que se mostram incompatíveis com os padrões geomorfológicos de algumas regiões. Essas ações estão geralmente ligadas a: obras de engenharia, mineração, construção de aterros sanitários, fixação de lixões, expansão urbana, construção de estradas, entre outros.

Essa pesquisa procura abordar de forma integrada, a geologia, o relevo e a hidrografia da área Sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco, para subsidiar a análise da atuação estrutural e tectônica no desenvolvimento da compartimentação geomorfológica, sem deixar de lado, no entanto, a influência dos processos antrópicos na configuração do relevo.

A área de estudo se mostra como um importante campo de atuação para estudos integrados da geomorfologia estrutural, visto que, em seu território estão localizados partes de importantes estruturas do embasamento geológico nordestino, que refletem seus efeitos no modelado do relevo e nos padrões hidrográficos. Além disso, a área abriga a rede urbana de importantes municípios da Paraíba e de Pernambuco.

Dessa forma, o principal problema investigado nesta pesquisa é como as inter-relações da geologia, da tectônica, do relevo, da hidrografia e da interferência antrópica contribuíram e contribuem para o desenvolvimento das feições geomorfológicas atuais da área estudada, assim como da sua rede de drenagem.

Parte-se da hipótese que a configuração geomorfológica de parte da rede de drenagem atuais dessa área são resultado da atuação de eventos tectônicos e neotectônicos. Esse fato estaria registrado nas cotas altimétricas desproporcionais à média de elevação da área; nos indícios de basculamento que se apresentam na região; na composição litológica, nos indícios de falhamentos nas coberturas sedimentares miocênicas de plataforma; e na rede de drenagem que apresenta canais retilíneos, inflexões bruscas, padrão radial, entre outros (STRAHLER, 1952; HACK, 1973; CHRISTOFOLETTI, 1980).

As características dos padrões de drenagem das bacias é uma das formas de análise de cunho qualitativo das redes de drenagem, que se refere à forma do traçado estabelecido pelo conjunto de canais. Esse traçado permite inferir sobre o condicionamento topográfico, litológico e estrutural da área onde se assentam os canais (SOARES e FIORI, 1976; GROTZINGER e JORDAM, 2013).

A hidrografia é considerada nessa pesquisa como uma base de análise muito importante, visto que, as redes hidrográficas respondem de forma imediata a qualquer alteração nos parâmetros morfológicos e morfométricos do relevo se constituindo como um elemento-chave para compreender a evolução geomorfológica de uma dada região (CHRISTOFOLETTI, 1980; CHRISTOPHERSON, 2012).

A análise quantitativa teve como base a aplicação de índices morfométricos no terreno e na rede de drenagem da área de estudo. Segundo Andrades Filho (2010) esses índices auxiliam na identificação de terrenos com alterações estruturais e/ou tectônicas. Na pesquisa aqui apresentada foram aplicados três índices morfométricos principais para auxiliar na análise e identificação de influências estruturais e tectônicas na configuração do relevo e da rede de drenagem, sendo eles: o Índice Relação Declividade/Extensão (RDE) desenvolvido por Hack (1973); O índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV) desenvolvido por Bull e McFadden (1977) e o Fator Assimétrico (FA), metodologia elaborada por Hare e Gardner (1985).

O material cartográfico produzido na presente pesquisa é composto substancialmente pelo Modelo Numérico do Terreno (MNT) que serviu como base para elaboração dos mapas hipsométrico, clinográfico e geomorfológico. As cartas temáticas e o MNT foram elaborados a partir de dados extraídos de 24 cartas topográfica na escala de 1:25.000, principalmente por meio dos valores atribuídos às curvas de nível e aos pontos cotados.

Nesta mesma perspectiva, a tese aqui apresentada, procura oferecer informações detalhadas do relevo trazendo resultados inéditos para a área de estudo com dados confiáveis, haja vista que as cartas topográficas utilizadas como base foram produzidas por aerolevantamento planialtimétrico com apoio em solo e exaustivos trabalhos em campo, com um detalhamento

elevado. Dessa forma, foi possível elaborar mapas temáticos e modelos escalares particularizados das unidades geomorfológicas que permitem o entendimento das relações entre o relevo e o padrão litológico, realçando as feições resultantes da interface entre ambos, que, associados, dão origem à configuração física da área.

Diante do exposto, entende-se que a presente pesquisa se torna relevante na medida em que correlacionam dados extraídos de diferentes e importantes unidades geomorfológicas e morfoestruturas, localizadas na porção Sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco. Tais correlações poderão indicar como cada morfoestrutura contribuiu para elaboração das feições de relevo das unidades geomorfológicas e se ambas foram expostas a eventos tectônicos durante sua evolução.

2 LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada em parte dos estados de Pernambuco e Paraíba, tem aproximadamente 3.500 km² e abrange os limites de 24 cartas topográficas na escala de 1:25.000 no Saliente Oriental Nordestino, onde as cartas situadas no extremo oeste foram utilizadas apenas até o limite das bacias hidrográficas litorâneas (Figura 1). As cartas topográficas foram confeccionadas pela Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) em 1974 e impressa pelo Serviço Geográfico do Ministério do Exército em 1989, ocasião na qual, foram revisadas e atualizadas.

O catálogo, denominado de Saliente Oriental Nordestino, contempla cartas topográficas, na escala de 1:25.000, de partes da Paraíba, Pernambuco e Alagoas, cujo levantamento cartográfico da área se destina a elaborações de projetos, estudos e pesquisas imprescindíveis ao desenvolvimento econômico regional e setorial (BRASIL, 2013).

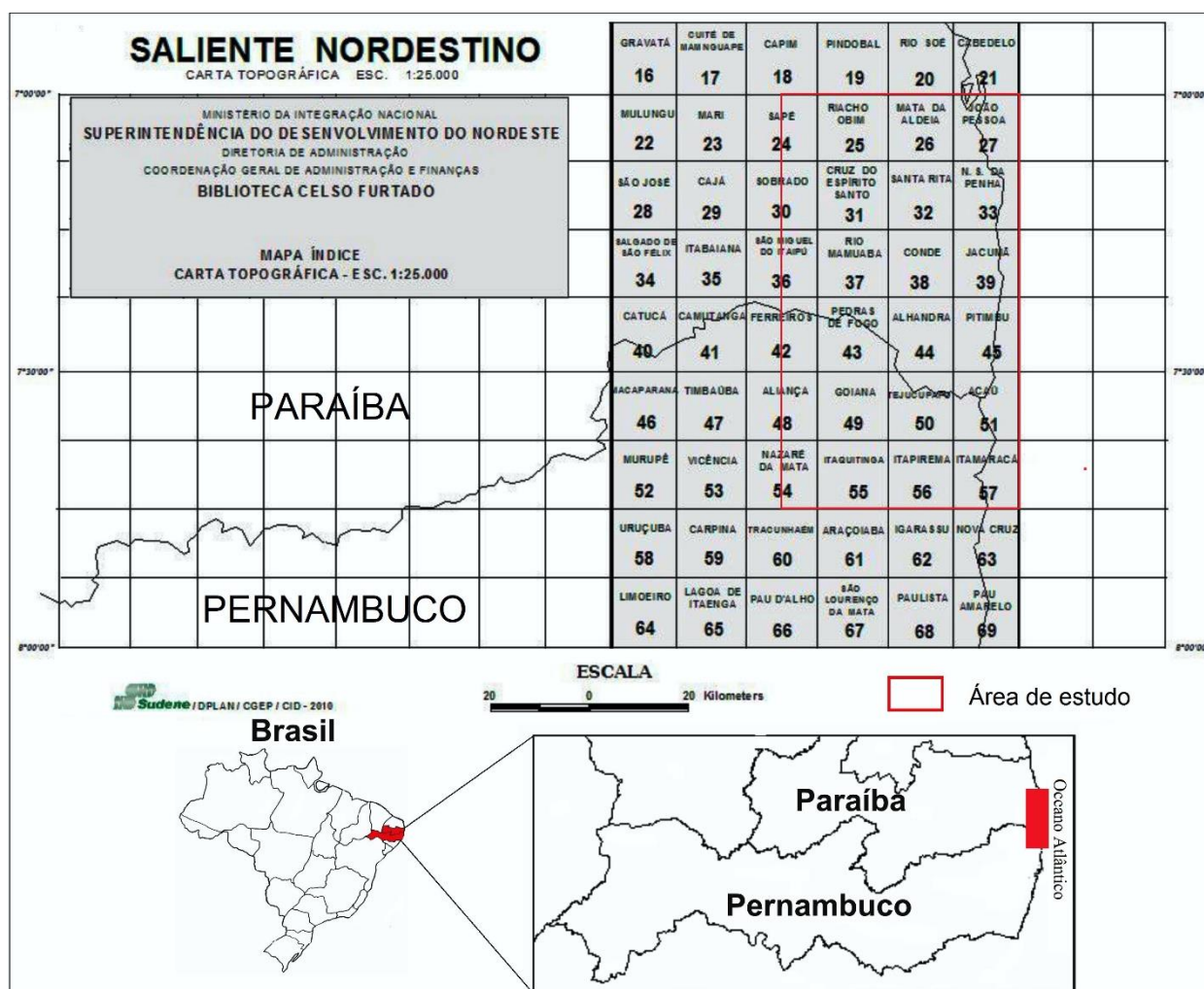


Figura 1 – Localização da área de estudo e suas respectivas cartas topográficas na escala de 1:25.000. **Fonte:** Adaptado de SUDENE (2010).

As cartas topográficas selecionadas para pesquisa ocupam parte do setor sudeste da Paraíba e nordeste de Pernambuco, sendo elas: João Pessoa (01), Nossa Senhora da Penha (02), Jacumã (03), Pitimbu (04), Acaú (05), Itamaracá (06) Mata da Aldeia (07), Santa Rita (08), Conde (09), Alhandra (10), Tejucupapo (11), Itapirema (12), Riacho Obim (13), Cruz do Espírito Santo (14), Rio Mamuaba (15), Pedras de Fogo (16), Goiana (17), Itaquitinga (18), Sapé (19), Sobrado (20), São Miguel de Taipu (21), Ferreiros (22), Aliança (23) e Nazaré da Mata (24).

Na área selecionada para pesquisa estão inseridos em parte ou na totalidade os municípios paraibanos de Cabedelo, João Pessoa, Bayeux, Santa Rita, Cruz do Espírito Santo, Sapé, São Miguel de Itapu, Juripiranga, Pedras de Fogo, Conde, Alhandra, Caaporã e Pitimbu. Além destes, temos também em partes ou na totalidade os municípios pernambucanos de Goiana, Itambé, Ferreiros, Aliança, Nazaré da Mata, Tracunhaém, Araçoiaba, Itaquitinga, Igaraçu, Itapissuma e Itamaracá.

No total estão inseridos na área, partes ou a totalidade de 24 municípios, sendo 13 deles no estado da Paraíba e 11 no estado de Pernambuco. Os principais acessos à área de estudo se dão, no sentido norte-sul, pela rodovia federal BR-101 (Figura 2).

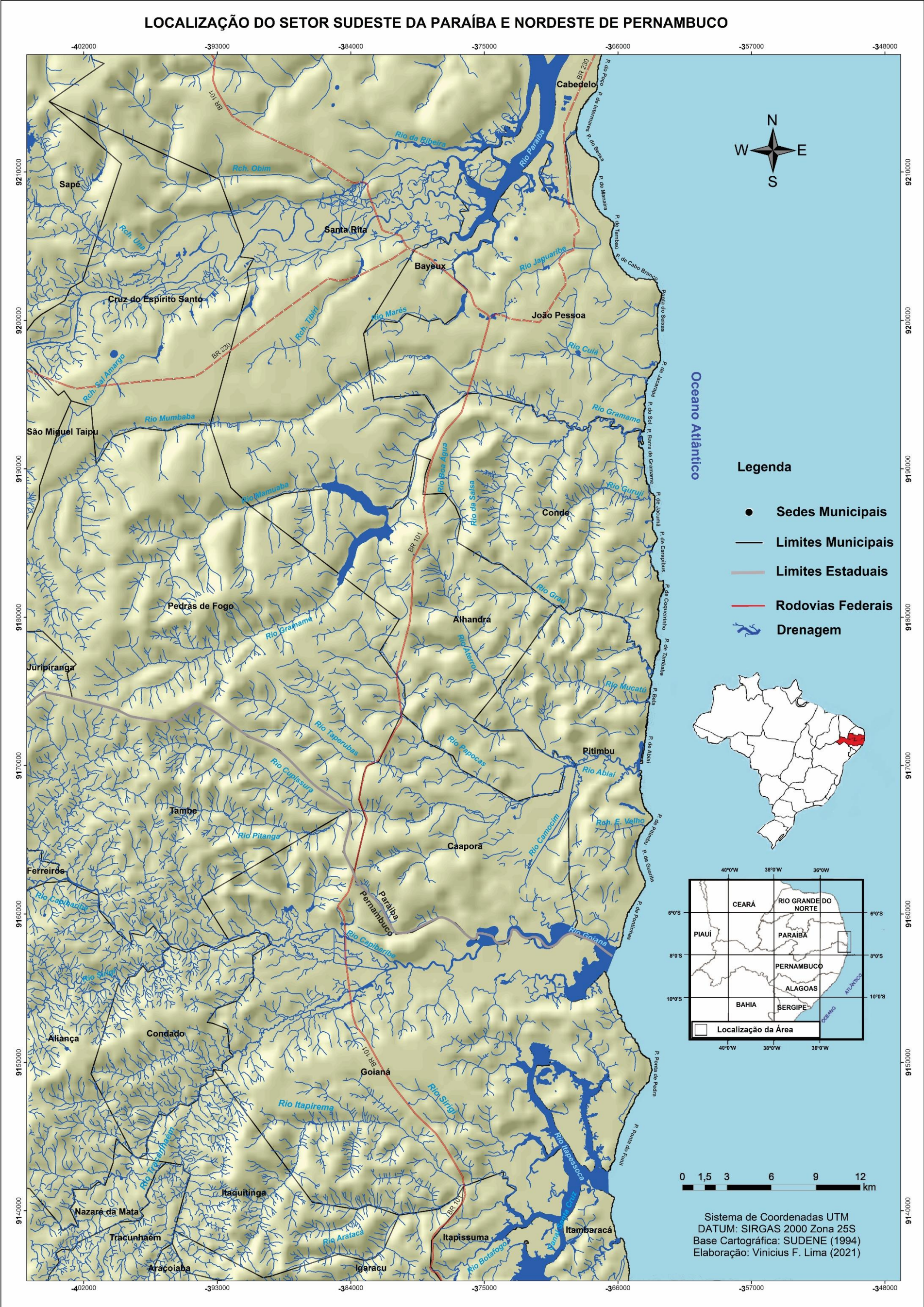


Figura 2 – Localização geográfica da área selecionada para pesquisa. **Elaboração:** Vinicius F Lima (2020).

3 OBJETIVOS

3.1 OBJETIVO GERAL

Analisar a configuração do modelado geomorfológico, com enfoque estrutural e tectônico, da porção Sudeste do estado da Paraíba e Nordeste do estado de Pernambuco.

3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Classificar e diferenciar cartograficamente as unidades taxonômicas de classificação do relevo e os padrões morfológicos e morfométricos da rede de drenagem da área;
- Analisar as influências das estruturas geológicas do embasamento cristalino e sedimentar sobre as diferentes unidades geomorfológicas da área de estudo;
- Identificar, mapear e quantificar os indícios de anomalias de relevo e da rede hidrográfica provenientes de atividade tectônica recente, por meio da aplicação de índices morfométricos;
- Mapear em campo estruturas pontuais indicativas da atuação de atividades tectônicas, como falhas, dobras, desníveis altimétricos abruptos e analisar suas influências sobre a configuração do relevo e da hidrografia.

4 UMA REVISÃO SOBRE A GEOMORFOLOGIA, TECTÔNICA E HIDROGRAFIA

O estudo de morfologias do terreno visando o reconhecimento de lineamentos morfoestruturais, bem como a interpretação de seus agentes causadores, é fortemente alicerçado na caracterização e análise qualitativa e quantitativa de redes de drenagem. Este tema pode ser explorado em produtos derivados do Geoprocessamento, e no caso da presente pesquisa, tendo como base cartas topográficas. O item aqui apresentado visa fornecer uma síntese dos conceitos necessários à realização deste tipo de investigação.

4.1 PRINCÍPIOS NORTEADORES DA GEOMORFOLOGIA E SUA RELAÇÃO COM OUTRAS CIÊNCIAS

Sistematicamente pode-se dizer que, a Geomorfologia, ao tratar do relevo o concebeu como objeto único de estudo ou enquanto elemento em convergência com outros na estruturação diferenciada da superfície terrestre. Na primeira perspectiva, referida ao objeto único, temos como precursor Davis em 1889 e, em particular, independente da ruptura epistemológica dos anos 50, a continuidade da Geomorfologia Anglo-americana através das suas teorias Probabilísticas e análise Morfométrica (ABREU, 2003).

Por outro lado, a segunda perspectiva que trabalha o relevo enquanto um elemento de convergência com outros elementos na constituição da superfície da Terra tem em Penck 1952 e W. Penck 1910 sua sistematização clássica. Da relação processos internos e externos na constituição do relevo, evolui a Escola Alemã para a relação entre relevo, clima e vegetação com Passarge 1926, chegando à concepção de Paisagem, através dos estudos de fisiologia da Paisagem com Troll em 1950 (SUERTEGARAY, 2018).

De forma sistematizada o conhecimento geomorfológico surge como um instrumento utilizado e inserido na realização de diversas categorias setoriais de planejamento e gestão. Na verdade, esses estudos versam no processo de prognosticar e avaliar os impactos de uma atividade antrópica sobre as condições do meio ambiente e esquematizar os procedimentos a serem utilizados preventivamente, para mitigar ou evitar seus efeitos.

Nos dias atuais a geomorfologia dispõe de uma grande variedade de métodos, técnicas e equipamentos modernos que permitem estudar com profundidade formas de relevo e processos geomorfológicos ao combinar modelos de previsão, observações de campo e informações extraídas de dados de sensoriamento remoto e de experimento de laboratório (FLORENZANO, 2008).

De acordo com Moura-Fé (2019), metodologicamente, os estudos realizados com ênfase nos aspectos evolutivos do relevo apoiam-se em diferentes pressupostos teóricos e metodológicos,

fazendo com que não se tenha o estabelecimento de caminho teórico-metodológico pronto, a ser aplicado e seguido. Nesse quadro de indefinição ou imprecisão que, para alguns, pode ser interpretado como um problema, para outros, pode ser visto como um campo fértil de possibilidades e inovações.

Nesse contexto vale mencionar as pesquisas nacionais e internacionais que vem trabalhando com os processos evolutivos do relevo a partir de diferentes premissas metodológicas, como: Almeida *et al.* (2000), Harris e Mix (2002), Mizusaki *et al.* (2002), Berlin (2007), Twidale (2007), Arai (2009), Vidal-Romaní e Twidale (2010), Ford *et al.* (2010), Barbosa e Furrier (2012), Barreto e Costa (2014), Peloggia *et al.* (2014), Ahmed e Al-Qayim (2016), Furrier e Cuervo (2018), Souza e Furrier (2019), Silva e Furrier (2019), Sissakian *et al.* (2020), Boretto *et al.* (2020) e Costa *et al.* (2020).

Para Suguio (2000), a geomorfologia atual deve fundamentar-se na identificação e descrição e, ao mesmo tempo, deve-se chegar às interpretações genéticas e evolutivas das formas do relevo de toda a superfície terrestre. Isso permite que o pesquisador entenda a gênese da estrutura e estabeleça cenários futuros, diante dos fatos registrados nas estruturas geomorfológicas que, por sua vez, são produtos de uma evolução que pode ser mensurada em diversos aspectos, como: profundidade, extensão, resistência, inclinação, entre outros, para se estabelecer as possíveis manifestações futuras.

A análise geomorfológica, quando considera as influências do substrato geológico na formação e configuração do relevo, pode ser representada cartograficamente por unidades morfoestruturais (SANTOS *et al.*, 2006). O conceito de morfoestrutura fundamenta-se nos postulados de Penck que tratam da relação das forças internas e externas atuantes na gênese do modelado da superfície terrestre (Corrêa *et al.*, 2010). Portanto, ao se investigar o relevo por meio das unidades morfoestruturais, que têm como base principal o substrato rochoso, é preciso estar atento aos diferentes níveis de resistência ao intemperismo que cada unidade oferece.

Nesse sentido Cholley (1960), afirma que dois fatores são capazes de orientar, facilitar ou contrariar o intemperismo e a erosão nas estruturas rochosas: (1) a disposição das rochas resultante da tectônica, e (2) sua composição química e propriedades físicas, como resistência, coesão, homogeneidade e permeabilidade.

Já Grotzinger e Jordan (2013) destacam a importância da força de resistência das rochas *versus* energia da corrente. Para os autores, as taxas de erosão crescem drasticamente à medida que a energia da corrente aumenta. A energia da corrente pode aumentar por influência da precipitação ou por soerguimento do relevo.

Os primeiros estudos a considerar as unidades morfoestruturais em geomorfologia foram baseados na concepção de W. Penck, que considerou que o relevo é moldado por forças antagônicas, endógenas e exógenas. Na antiga União das Repúblicas Socialistas Soviéticas (URSS) a proposta penckiana foi retomada pelo geógrafo russo I. G. Gerasimov (1946, 1968) e utilizada como base conceitual para a análise morfoestrutural. O referido autor propôs subdividir todas as formas de relevo em três grandes categorias, sendo elas: unidades geotexturais; unidades morfoestruturais; e unidades morfoesculturais.

As unidades geotexturais correspondem às grandes estruturas da terra, como as massas continentais, os escudos, as depressões oceânicas e as grandes zonas de montanhas. As morfoestruturas correspondem às cadeias de montanhas, maciços, planaltos e depressões internas dos continentes e oceanos. Já as morfoesculturas referem-se aos processos morfogenéticos impostos pelos agentes exógenos (CHRISTOFOLETTI, 1980).

A Figura 3 representa a esquematização proposta inicialmente por Penck em 1953 para explicar os processos genéticos de formação do relevo levando-se em consideração os fatores climáticos e estruturais.

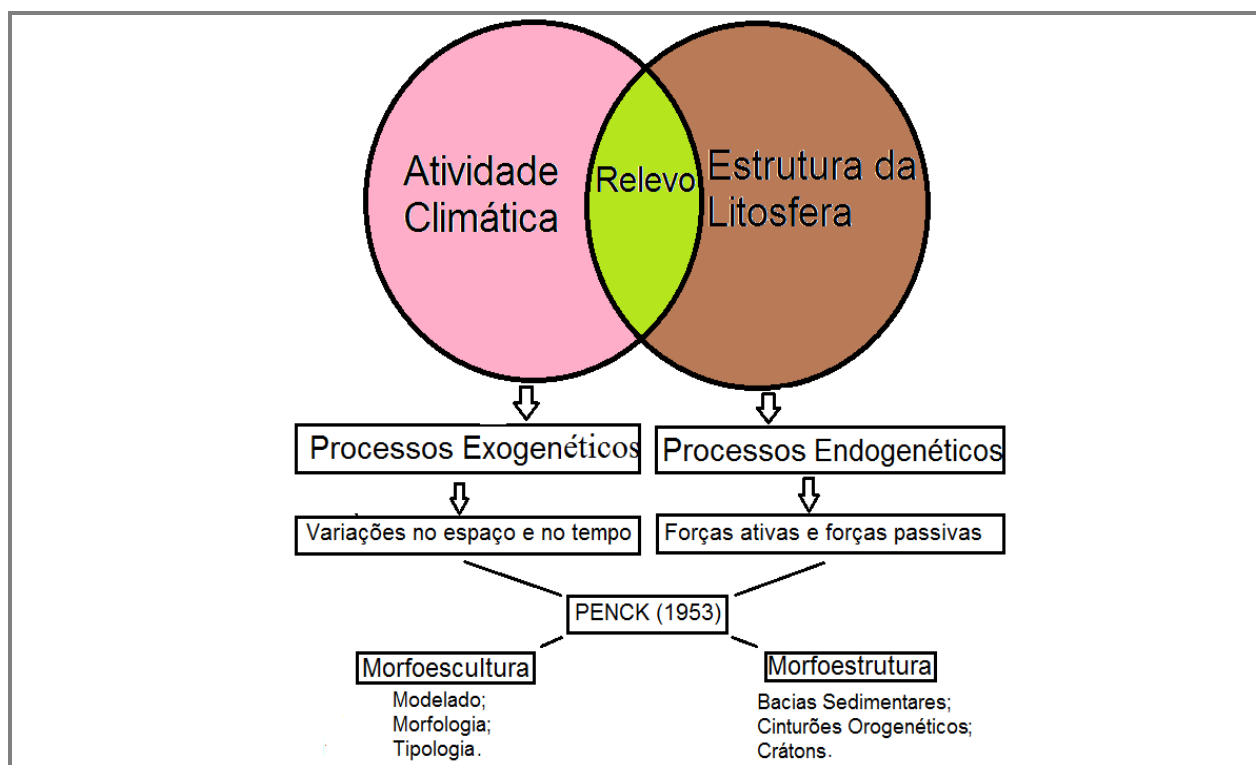


Figura 3 - Esquema representativo dos processos genéticos de formação do relevo. **Fonte:** Lima (2016).

A partir disso a quantidade de trabalhos elaborados sob essa perspectiva estrutural desde então é significativa. Trabalhos publicados na década de 1970 pelos soviéticos apoiaram-se na

cartografia geomorfológica e apresentaram as primeiras cartas morfoestruturais, produtos cartográficos que até hoje, em sua essência, norteiam as pesquisas e são representações sínteses do objeto pesquisado (MOURA-FÉ, 2019). Os processos geomorfológicos foram incorporados, em âmbito nacional, desenvolvendo-se a partir de novas metodologias que se utilizaram também de dados morfométricos para analisar a influência da estrutura geológica e da tectônica no relevo e na rede de drenagem.

Segundo Ross (2003) a denominação de cartas morfoestruturais, ao invés de carta geomorfológica, deve-se ao forte atrelamento desse tipo de representação às estruturas que sustentam o modelado, portanto, no contexto morfoestrutural de análise seus principais elementos são as morfoestruturas e as morfoesculturas, cujos conceitos, estabelecidos a partir de Gerasimov (1946), Gerasimov e Mescherikov (1968) e Mescerjakov (1968), forneceram uma nova direção teórico-metodológica para os estudos de geomorfologia.

As morfoestruturas são de diferentes origens, composições e idades, por exemplo, os cratons, *horts*, as bacias sedimentares e as cadeias de montanhas, as quais não podem ser consideradas como substratos passivos, mas sim, como elementos ativos no processo de desenvolvimento do relevo. As morfoestruturas respondem pelas formas maiores do relevo, tratadas em escala regional (CORRÊA *et al.*, 2010; ROSS, 2003).

No caso das morfoesculturas podemos entendê-las como o modelado ou à tipologia de formas geradas sobre uma ou várias morfoestruturas através da ação exogenética, isto é, são formas embutidas nas morfoestruturas e que apresentam maior escala de detalhe (ROSS, 2003).

Abreu (1982) estabelece uma sequência de atividades de caráter técnico-operacional para se realizar a análise geomorfológica morfoestrutural de uma determinada área, a saber:

1. Análise das cartas geológicas e tectônicas com compilação dos principais falhamentos;
2. Análise das cartas topográficas objetivando a construção de uma carta de rupturas tectônicas;
3. Elaboração de uma carta dos elementos do relevo com dados morfométricos e morfográficos;
4. Elaboração de uma bateria de perfis topográficos acompanhados das informações geológicas (perfis morfoestruturais);
5. Interpretação de fotografias aéreas, imagens de radar e de satélite para conhecer a morfologia e a gênese dos elementos do relevo;
6. Pesquisa de campo para extrair informações da estrutura superficial da paisagem e executar correções das decisões tomadas em gabinete;

7. Tratamento integrado dos dados para chegar à análise geomorfológica e à carta geomorfológica final.

Desta forma, o entendimento das formas atuais do relevo sob o viés morfoestrutural passa por uma adequada interpretação das influências endogenéticas e exogenéticas atuais e pretéritas e que deixam marcas na superfície do terreno, específicas de cada processo dominante (MARQUES, 2012; ROSS, 2003). Dessa forma, o estudo dos compartimentos morfoestruturais pode ser conduzido através de diversas escalas temporais e espaciais, abordando aspectos variados da morfogênese buscando compreender e explicar como elas surgem e evoluem. (CORRÊA *et al.*, 2010).

Segundo Silva (2020) a partir da década de 1990, várias publicações ganharam notória importância e serviram de base para o fortalecimento dessa forma de abordagem nos estudos do relevo em todo território nacional, com o advento de uma geomorfologia baseada em concepções morfoestruturais e morfotectônicas cada vez mais aceita e difundida no Brasil diante da obtenção de novos dados e do desenvolvimento de novas metodologias. Como exemplo podemos citar os estudos realizados por Hasui (1990), Ross (1992), Saadi (1993), Mabesoone e Alheiros (1993), Ferreira (1998), em um primeiro momento e, as contribuições mais recentes de Etchebehere *et al.* (2000), Lima, (2000), Peulvast e Claudino-Sales (2002), Etchebehere *et al.* (2004), Furrier *et al.* (2006), Bezerra *et al.* (2008), Andrades Filho (2010), Barreto e Costa (2014), Silva e Furrier (2019), Silva (2020) e Costa *et al.* (2020).

Nessa mesma perspectiva, muitos trabalhos vêm sendo desenvolvidos também em âmbito internacional a exemplo, Hare e Gardner (1985), Codignotto *et al.* (1992), Tokarev e Gostin (2002), El Hamdouni *et al.* (2008), Folguera *et al.* (2016), Furrier e Cuervo (2018), Sissakian *et al.* (2020), Sissakian e Abdullah (2020), Boretto *et al.* (2020).

Nessa pesquisa, baseando-se na interpretação voltada aos processos modeladores da superfície terrestre, em consonância com os aspectos morfoestruturais, optou-se por considerar os estudos geomorfológicos tomando como base os pressupostos estabelecidos pelas diretrizes da Geomorfologia Geral, considerando a influência direta da estrutura geológica e da tectônica na configuração atual do relevo, que pode ser representada, no caso da presente pesquisa, pela cartografia geomorfológica visando a classificação geomorfológica da área em análise.

4.1.1 Cartografia Geomorfológica

De acordo com Rodrigues (1998), por definição, a ciência geomorfológica tem por finalidade identificar, classificar e analisar as formas da superfície terrestre, buscando compreender as relações processuais pretéritas e atuais do relevo terrestre em seus diversos

aspectos genéticos, cronológicos, morfológicos, morfométricos e dinâmicos. Associada a classificação e análise pressupõe-se ainda, uma descrição sobre o modelado e uma avaliação dos complexos físicos e físico-biológicos considerando-se também, a estrutura geológica e os processos morfoclimáticos atuantes ao longo do tempo, sem negligenciar, no entanto, os processos artificiais e antrópicos na esculturação das formas atuais.

Dessa forma, intimamente ligado à interpretação dos dados competentes à Geomorfologia, é atribuído à Cartografia Geomorfológica o papel de recurso gráfico, se destacando como uma importante ferramenta nos estudos ambientais e no planejamento físico-territorial, gerando subsídios para o entendimento dos ambientes naturais (RODRIGUES; OLIVEIRA, 2007; CASSETI, 2005).

Para trilhar o percurso de desenvolvimento da Cartografia Geomorfológica é necessário que recorramos ao mapa de Passarge, de 1914 considerado um marco pioneiro por trazer uma representação completa do relevo, incluindo informações referentes aos processos de evolução e idade das formas cartografadas (FLORENZANO, 2008; VERSTAPPEN, 2011; COLTRINARI, 2011). Anterior a isto, os mapas topográficos permitiam apenas a diferenciação de atributos morfológicos e morfográficos, com representações simplificadas com hachuras, desde o século XVIII, e curvas de nível, desde o século XIX (COLTRINARI, 2011).

Nas décadas seguintes, mapas morfológicos e legendas para mapas geomorfológicos em escalas de 1:50.000 a 1:500.000 foram produzidos na Europa central e oriental, mas, a Cartografia Geomorfológica continuou a ser pouco expressiva nos campos de conhecimento. Somente após a Segunda Guerra Mundial a cartografia geomorfológica passou a ser notabilizada, principalmente com o auxílio de fotografias aéreas que possibilitaram o desenvolvimento de estudos detalhados do relevo (em escalas 1:50.000 ou maiores) considerando as relações entre embasamento, clima e gênese das formas observadas (COLTRINARI, 2011).

Segundo Silveira (2019), as décadas de 1950 e 1960 marcaram uma importante fase de estruturação da cartografia geomorfológica a partir de congressos internacionais que objetivaram aprofundar a discussão da temática numa perspectiva integradora. À época, os resultados sistematizados pela Subcomissão de Mapeamento Geomorfológico da União Internacional de Geografia (UGI), pertencente à Comissão de Geomorfologia Aplicada, culminaram na realização de um manual para mapeamento geomorfológico detalhado e de média escala, publicado por Demek (1972).

Ainda nesse período, inicia-se o desenvolvimento do mapeamento geomorfológico na Europa e Austrália, enfatizando as distintas proposições cartográficas de cada país e a variedade na construção de legendas (VERSTAPPEN, 2011). Em função da complexa variedade de objetos

estudados pela geomorfologia, mesmo com os esforços na busca de uma sistematização metodológica internacional, a exemplo do que ocorre com as cartas geológicas, não há um padrão unificado e de aceitação majoritária para a produção de mapas geomorfológicos (FLORENZANO, 2008).

Seguindo no mesmo período, geógrafos franceses e poloneses publicaram as primeiras cartas detalhadas em escalas diversas com base em levantamentos de campo. Equipes coordenadas por J. Tricart, F. Joly, A. Journaux e I. Dewolf realizaram levantamentos na França Continental, América Latina, Delta do Senegal e África do Norte, enquanto na Polônia M. Klimaszewski coordenava a execução do projeto do mapa geomorfológico detalhado pelos pesquisadores dos institutos de geografia da Academia de Ciências e das universidades (COLTRINARI, 2011). Resultados dessas pesquisas foram apresentados na Conferência Internacional da Polônia em 1962.

Posteriormente muitos trabalhos e artigos foram produzidos sobre este tema e apresentados em diversos eventos. A partir das discussões, vários pontos importantes foram destacados, dentre eles, conceitos e princípios de construção de mapas geomorfológicos de detalhe, visando assegurar a comparabilidade entre eles, a definição da escala de detalhe (entre 1:10.000 e 1:100.000), uma legenda uniforme ou o princípio de sua elaboração, a utilidade de mapas geomorfológicos de detalhe para fins práticos, a importância do trabalho de campo e uso de fotointerpretação em fotografias aéreas e a existência dos dois modelos na construção do mapa, ou seja, o modelo das formas e o modelo dos elementos (VERSTAPPEN, 2011).

Entretanto, mesmo sendo uma técnica antiga, até os dias de hoje não existe um consenso no que diz respeito a um método de mapeamento internacionalmente unificado, o que se apresenta no panorama mundial é um conjunto extenso de métodos que visam realizar esse mapeamento dando prioridade aos elementos que se pretende mapear em cada país.

Para tentar resolver esta questão, classificações geomorfológicas foram propostas nas décadas de 1950 e 1960. Tricart e Cailleux fizeram uma proposta baseada em critérios tempo-espacial em 1956. Em 1965, Tricart sugeriu uma classificação tempo-espacial e escalar, em detrimento das informações genéticas. Nesse quesito, a publicação de Tricart (1965) representa um marco na utilização de uma escala espaço-temporal para fundamentar as pesquisas geomorfológicas.

Em 1968, Mescerjakov propôs uma classificação baseada em unidades morfoestruturais e morfoesculturais; e Ab'Saber (1969) apresentou uma classificação baseada em critérios espaciais e temporais, valorizando a perspectiva geográfica.

No Brasil, podemos destacar as contribuições precursoras de Ab'Saber, sobretudo a partir da década de 1950 com as primeiras transcrições gráficas de interpretações sobre o relevo de

regiões específicas e representativas do país que, posteriormente, foram sistematizadas a nível nacional (AB'SABER, 1964; 1969; 1998). Nessa linha, a ênfase na concepção dos mapas priorizou a morfologia, mega e macroestruturas, associadas à morfogênese tal como a teoria das superfícies de aplanamento (SILVEIRA, 2019).

Os trabalhos de Ab'Saber anteriormente citados embasaram a construção metodológica para os mapas geomorfológicos do Projeto RADAMBRASIL, desenvolvido durante a década de 1970 e que resultou em 38 folhas ao milionésimo cobrindo todo o território brasileiro. Barbosa *et al.* (1984) relatam que a evolução metodológica do RADAMBRASIL, se desenvolveu a partir de seis princípios fundamentais a saber:

1. base geológica como elemento essencial;
2. fixação, delimitação e descrição precisas das formas de relevo em si mesmas;
3. fixação da altimetria;
4. representação dos domínios morfoclimáticos e morfoestruturais;
5. representação da dinâmica da evolução geomorfológica atual;
6. cartografia das formações superficiais.

Florenzano (2008), justifica que apesar da pequena escala, de 1:1.000.000, o sistema de legenda, aberto e flexível, permitiu acréscimos e adaptações decorrentes da evolução da metodologia dos mapas geomorfológicos do Projeto RADAMBRASIL. A partir de vários documentos, referentes a diversas épocas e autorias, redigidos ao longo da existência do mencionado projeto, foi elaborado um manual técnico que apresentou uma metodologia para mapeamento geomorfológico, publicado pelo IBGE (2009), cuja primeira versão é datada de 1995 (SILVEIRA, 2019).

Quando se fala em mapeamento geomorfológico na comunidade científica, torna-se essencial a noção e o cuidado que se deve direcionar para o conceito de escala. Vários autores, como Christofletti (1980), Ross (1996) e outros, destacam a importância da escala de tratamento ou de representação do relevo no grau de detalhamento ou de generalização da informação, pois é a escala que vai determinar a adoção de diferentes estratégias e técnicas de abordagem.

No Brasil, com exceção dos mapeamentos elaborados pelo Projeto RADAMBRASIL nos anos de 1970 e de algumas contribuições isoladas de autores como Ross e Moroz para o estado de São Paulo em 1997, todos em pequena escala, o que se dispõe em matéria de mapeamento geomorfológico são trabalhos geralmente de detalhe, a exemplo deste que está sendo aqui apresentado.

Cassetti (2005), com base nas recomendações da Sub-Comissão de Cartas Geomorfológicas da União Geográfica Internacional (UGI), justifica que a carta geomorfológica de detalhe, em

escala grande, deve comportar quatro tipos de dados: morfométricos, morfográficos, morfogenéticos e cronológicos de Tricart (1965), conforme Quadro 1:

Quadro 1 - Tipos de dados que devem ter uma carta geomorfológica de acordo com a UGI

Morfométricos	Correspondem às informações métricas importantes, apoiadas em cartas topográficas ou outras formas de levantamento. Geralmente as informações métricas são intrínsecas aos sinais ou símbolos para a representação das formas do relevo, a exemplo de extensão de terraços ou escarpas erosivas, declividade de vertentes, dentre outras.
Morfográficos	Correspondem a formas de relevo resultantes do processo evolutivo, sendo sintetizadas como formas de agradação e de degradação. Como formas de degradação destacam-se as formas de erosão diferencial, as escarpas de falha ou erosivas, ravinas e voçorocas. Como formas de agradação destacam-se depósitos aluviais em planícies de inundação, concentração de colúvios pedogenizados ou pedimentos detríticos inunados.
Morfogenéticos	Referem-se aos processos responsáveis pela elaboração das formas representadas. Como exemplo, as superfícies erosivas associadas a processo de aplainamento devem conter referências ao processo de pediplanação, identificando a gênese ligada ao recuo paralelo de vertentes em condição climática seca, podendo incorporar referenciais de natureza cronológica, associados ao período de formação, adicionando termos como “de cimeira” (mais antigo) ou “intermontanas” (mais recente).
Cronológicos	Correspondem ao período de formação ou elaboração de formas ou feições.

Fonte: Adaptado de Casseti (2005).

Assim sendo, muitos autores se debruçaram sobre o tema de mapeamento geomorfológico nessa escala de detalhe. Dentre esses, destaca-se Klimaszewski (1982), Tricart e Cailleux (1956), Tricart (1965), Verstappen e Van Zuidam (1975), Demek (1977), Salomé e Van Dorsser (1982), Otto e Dikau (2004), Seijmonsbergen e Graaff (2006), Furrier (2007), Salamuni *et al.* (2013), Silva (2020) entre outros.

Como visto acima, a cartografia geomorfológica tornou-se uma importante ferramenta no estudo do relevo, pois é no mapa geomorfológico que se traduzem e se sintetizam várias metodologias e os resultados das respectivas pesquisas.

Outra importante contribuição brasileira foi publicada por Ross (1992), que, com base na escola russa, propôs seis níveis taxonômicos para a classificação hierárquica do relevo. Usando as imagens produzidas no projeto RADAMBRASIL, Ross (1992), que nele trabalhara nos anos de 1970, propõe uma nova metodologia para o mapeamento geomorfológico. Sua fundamentação teórico-metodológica é baseada nas concepções de Penck (1953), Mescerjakov (1968), Demek (1977) e na abordagem metodológica de mapeamento geomorfológico do projeto RADAMBRASIL.

Costa *et al.* (2020), lembra que as propostas metodológicas de mapeamento geomorfológico clássico são baseadas nos táxons de grandeza de Tricart (1965), em que a representação cartográfica das unidades de relevo e os processos do modelado estão atrelados a abrangência espacial da feição geomorfológica, o que pode ser apreciado na classificação de Ross (1992).

Baseando-se nas concepções e fundamentações teórico-metodológicas citadas, Ross (1992), apoiado na interpretação genética, estabeleceu níveis hierárquicos de entendimento para o relevo: os seis níveis taxonômicos que foram propostos por Ross (1992) estão organizados, classificados e exemplificados no Quadro 2.

Quadro 2 - Representação esquemática das unidades taxonômicas de Ross

1° Táxon	Unidade morfoestrutural: são as estruturas geológicas mais abrangentes, como as cadeias de montanha, cinturões orogênicos, crátons, bacias sedimentares e depósitos sedimentares.
2° Táxon	Unidades morfoesculturais: relacionam-se com a ação dos elementos morfogenéticos sobre as morfoestruturas, são as formas resultantes. Pode-se caracterizá-las como feições do relevo gerado sobre as morfoestruturas, mediante processos exógenos e endógenos. São morfoesculturas planaltos, serras, tabuleiros, planícies, dentre outros.
3° Táxon	Padrões e formas do relevo: são as unidades dos padrões de formas semelhantes do relevo ou padrões de tipos de relevo, é onde os processos morfoclimáticos atuais começam a ser mais bem percebidos. Os padrões de formas de relevo podem ser: formas de acumulação, como planícies fluviais e marinhas, ou formas oriundas de processos denudacionais, como morros, colinas, tabuleiros, entre outras.
4° Táxon	Tipos de forma de relevo: o projeto RadamBrasil (CASSETI, 2005) aperfeiçoou a caracterização do quarto táxon, que está fundamentado na dissecação do relevo e o mapeamento leva em consideração as dimensões interfluviais e o grau de aprofundamento da drenagem. Em relevos tabulares, prevalece a pedogênese, considerando a superioridade da infiltração sobre o escoamento; já no domínio de formas aguçadas, ao contrário, predomina o escoamento. O grau de convexização reflete no jogo das componentes tratadas (pedogênese-morfogênese), o que pode ser justificado pela intensidade da incisão da drenagem, cuja densidade reflete na dimensão interfluvial.
5° Táxon	Setores das vertentes: pertencem a cada uma das formas individualizadas do relevo, cuja forma pode ser convexa, retilínea ou côncava.
6° Táxon	Pequenas formas de relevo: aquelas resultantes de processos atuais, por exemplo, ravinas, voçorocas e bancos de assoreamento, além de formas produzidas pelo homem, como cortes e aterros, entre outros.

Fonte: Adaptado de Florenzano (2008).

Com efeito, a metodologia de classificação do relevo em táxons de Ross (1992), faz uma compartimentação em unidades morfoestruturais (1° táxon) até formas de menor escala que corresponde às pequenas formas de relevo que se desenvolvem por interferência antrópica direta ou indireta, como ravinas, voçorocas e assoreamentos, e também aos processos morfodinâmicos recentes (6° táxon). O mapeamentos das formas antrópicas de relevo vem ganhando atualmente muito destaque no mundo, sendo denominada de Geomorfologia Antropogênica, que também podem ser denominadas de relevo tecnogênico. O estudo desse tipo de feição de relevo é importante, pois o homem tem modificado intensamente a superfície terrestre, podendo ser considerado, por alguns autores, como Peloggia *et al.* (2014) e Hooke (1994), um agente geomorfológico comparável aos agentes naturais ou até superior a eles, em alguns casos.

Vale lembrar que a atuação antrópica vem crescendo numa proporção enorme e atualmente, essas formas já não são tão pequenas à exemplos de grandes aterros para a construção de aeroportos como o aeroporto internacional de Hong Kong e a Palm Jumeirah ou grandes escavações como a mina de cobre de Chuquicamata no Chile.

As unidades menores, apresentadas nos três últimos táxons, possuem distinções específicas entre si, por meio da rugosidade topográfica ou do índice de dissecação do relevo, bem como do formato dos topos, das vertentes e dos vales de cada padrão existente. Os padrões de formas de relevo podem ser: formas de acumulação, como as planícies fluviais e marinhas; ou denudacionais, como morros, colinas, tabuleiros, entre outros.

Essas unidades menores são apresentadas no mapa geomorfológico por meio de um conjunto de letras maiúsculas e minúsculas. As letras maiúsculas indicam se os padrões se formaram por denudação (representado pela letra D) ou por agração (representado pela letra A), e as minúsculas representam as formas geradas, por exemplo: Dt (forma com topo tabular) ou Apf (formas de planície fluvial) como apresentado no Quadro 3.

Quadro 3 - Padrões de formas do relevo

FORMAS DE DENUDAÇÃO	FORMAS DE ACUMULAÇÃO
D – Denudação (erosão)	A – Acumulação (deposição)
Da – Formas com topo aguçado	Apf – Formas de planície fluvial
Dc – Formas com topo convexo	Apm – Formas de planície marinha
Dt – Formas com topo tabular	Apl – Formas de planície lacustre
Dp – Formas de superfície plana	Api – Formas de planície intertidal (mangue)
De – Formas de escarpa	Ad – Formas de campos de dunas
Dv – Forma de vertentes	Atf – Formas de terraços fluviais
	Atm – Formas de terraços marinhos

Fonte: Ross (1992).

De modo geral, esses padrões se caracterizam por diferentes intensidades de dissecação do relevo por influência dos canais de drenagem temporários e perenes (ROSS, 1992). Para o cálculo do índice de dissecação do relevo, deve-se levar em consideração o entalhamento médio dos vales (classes) e a dimensão interfluvial média (classes) (Tabela 1). Esses padrões são caracterizados por apresentarem diferentes intensidades de dissecação do relevo (entre 11 para muito fraco e 55 para muito forte), provocadas pela ação da rede de canais (ROSS, 1992).

Tabela 1 - Matriz dos índices de dissecação das formas de relevo

Grau de entalhamento dos vales	Dimensão interfluvial média				
	Muito grande (1) > 1500 m	Grande (2) 1500 a 700 m	Média (3) 700 a 300 m	Pequena (4) 300 a 100 m	Muito pequena (5) ≤ 100 m
Muito fraco (1) < 20 m	11	12	13	14	15
Fraco (2) 20 – 40 m	21	22	23	24	25
Médio (3) 40 – 80 m	31	32	33	34	35
Forte (4) 80 – 160 m	41	42	43	44	45
Muito forte (5) > 160 m	51	52	53	54	55

Fonte: Adaptado de Ross (1996).

Com o intuito de melhor representar os padrões acima relacionados, Furrier (2007) fez algumas adaptações nas nomenclaturas propostas por Ross (1992), devido à dificuldade de

representar cada padrão separadamente na escala de trabalho por ele adotada (1:100.000) e por algumas características do relevo da área estudada. Ainda segundo Furrier (2007), para serem calculados os entalhamentos médios dos vales, deve-se levar em consideração a estrutura geológica/geomorfológica regional e a hierarquização da rede de drenagem. O autor relata, ainda, que Ross (1985) calculou esse índice nos Planaltos e Serras do Atlântico Leste-Sudeste, considerando como mais representativos os rios de 3ª ordem, enquanto para Furrier (2007), nos Tabuleiros Litorâneos, por exemplo, o entalhe de rios de 2ª ordem já pode ser suficiente para hierarquização e caracterização dos padrões de formas do relevo.

Considerando tal flexibilidade escalar e relativa facilidade na aplicabilidade, vários outros autores utilizaram esta proposta no mapeamento geomorfológico em diversas áreas do país como Ross e Moroz (1997), Rodrigues e Brito (2000), Santos *et al* (2006), Oliveira e Rodrigues (2007), Furrier (2007), Nogueira *et al.* (2008), Soares e Fujimoto (2009), Barbosa (2013), Silva (2014), Barbosa (2015), Souza (2016), Souza e Furrir (2019), Silva (2020), Lima e Furrier (2020).

Para elaboração de um mapeamento geomorfológico, faz-se necessário lançar mão de uma metodologia que melhor se aproxime dos elementos que o pesquisador está querendo representar. Tomando tal afirmação como verdade, o material cartográfico geomorfológico da área de estudo, aqui apresentada, considerou a metodologia proposta por Ross (1992) e adaptada por Furrier (2007) com algumas adequações escalares para representação de toda a hierarquia taxonômica, alcançado a representação das formas menores naturais e antrópicas (6º táxon). Essa metodologia de classificação do relevo e mapeamento geomorfológico apoia-se, principalmente, nos aspectos fisionômicos, embora o relevo seja produto de determinada influência de ordem genética.

A boa aplicabilidade dessa metodologia, já muito empregada em outros trabalhos, à exemplo do mapeamento geomorfológico do estado de São Paulo em 1997 e também do estado do Paraná em 2006, bem como a fácil leitura do mapa final com ampla gama de informações registradas na sua legenda integrada, fez dessa metodologia a mais adequada para o desenvolvimento do mapeamento proposto para este trabalho.

4.2 NEOTECTÔNICA, MORFOTECTONICA E SUA RELAÇÃO COM O RELEVO

A neotectônica, sendo um dos agentes transformadores da superfície terrestre em sua componente estrutural, vem cada vez mais contribuir para elucidação dos assuntos relacionados aos processos formadores do relevo atual e, desencadeamento de processos erosivos-deposicionais, podendo atribuir-se a tais eventos a formações de processos de colúviação, bem como, as mudanças de nível de base dentre outros fenômenos que, teriam efeitos indiretos na formação do relevo deposicional (MISSURA, 2013). Por estes motivos há a necessidade de uma

discussão sobre tal temática, já que esta pode exercer forte influência no modelado da área da pesquisa aqui apresentada.

A neotectônica refere-se ao estudo das deformações provocadas pelo último campo de tensões. Na abordagem geomorfológica, a neotectônica tem se mostrado um poderoso instrumento de análise morfogênética e morfoevolutiva. Embora sejam comuns as relações entre tectonismo e relevo nos trabalhos desenvolvidos na geomorfologia, essas relações tornam-se extremamente incipientes ou ausentes quando a escala de tempo é atual, sobretudo Quaternária (MAIA, 2012).

Nessa linha, um dos elementos a ser explorado nesta pesquisa está relacionado ao estudo de movimentos neotectônicos e sua relação com o padrão de drenagem, direção dos cursos de água e feições morfológicas desenvolvidas. Segundo Saadi (1993) a terminologia “tectônica recente” trata das atividades tectônicas ocorridas desde o final do Terciário ao Quaternário, denominadas de atividades neotectônicas. Esse processo é evidenciado pela morfologia do relevo atual em várias partes do mundo, inclusive no Brasil.

O termo “neotectônica”, ainda pouco divulgado no conhecimento popular, foi empregado pela primeira vez em 1948 pelo geólogo soviético “V”. A. Obruchev, para definir os movimentos da crosta terrestre que se instalaram durante os períodos do Terciário Superior (Mioceno e Plioceno) e do Quaternário, e que assumiram um papel decisivo na formação da topografia contemporânea (SAADI, 1993). Desde então, vários autores buscaram uma melhoria no estabelecimento dos mecanismos e da escala de tempo de ocorrência de tais movimentos, dentre eles, podemos citar Angelier, (1976), Vita-Finzi (1986), dentre outros.

Para Morner (1990), o período de início dos eventos neotectônicos pode ocorrer em períodos diferentes e em lugares distintos, dependendo do regime tectônico. Stewart e Hancock (1994) concordam com a definição de Morner (1990), afirmando que é o ramo da tectônica preocupado com a compreensão dos movimentos que ocorreram no passado e estão continuando nos dias de hoje.

Nessa perspectiva podemos entender que o estudo dos eventos estruturais e sua influência na geomorfologia é ramo da ciência que segundo Panizza e Castaldini (1987), faz parte dos ramos da Geomorfologia Estrutural ou Morfo-neotectônica que, concerne nos estudos das relações entre as formas de relevo e a neotectônica, que são os movimentos tectônicos recentes e correntes. Neste âmbito, além dos supracitados autores, pode-se citar os trabalhos de Scheidegger e Ai (1986), Deffontaines e Chorowicz (1991), Stewart e Hancock (1994), Suguio (1999) desenvolvidos sobre âmbito mais geral dos estudos relacionados a essa temática.

Esses movimentos podem gerar modificações diretas ou indiretas nas superfícies. Consequências diretas são aquelas alterações observáveis na paisagem, tais como formação de

escarpas, vales assimétricos ou cotovelos em canais fluviais, enquanto, as consequências indiretas são elementos ou processos da paisagem que foram modificados a partir daqueles primeiramente ocorridos, como por exemplo, deslizamentos, formação de fendas, alteração do nível de base etc. (PANIZZA e CASTALDINI, 1987; STEWART e HANCOCK, 1994).

A partir desses pressupostos Saadi (1991) conceitua os termos morfoestrutural e morfotectônico, onde, o primeiro se refere ao compartimento morfológico cujas características demonstram a existência de um nítido controle passivo exercido pelo arcabouço rochoso, sendo o controle exercido pelos complexos litológicos envolvidos e delimitados por uma certa arquitetura tectônica. Já o termo morfotectônico seria utilizado para designar as formas ou elementos da paisagem que se processaram sob controle tectônico ativo na esculturação do relevo.

Na prática, pode-se considerar o aporte morfotectônico com significado de utilizar-se de qualquer forma de relevo ou qualquer forma superficial ou padrão de drenagem como chave de entendimento para inferir a existência de forma tectônica, especialmente em áreas de estabilidade tectônica relativa, nas quais a sismicidade e taxas de soerguimento e subsidência são irrisórias (MIGON, 2006).

Mapas geomorfológicos, mapas de padrões de drenagem, Modelos Numéricos do Terreno MNT, e seus vários derivados visam situar anomalias na distribuição das formas de relevo, cursos hídricos, formas dos canais, perfis de terraços, relevo local, ou formas de relevo específicas. Missura (2013), relata que essas anomalias em voga se não são apresentadas outras explicações para sua ocorrência, são consideradas como reflexo da presença de atuação da tectônica na configuração do relevo da área.

Segundo Scheidegger (2004), as alterações morfotectônicas ocorridas no relevo podem abranger vários processos distintos associados a esses movimentos que causam alterações na conformação do relevo. Dessa forma, um dos principais problemas aos estudos das formas e processos relacionados à morfotectônica vinculam-se as dificuldades de distinção entre os eventos neotectônicos e os tectônicos mais antigos. Assim, o que proporcionaria uma maior possibilidade de obtenção de uma resposta positiva aos eventos neotectônicos, seria a verificação de tais movimentos em camadas rochosas mais jovens.

Felipe e Morales (2020), afirmam que o entendimento da estruturação e da evolução da neotectônica da região é fundamental na caracterização da compartimentação morfotectônica, na implantação do quadro geomorfológico e na descrição da paisagem atual.

É importante destacar, que o Brasil até a década de 1970 foi considerado um território assísmico, devido à sua relativa estabilidade e localização no centro da placa tectônica Sul-Americana. Porém, com o avanço nas técnicas de investigação geológicas, identificaram-se

anomalias de cunho sísmico ao longo do território brasileiro em diversas escalas, principalmente na faixa oriental do Nordeste.

No contexto de uma margem continental passiva, como no Brasil, trabalhos internacionais como, Codignotto (1992), Cabral (1995), Alves *et al.* (2003), Korrat *et al.* (2005), Cunha *et al.* (2009), Czuba (2013) e Boretto *et al.* (2020), vem atestando que eventos tectônicos e/ou neotectônicos são importantes no entendimento da evolução dos compartimentos de relevo, a partir, da influência direta em escarpas de falha e lineamento; depósitos superficiais deformados; interflúvios e vertentes; rede de drenagem e na disposição geométrica/espacial de depósitos superficiais.

No entanto, a margem continental brasileira, dita passiva e divulgada como estável, tinha seus estudos investigativos em décadas passadas relacionados à tectônica em bacias sedimentares marginais historicamente concentrados em fases mais pretéritas vinculadas à fase *rifte* (ASMUS, 1975). Porém, Hasui (1990), afirma que estudos da neotectônica, mesmo em uma margem continental passiva, possibilitam buscar evidências mais sutis ou indiretas nas eventuais deformações, bem como seus agentes causadores e recorrência de tais eventos.

Para Maia e Bezerra (2014), com o advento e consolidação da Morfotectônica, uma Geomorfologia Estrutural passou a delinear-se e ganhar significado nos trabalhos de Saadi, Claudino Sales e Peulvast, nos anos de 1990. A partir daí foram incorporados nos estudos da geomorfologia do Brasil, processos como rifteamento, reativações cenozóicas das estruturas pré-cambrianas do embasamento e a história das bacias sedimentares. Assim, foram se desenvolvendo diferentes técnicas para esses estudos e, ao mesmo tempo, comprovando que a estabilidade tectônica no Brasil é somente relativa às áreas de subducção, mas que ela não pode ser subjugada e muito menos desprezada (SUGUIO, 2010).

Há algumas décadas, vem crescendo consideravelmente no Brasil, o número de pesquisas de caráter exploratório que atestam que as unidades pós-*rifte* sofreram e sofrem deformações de movimentos tectônicos recentes que influenciaram na própria sedimentação e na morfologia atualmente presente nessas bacias e no relevo que elas sustentam, como exemplo podemos citar as pesquisas desenvolvidas por, Cobbold *et al.* (2001), Mizusaki *et al.* (2002), Furrier *et al.* (2006), Andrades Filho (2010), Bezerra (2011), Maia e Bezerra (2011), Rossetti *et al.* (2012), Barreto e Costa (2014), Bezerra *et al.* (2014), Lima (2016), Silva e Furrier (2019) e Silva (2020).

Do ponto de vista do desenvolvimento científico regional no Brasil, algumas ocorrências de eventos tectônicos recentes no território são relatadas em diversos trabalhos que consideraram regiões específicas do Brasil, a exemplo de Lima (2000), Bezerra *et al.* (2001) e Bezerra *et al.*

(2014), para costa do Nordeste; Hiruma, Riccomini e Modenesi-Gauttieri (2001), na região Sudeste; Costa *et al.* (1996) e Felipe e Morales (2020), para região Norte, entre outros.

Dessa forma, podemos afirmar que o estudo morfotectônico, baseado nas reativações de falhas do embasamento vem se consolidando na literatura geomorfológica brasileira e, já indica atividades tectônicas nessa margem continental antes considerada passiva. Tais reativações são associadas ao efeito combinado entre o soerguimento andino e a atividade de *hot-spot* da ilha de Trindade, Sudeste do Brasil (COBBOLD; MEISLING; MOUNT, 2001; CORIOLANO, 2002; RIBEIRO, 2006; BEZERRA *et al.*, 2008).

Especificamente no Brasil, a origem do neotectonismo está ligada diretamente à abertura do Atlântico Sul e a consequente migração do continente sul-americano que ocorre até os dias atuais; portanto, tal movimentação exerce uma compressão geral E-W no território brasileiro, podendo reativar falhas pretéritas e gerar sismos (HASUI, 1990).

Para Silva e Melo (2011), os mecanismos neotectônicos na margem continental brasileira enquadram-se em um modelo de tectônica ressurgente, ou seja, aproveita-se parcialmente de planos de fraqueza desenvolvidas durante as fases tectônicas anteriores. Esses planos de fraqueza ganham importância fundamental nos estudos neotectônicos, visto que direcionam a drenagem, a dissecação e a agração nos compartimentos geomorfológicos.

No quadro total, o território brasileiro foi afetado em toda sua extensão por deformações tectônicas cenozoicas, essas deformações tomam proveito das linhas de fraqueza herdadas das deformações pretéritas, podendo, também, originar novas estruturas. Dessa forma, os processos geológicos representariam, na maioria das vezes, um produto da herança estrutural passada. Como resultado, a neotectônica decorreria da reativação, em geral sob regime transcorrente, de lineamentos pré-cambrianos mais expressivos (SUGUIO, 2010).

A região costeira do Nordeste brasileiro tem sido descrita como palco de intensa deformação durante o Cenozoico. No litoral da região Nordeste, diversos estudos envolvendo dados geológicos, geomorfológicos e geofísicos demonstraram a relevância do tectonismo cenozoico (BEZERRA e AMARO, 1998).

É notório o aumento do interesse sobre a atividade neotectônica no Nordeste do Brasil, tendo em vista o número de pesquisas relativamente recentes (SAADI, 1993; BEZERRA *et al.*, 2001; LIMA, 2000; BRITO NEVES *et al.*, 2004; FURRIER *et al.* 2006; MAIA, 2012; SILVA, 2014; BARBOSA, 2013; BARBOSA, 2015; SOUZA, 2016; LIMA, 2016; SILVA e FURRIER, 2019; SILVA, 2020). Nesses estudos, evidencia-se a importância dos eventos tectônicos atuais como mecanismos controladores dos aspectos geomorfológicos regionais.

No presente trabalho, analisam-se as relações entre as feições fisiográficas e as estruturas neotectônicas da região em estudo, que se podem denominar de geomorfologia tectônica ou morfotectônica. Ou seja, utilizam-se as evidências de natureza geomorfológica, buscando anomalias relacionadas à rede de drenagem, ao interflúvio e às vertentes que há na área de estudo. Pretende-se com isso, compreender a dinâmica da paisagem e sua inter-relação com os processos tectônicos e neotectônicas da área, contribuindo para o entendimento da evolução geológica e geomorfológica em ambientes intraplaca.

4.3 TECTÔNICA E SISTEMAS FLUVIAIS

Andrades Filho (2010) expõe diversos tipos de padrões em redes de drenagem, e aponta que elas podem apresentar feições em setores específicos que destoam do arranjo de seu conjunto, constituindo anomalias de drenagem. A significância da análise de tais feições ocorre, principalmente, quando o substrato litológico é homogêneo, nesse caso, as anomalias são tidas como fortes evidências de controle tectônico. Alguns índices podem auxiliar na identificação de terrenos com efeito tectônico, embora outras causas também possam estar envolvidas, cabendo ao pesquisador julgar todas as possibilidades.

O estudo dos padrões de drenagem é de suma importância para evidenciar esse tipo de evento, sendo a hidrografia considerada um dos elementos mais susceptíveis às modificações tectônicas crustais, respondendo de imediato a processos deformativos, mesmo aqueles de pequena escala e magnitude (CHRISTOFOLETTI, 1980; ANDRADES FILHO, 2010). Tais características tornam a hidrografia e, conseqüentemente, as bacias hidrográficas, elementos apropriados às análises de cunho tectônico e/ou neotectônico, que busquem determinar áreas sujeitas a movimentações, permitindo, inclusive, avanços em termos quantitativos acerca dessas deformações.

Nesta pesquisa, para analisar a ocorrência de eventos tectônicos e neotectônicos na área de estudo, tomaram-se como base metodologias que enfatizam aspectos qualitativos do meio físico relacionados às formas do relevo e da rede de drenagem, e quantitativos relacionados à aplicação de índices morfométricos no estudo geomorfológico.

Análises de cunho fluviomorfométrico em diferentes contextos geológicos e geomorfológicos já são conhecidas na literatura internacional há bastante tempo, se estendendo até os dias atuais, Volkov *et al.*, (1967), Hack (1973), Burnett e Schumm (1983), Mayer (1992), Marple e Talwani (1993), Boyd e Schumm (1995) Spitz e Schumm (1997), Brierley e Fryirs (2005), Pérez-Peña (2009), Ahmed e Al-Qayim (2016), Furrier e Cuervo (2018), Sissakian e Abdullah (2020), são exemplo dessa abordagem nos mais diversos lugares do mundo.

No Brasil os estudos envolvendo análises morfométricas para detecção de deformações neotectônicas tiveram início com Björnberg (1969), ao estudar perfis longitudinais, seguido dos autores Rodriguez e Suguio (1992), Takiya (1997), Etchebehere *et al.* (2004), Caretta (2006), Assumpção e Marçal (2006), Polzin (2008), Andrades Filho (2010), Corrêa e Fonsêca (2010), Souza e Rossetti (2011), Maia e Bezerra (2011), Missura (2013), Furrier *et al.* (2014), Barbosa e Furrier (2015), Andrades Filho e Rossetti (2015), Alves e Rossetti (2016), Silva e Furrier (2019), Silva (2020), Rodrigues e Souza (2020), entre outros trabalhos consultados para realização dessa pesquisa.

4.3.1 Análise qualitativa do meio físico relacionada às formas do relevo e a rede de drenagem

O estudo de morfologias do terreno visando o reconhecimento de lineamentos morfotectônicos, bem como a interpretação de seus agentes causadores, é fortemente alicerçado na caracterização e análise qualitativa de redes de drenagem e das rugosidades do relevo (ANDRADES FILHO, 2010).

Essas abordagens vêm sendo cada vez mais utilizadas no mundo inteiro, a exemplo de Jordan (2003) na Hungria; Pereira *et al.* (2014) em Portugal; Kulkarni (2015) na Índia; Furrier e Cuervo (2018) na Colômbia; Ivanov e Yermolaev (2018) na Rússia; Goy *et al.* (2019) na Espanha e Sissakian (2020) no Iraque.

Silva (2020), afirma que essa forma de abordagem do relevo proporciona revelar acontecimentos que não são explicados por análises puramente morfológicas e baseadas em eventos climáticos. Nesse sentido, diversos autores têm chamado a atenção para esse fato desde a década de 1950 até os dias atuais (STRAHLER, 1952; CHORLEY, 1962; HOWARD, 1967; VOLKOV *et al.* 1967; HACK, 1973; SEBEER; GORNITZ, 1983; ETCHEBEHERE *et al.* 2004; EL HAMDOUNI *et al.* 2008; ROSS 2013).

Para que se possa realizar uma análise qualitativa das formas de relevo, torna-se imprescindível a realização de numerosos trabalhos de campo para visualizar possíveis indícios de atividade tectônica recente registrada na configuração do relevo. Por meio desse procedimento, pode-se ter mais clareza e precisão das feições topográficas, das encostas, dos canais fluviais ou da litologia local, que podem comprovar ou descartar indícios previamente destacados em mapeamentos e atribuídos à neotectônica na região pesquisada.

A caracterização de estruturas tectônicas tem sido amplamente apresentada na literatura geológica e geomorfológica clássica. A deformação de rochas é desencadeada por esforços compressivos e/ou distensivos, podendo ter natureza rúptil, quando geram quebras, ou dúctil, quando a deformação é apenas plástica. Deformações dúcteis geram dobras, mais comuns em

rochas acamadas e que podem ser reveladas por feições encurvadas suaves ou pronunciadas. Deformações rúpteis geram falhas, expressas por superfícies descontínuas com deslocamento diferencial de poucos centímetros a dezenas de quilômetros (ANDRADES FILHO, 2010).

Loczy e Ladeira (1976), afirmam que os principais elementos geométricos de falhas são o plano de falha, superfície pela qual ocorre o deslocamento relativo entre blocos, e o rejeito, medida do deslocamento linear resultante do movimento. Falhas são classificadas de acordo com a geometria, sendo comum sua distinção de acordo com o movimento relativo entre os blocos falhados.

Em falhas normais, resultantes de esforços distensivos, um dos blocos se abate na mesma direção na qual mergulha o plano de falha. Em falhas transcorrentes, os esforços são de natureza cisalhante e o deslocamento relativo dos blocos ocorre na horizontal. Em falhas inversas, esforços compressivos resultam no cavalgamento de um bloco sobre o outro (ANDRADES FILHO, 2010). (Figura 4).

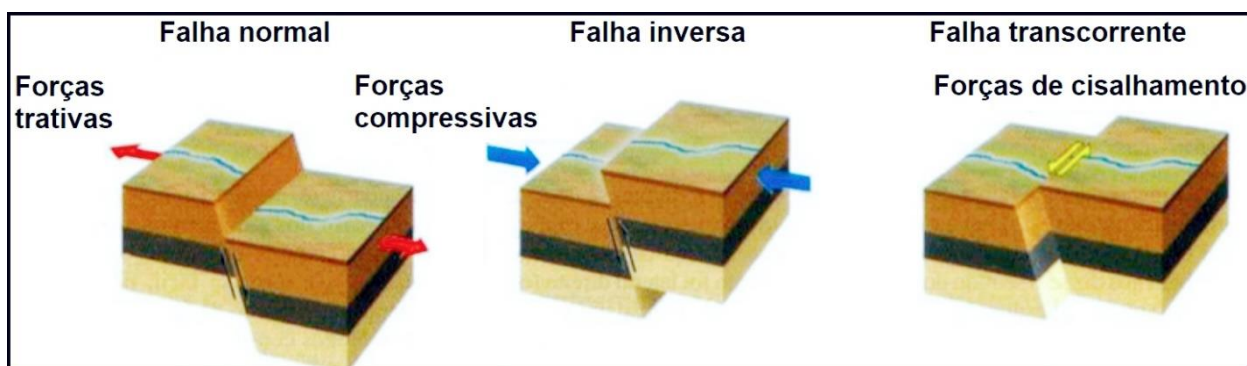


Figura 4 - Principais tipos de falhas e relevos associados. **Fonte:** Adaptado de Grotzinger e Jordan (2013).

É preciso lembrar que, para a área em questão, os estudos referentes à identificação de deformações superficiais se tornam muito complicados, em alguns trechos, que estão assentados nos Tabuleiros Litorâneos esculpidos predominantemente sobre os sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras, e as propriedades litológicas dessa formação impedem, por muitas vezes, que estruturas deformacionais expostas às fortes intempéries do litoral brasileiro sejam preservadas por tempos geológicos.

Para identificação de possíveis anomalias na configuração do relevo, precisa-se ficar atento a diversas feições que podem indicar atividades neotectônicas, entre elas: formação de facetas trapezoidais e triangulares, desníveis anômalos para topografia local, falhamentos que interceptam sedimentos recentes ou que modificam os canais fluviais, basculamentos, capturas de drenagem,

terraços fluviais, entre outros (LIMA 2000; ETCHEBEHERE *et al.*, 2006; FURRIER, 2007; ANDRADES FILHO, 2010).

Para facilitar a identificação em campo, Suguio (2010) apresenta um modelo estabelecido por Goy e colaboradores em 1991, em que os indicadores de anomalias neotectônicas são divididos em cinco grupos principais: (1) relacionadas à escarpa de falha e lineamentos; (2) relacionadas a depósitos superficiais deformados; (3) relacionadas a interflúvios e vertentes; (4) relacionadas à rede de drenagem; e (5) relacionadas à disposição geométrico-espacial dos depósitos superficiais.

As escarpas de falha e de linha de falha (Figura 5) são feições geomorfológicas que evidenciam a presença de falha, sendo possível identificar a dinâmica evolutiva dessas feições, que geram, quando jovens, deposição de natureza coluvionar e aluvionar, como consequência do relevo que a falha gera. No entanto, em falhas antigas, tais vestígios sedimentares são geralmente erodidos. A erosão tem papel fundamental na evolução do recuo da escarpa de uma falha, em que o registro se dá pela presença da linha de falha, com feições já bastante suavizadas e dissecadas, principalmente em áreas com a presença de forte intemperismo, característica marcante da área em análise.

Como indício de atividade neotectônica no relevo pode ser citada a evolução de facetas, que ocorrem quando a escarpa de falha é exposta às correntes fluviais secundárias que agem dispostas perpendicularmente a essa escarpa, causando, assim, erosão regressiva contínua (HILLS, 1972). Como podemos verificar na figura 5 e 6, as facetas triangulares correspondem a uma fase mais avançada do processo erosivo.

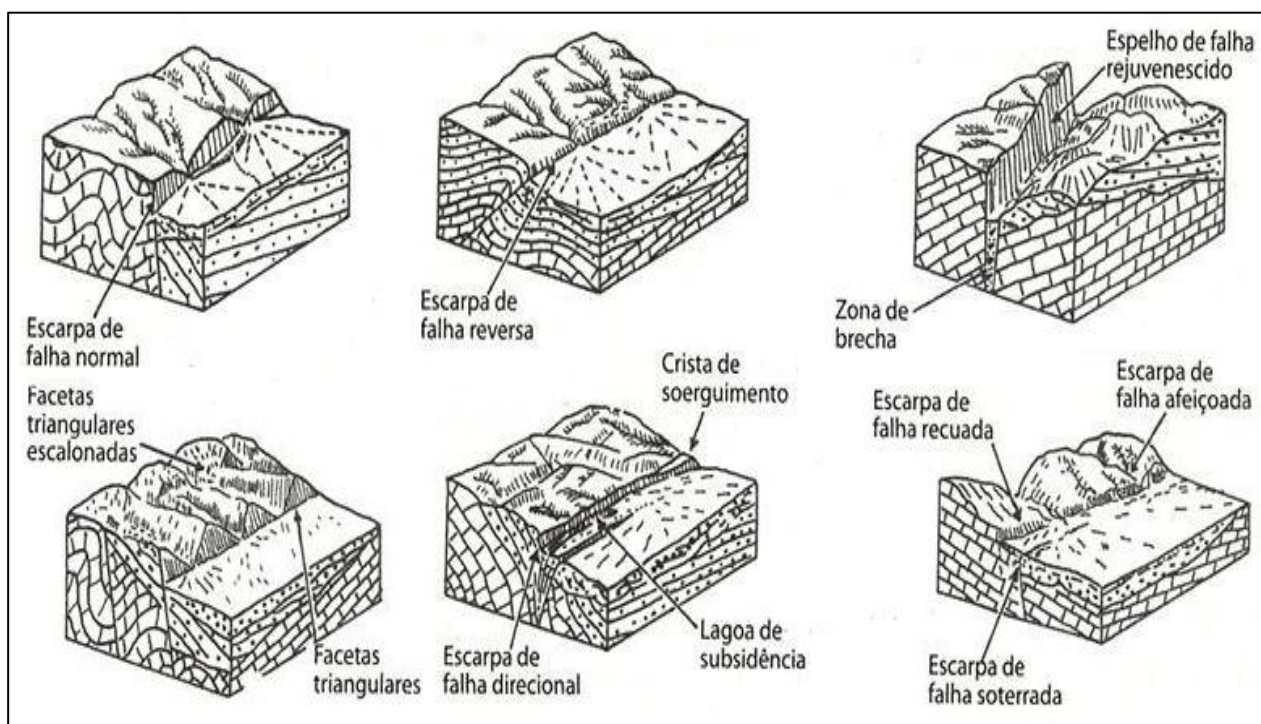


Figura 5 – Modelo indicador de anomalias neotectônicas relacionadas à escarpa de falha e lineamentos. **Fonte:** Goy *et al.* (1991 *apud* SUGUIO, 2010).

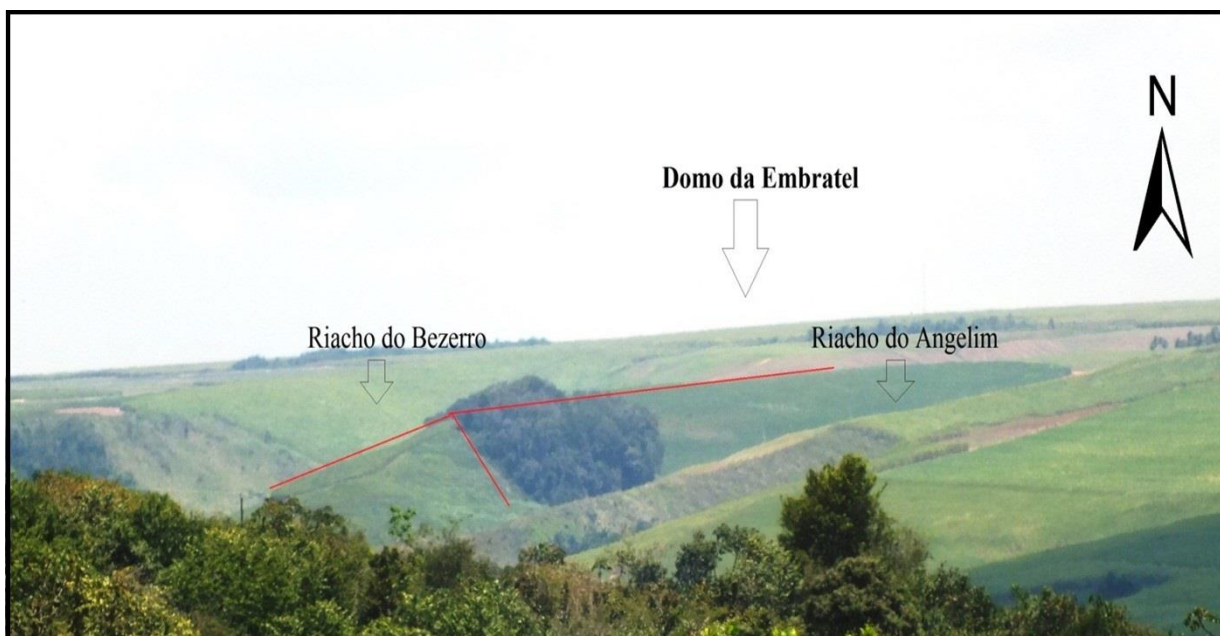


Figura 6 – Formação de facetas triangulares no Município de Pedras de Fogo sobre a Formação Barreiras. **Fonte:** Lima (2016).

É importante salientar que se deve interpretar essas estruturas de forma criteriosa para não incorrer em erros no estudo do relevo. Dessa forma, deve-se descartar outras influências que podem dar origem a tais feições, como, por exemplo, a diferenciação da litologia. Bull (1984) adverte que os estudos tectônicos com base na Geomorfologia devem consistir em uma análise múltipla com a observação de cartas topográficas, imagens, visitas a campo para reconhecer a importância dos controles litológicos e o conhecimento prévio das variações climáticas no espaço e no tempo, que contribuem para a elaboração das paisagens.

Os desníveis anômalos que se destacam na configuração do relevo também se devem levar em consideração para os estudos referentes à neotectônica. Esses desníveis podem estar relacionados a diversos fatores, como basculamento, que, por sua vez, são resultantes de movimentos tectônicos e podem ocasionar modificações pontuais no direcionamento dos canais fluviais. Martinez *et al.*, (2011) apresenta um modelo de basculamento de blocos, que evidencia atividade tectônica, sugerida pela adaptação do canal à dinâmica do basculamento (Figura 7).

Segundo Penteado (1974), quando o falhamento é rápido e contínuo ao escoamento da drenagem, o rio poderá ter o seu curso desviado subitamente ou pode ser represado. Ao mesmo tempo em que as evidências tectônicas de soerguimento são bastante nítidas, percebe-se, também, pelos diferentes níveis de entalhamento e, principalmente, pelas várias drenagens assimétricas encontradas no compartimento, esse soerguimento é o responsável pela diferença altimétrica entre os compartimentos geomorfológicos e se faz de forma heterogênea, por blocos falhados e/ou por basculamentos distintos.

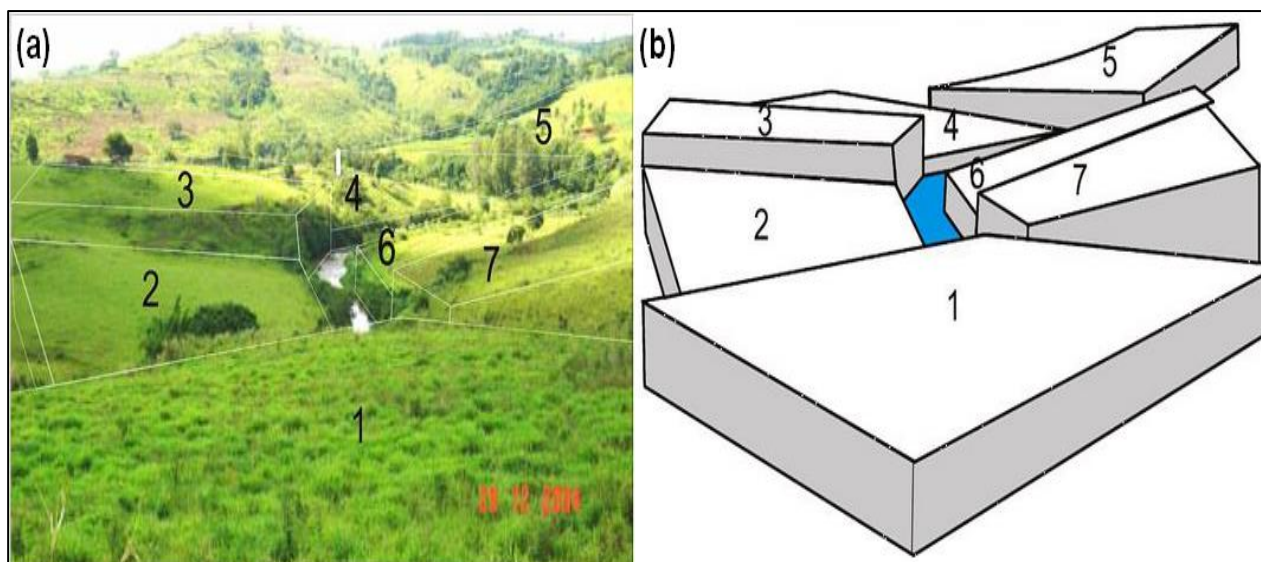


Figura 7 – (a) Configuração do canal a partir da dinâmica dos blocos; (b) Modelo esquemático para a representação dos blocos soerguidos e rebaixados. **Fonte:** Martinez *et al.*, (2011).

Na hidrografia, a análise morfológica deve incorporar as feições que são inerentes aos canais fluviais. A análise das propriedades de drenagem, devido à sua grande sensibilidade às deformações do terreno, são ferramentas de interesse especial em análises de natureza topológica e morfométrica. Esse tipo de análise qualitativa permite que se conheça a influência da geologia (tipo de rocha e lineamentos) e da possível atuação da tectônica recente no desenvolvimento da morfologia do relevo e da rede de drenagem da área.

Vale salientar que as principais unidades espaciais utilizadas em estudos de geomorfologia fluvial são os vales fluviais e as bacias hidrográficas. É possível buscar nos vales as respostas para a evolução da bacia hidrográfica ou nas características da bacia os fatores que determinam a evolução dos vales. A bacia hidrográfica é considerada um sistema geomorfológico complexo, cuja compreensão em sua totalidade requer a identificação de seus subsistemas, suas interrelações, os mecanismos de retroalimentação presentes, além das influências antrópicas (PEREZ-FILHO *et al.*, 2006). Cabe lembrar que a geomorfologia fluvial se interessa particularmente pelo estudo das formas de relevo, seus agentes, processos e materiais formadores que se relacionam com o trabalho realizado pelos cursos d'água, ou seja, com a dinâmica fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Atualmente existem, na literatura brasileira e internacional, diversos trabalhos que enfatizam a importância do estudo dos padrões de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1980; RICCOMINI *et al.*, 2009; ANDRADES FILHO, 2010; BRIERLEY; FRYIRS, 2005). Esses estudos, em sua maioria, se utilizam das propostas de classificação dos padrões estabelecidos previamente pelos estudiosos de maior destaque internacional nessa área, a exemplo de R. E. Horton, A. N. Strahler e A. D. Howard.

A investigação das relações entre a dinâmica fluvial e as formas de relevo em uma bacia hidrográfica requer o cuidado de identificar e selecionar os elementos que deverão compor o respectivo estudo. A forma da bacia hidrográfica, bem como a tipologia da rede de drenagem, pode passar longos períodos se ajustando às alterações das condições ambientais, promovendo alterações na posição dos interflúvios ou gerando processos de reorganização/rearranjo da rede de drenagem, como indicado nas pesquisas de Hasbargen e Paola (2000), Prince *et al.*, (2011), Reinhardt e Ellis (2015) e Goren *et al.*, (2014).

Uma das formas de maior potencial em análises qualitativas de rede de drenagem está calcada na análise do padrão de drenagem, que se refere à forma do traçado estabelecido pelo conjunto de canais. Esse traçado permite inferir sobre o condicionamento topográfico, litológico e estrutural da área onde se assentam os canais. Apresentam-se na literatura diversas classificações e modelos em relação aos padrões de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1980).

O estudo dos padrões de drenagem é um assunto amplamente debatido na literatura geomorfológica. Uma área composta por um conjunto de canais interligados configura uma rede de drenagem. A classificação dos padrões de drenagem vem sendo discutida por diversos especialistas da área, observando-se, a partir da geometria dos canais. Alguns tipos básicos que serão considerados neste trabalho são: dendrítico, retangular, treliça, radial (Figura 8), entre outros.

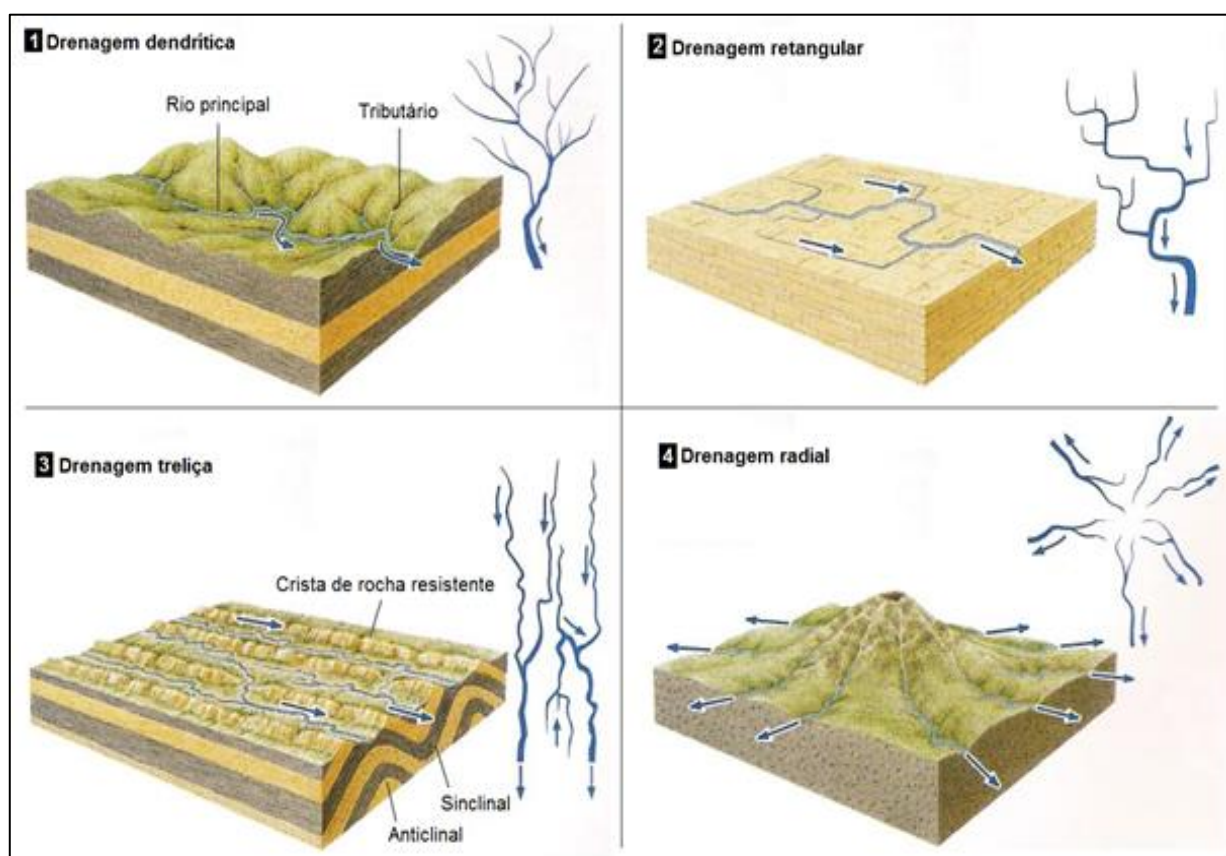


Figura 8 – Padrões básicos de drenagem. **Fonte:** Press *et al.* (2006).

Em geral, esses padrões podem apresentar algumas modificações em sua estrutura. Howard (1967) afirma que, além dos padrões de drenagem básicos, também são encontrados padrões que possuem parte de suas características modificadas e associadas ao padrão básico, classificados como padrões modificados, como se pode verificar no Quadro 4 e na Figura 9.

Quadro 4 - Significado dos padrões de drenagem do tipo básico e os seus respectivos padrões modificados

PADRÃO BÁSICO	SIGNIFICADO	PADRÃO MODIFICADO
Dendrítico	Sedimentos horizontais ou chanfrado, resistência uniforme, rochas cristalinas. Suaves declives regionais no presente ou no tempo da formação da drenagem. Tipo padrão assemelha-se a um castanheiro.	Subdendrítico Anastomosado Pinado Distributário
Paralelo	Geralmente indicativo moderado de encostas íngremes, porém também é encontrado em áreas de formas alongadas e paralelas. Todas as transições possíveis entre esses padrões e o tipo dendrítico e treliça.	Subparalela Colinear
Treliça	Mergulho ou dobras das camadas sedimentares, vulcanismo, ou baixo gradiente de rochas metassedimentares, área de fraturas paralelas, lagos expostos 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	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	Vulcanismo, domos e erosão residual. Uma complexidade do padrão radial em um vulcão área de atuação talvez pode ser chamado de multirradial.	Centrípeta
Anelar	Possui forma semelhante a um anel. Associado a relevos concêntricos, domos dissecados ou estruturas em bacias. Desenvolve-se quando os estratos rochosos apresentam-se com diferentes graus de resistência.	—

Fonte: Adaptado de Howard (1967).

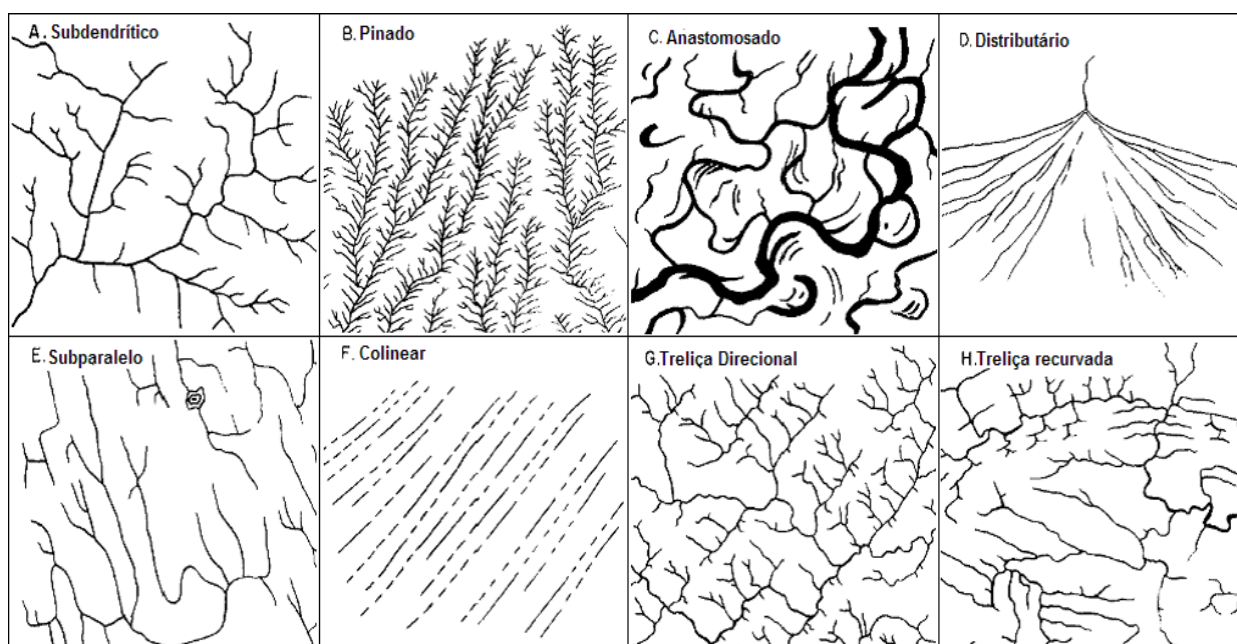


Figura 9 – Padrões básicos modificados de drenagem. Fonte: Howard (1967).

A análise de tais feições torna-se de suma importância para este trabalho, pois, em alguns casos, anomalias de drenagem podem estar relacionadas à ocorrência de atividade tectônica recente. Assumpção e Marçal (2006) reconheceram como anomalias diversas feições nos canais fluviais, como capturas de drenagem já ocorridas e prováveis capturas futuras, curvaturas anômalas, segmentos retilíneos da drenagem e meandros comprimidos.

Soares e Fiori (1976), afirmam que na rede de drenagem podem aparecer formas anômalas diferentes do arranjo geral dos elementos de drenagem e deve-se considerar cada forma anômala e investigar seu significado. Nessa mesma linha, Penteado (1974), explica que a retilineidade de cursos de água em terrenos sedimentares, constituídos por rochas mal consolidadas, é uma forte evidência de que esse curso está ajustado a uma linha de falha.

Como mencionado, algumas dessas anomalias podem estar relacionadas à ocorrência de atividade tectônica recente ou neotectônica. Segundo Howard (1967) feições anômalas são resultantes de controle estrutural e podem indicar movimentações impostas por atividade tectônica recente. Porém, é preciso estar atento a possíveis interferências de atividades humanas na rede de drenagem como: barramentos, canalizações e retificação artificial.

Outras configurações que podem ser observadas são a incidência de padrão com características anelares, ocorrência de canais paralelos e cotovelo na rede de drenagem, que, segundo Andrades Filho (2010), são as anomalias mais comuns nos canais fluviais. Howard (1967) e Soares e Fiori (1976) destacam alguns exemplos de padrões de drenagem anômalos apontando nove tipos diferentes de anomalias de drenagem que se pode observar em campo ou em mapeamentos (Figura 10).

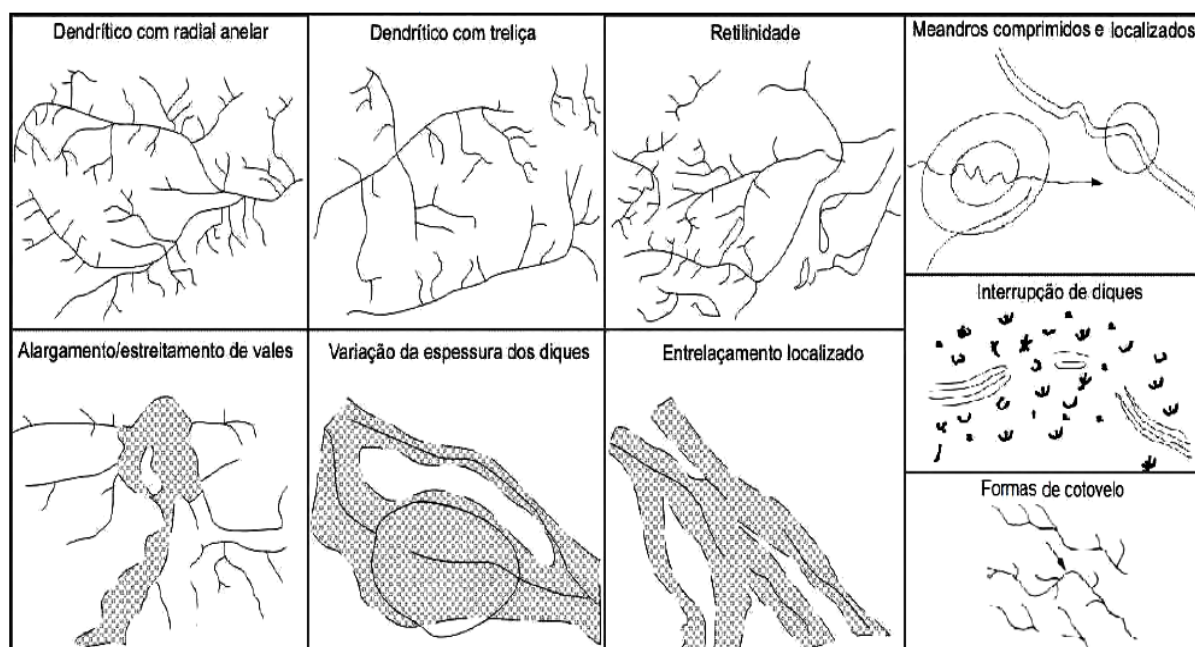


Figura 10 – Padrões de drenagem anômalos. **Fonte:** Adaptado de Howard (1967).

Outro fato importante que a literatura enfatiza é que a maioria dessas anomalias ocorre em canais de primeira ordem, o que é um indicativo mais pontual de que essa modificação foi influenciada por atividade neotectônica, já que as drenagens de primeira ordem são as modificações mais recentes ocorridas no relevo (CORRÊA; FONSÊCA, 2010).

4.3.2 Análise quantitativa e aplicação de índices morfométricos no estudo geomorfológico

Os aspectos quantitativos referem-se à morfometria, representada pelas variáveis relacionadas a: medidas de altura, comprimento, largura, superfície, volume, inclinação (declividade), curvatura, orientação, densidade e frequência de suas formas. Algumas dessas variáveis são de grande importância na análise que se propõe realizar nesta pesquisa. Os valores relacionados às variáveis apresentadas são, em parte, obtidos por meio de índices morfométricos que auxiliam na análise morfotectônica.

Os aspectos morfométricos das bacias hidrográficas refletem algumas das interrelações mais significativas entre os principais fatores responsáveis pela evolução e organização do modelado do terreno, em particular a geomorfologia. Os cálculos morfométricos relacionados a características espaciais, lineares e hipsométricas da drenagem contribuem para uma melhor caracterização das unidades geomorfológicas, cuja qualidade e precisão variam conforme o pesquisador ou objetivo do estudo.

A Morfometria é o estudo quantitativo das formas de relevo. Porém, os índices morfométricos serão aplicados em seguimentos de drenagem, nesse caso, pode-se entender a morfometria fluvial como o estudo de bacias hidrográficas, sub-bacias e canais fluviais com vista a uma análise linear, areal e hipsométrica (GUERRA e GUERRA, 1997). Ainda segundo os autores, os primeiros trabalhos nesse sentido foram realizados por Robert E. Horton em 1945, que procurou estabelecer leis do desenvolvimento dos cursos de água e suas respectivas bacias. Para isso, utilizou-se de uma análise quantitativa das bacias, o que serviu para uma nova concepção de metodologia.

No presente trabalho, os índices fluviomorfométricos utilizados foram: (1) Relação Declividade/Extensão (RDE); (2) Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV) e (3) Índice Fator Assimétrico (FA). Esses índices foram propostos para que se possa ter um panorama quantitativo dos aspectos tectônicos da área de estudo e sua possível relação com a rede de drenagem.

4.3.2.1 Índice Relação Declividade/Extensão (RDE)

Além do estudo morfológico da rede de drenagem, será aplicado o índice Relação Declividade/Extensão (RDE), proposto inicialmente por Hack (1973), conhecido como índice SL (Relação *Slope vs. Length*). Segundo Etchebehere *et al.* (2006), esse índice é um indicador sensível de mudanças na declividade do canal fluvial, que podem estar associadas a movimentos de natureza tectônica.

Este índice foi aplicado, com sucesso, na definição de fenômenos neotectônicos em diversos contextos geológicos e em vários lugares do mundo, tais como: Seeber e Gornitz (1983), McKeown *et al.*, (1988), Marple e Talwani (1993), El Hamdouni *et al.*, (2008), Divyadarshini e Singh (2017), Sissakian e Abdullah (2020).

No Brasil, já existem vários registros da aplicação de técnicas semelhantes, pode-se citar como exemplo os trabalhos na bacia do rio do Peixe, em São Paulo (ETCHEBEHERE, 2000; ETCHEBEHERE *et al.*, 2006), e na bacia do rio Paraíba, na Paraíba (ANDRADES FILHO, 2010; ANDRADES FILHO; ROSSETTI, 2015). Além de inúmeros trabalhos realizados em sub-bacias com escala de detalhe (BARBOSA e FURRIER, 2012; BARBOSA; LIMA; FURRIER, 2013; SILVA e FURRIER, 2019).

Pode-se aplicar o RDE a toda a extensão da drenagem (RDE_{total} ou RDE_t), o que possibilita uma avaliação regional de grandes áreas ou apenas RDE de segmentos de drenagens ($RDE_{segmento}$ ou RDE_s), que têm relação mais local, aplicando-se à análise tectônica de detalhe. A aplicação desse índice obedece ao cálculo mostrado na Figura 11.

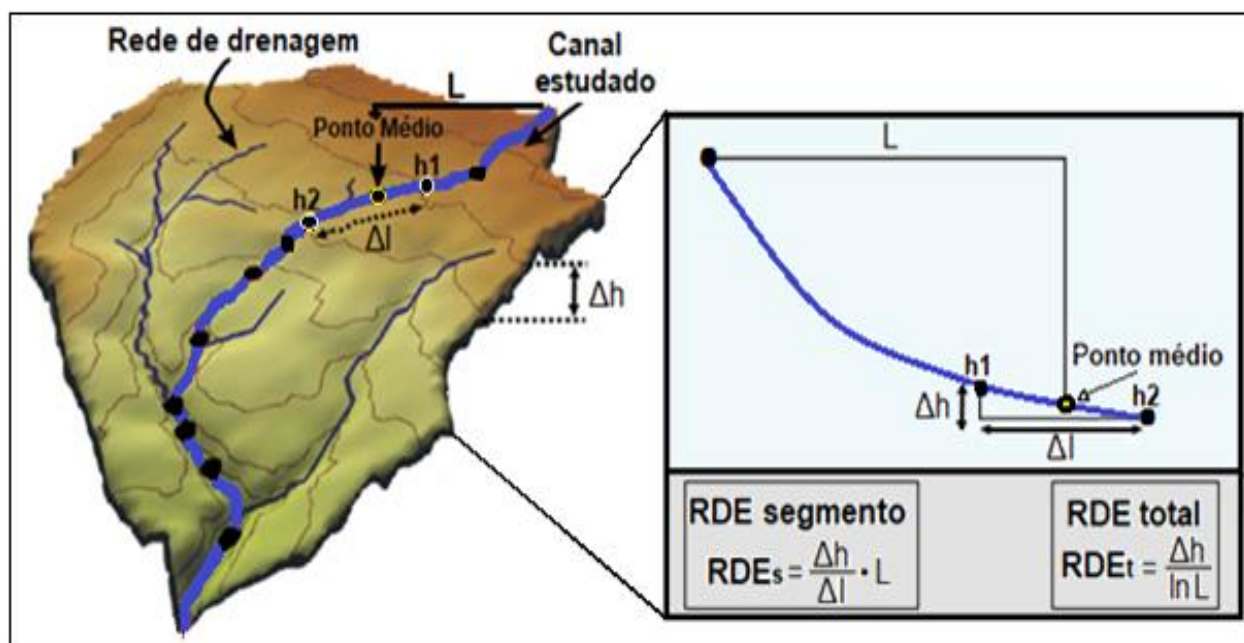


Figura 11 - Parâmetros utilizados no cálculo do índice RDE para segmento de drenagem. **Nota:** Os pontos h1 e h2 representam duas isoípsas subsequentes. **Fonte:** Silva e Furrier (2019).

Esse cálculo fluviomorfométrico é importante nesta pesquisa, ele é obtido mediante a diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso de água, ou seja, é a diferença altimétrica da nascente do rio até a sua foz, representado por ΔH , e na projeção horizontal da extensão do referido segmento (ΔL). Assim, $\Delta H/\Delta L$ corresponde ao gradiente da drenagem no trecho. O logaritmo natural da extensão total do curso de água é definido por $\ln L$. A letra “L” corresponde à extensão total do canal da nascente até o ponto final do trecho para onde o índice RDE está sendo calculado (MARTINEZ *et al.*, 2011). Para o cálculo de “L”, o ponto de partida do segmento de drenagem pode ser o ponto médio da extensão do referido segmento até a nascente do rio (EL HAMDOUNI *et al.*, 2008).

O índice RDE é utilizado como forma de detecção de possíveis deformações neotectônicas mediante parâmetros morfométricos obtidos a partir do perfil longitudinal do canal. Esse índice é um indicador preciso acerca de mudanças na declividade do canal fluvial que podem estar associadas às desembocaduras de tributários, às diferentes resistências à erosão hidráulica do substrato rochoso e/ou à atividade tectônica (ANDRADES FILHO, 2010).

4.3.2.2 Índice Razão Fundo/Altura do Vale (RFAV)

O índice Relação Fundo/Altura do Vale (RFAV), também descrito por alguns autores como índice VF (*Valley floor*), distingue vales que possuem superfície ampla no fundo de vales estreitos, indicando se o rio está escavando ativamente o substrato rochoso, formando um vale em formato de “V”, característica comum de regiões tectonicamente ativas e soerguidas há pouco tempo, ou se está em fase de erosão fluvial das vertentes, geralmente em terras baixas, onde o soerguimento tectônico cessou há muito tempo, e formam vales suaves em formato de “U”. Conforme Bull e McFadden (1977), esse índice é definido pela seguinte equação:

$$RFAV = 2 L_{fv} / [(Ede - Efv) + (Edd - Efv)]$$

Onde:

$RFAV$ = razão entre a largura do fundo e a elevação do vale;

L_{fv} = valor da largura do fundo de vale;

Ede = altitude do divisor do setor esquerdo do vale;

Edd = altitude do divisor do setor direito do vale; e

Efv = valor da média de elevação do fundo do vale.

Essa técnica é balizada exclusivamente para áreas fluviais e consiste na medição da altitude dos divisores de água do vale. As medições se fazem pela medida da altitude do divisor esquerdo do vale (Ade) e altitude do divisor direito do vale (Add), da largura do fundo do vale (Lfv) e da elevação do fundo do vale (Efv) (Figura 12).

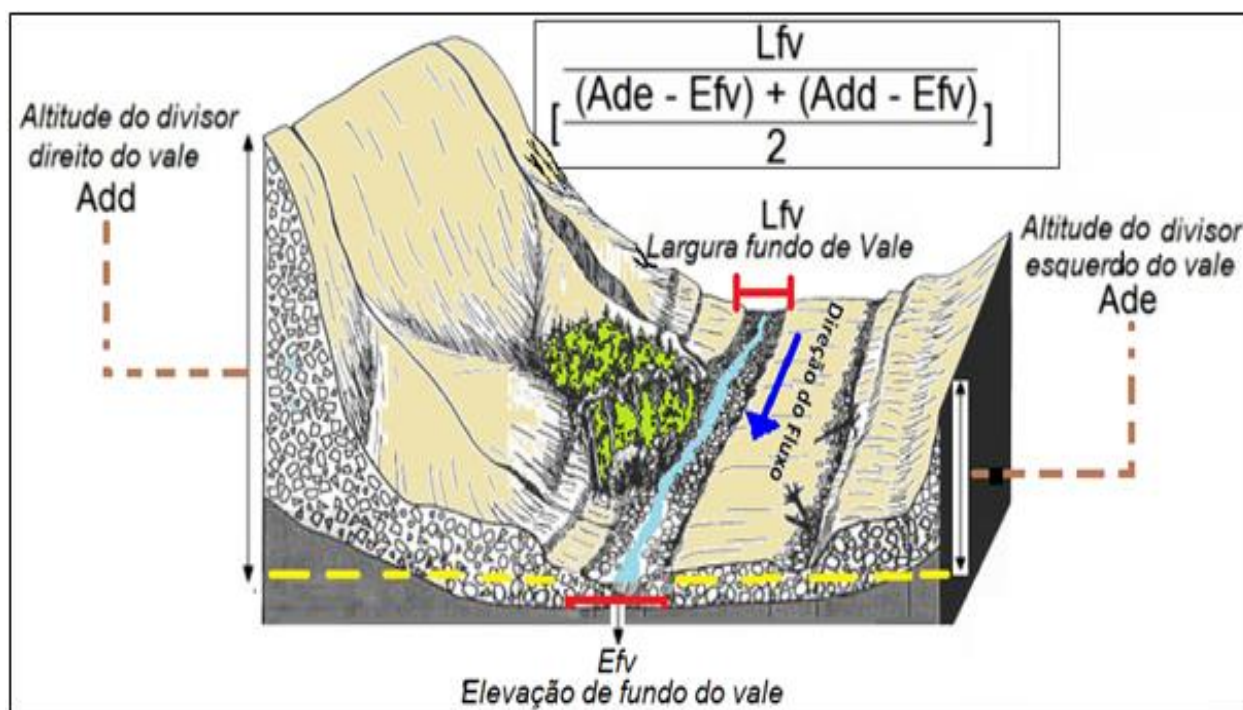


Figura 12 - Fórmula matemática e procedimento de medida para encontrar os valores do índice morfométrico RFAV. **Fonte:** Silva e Furrier (2019).

Para a aplicação desse índice, é recomendável selecionar alguns perfis que cortem o canal de maior expressão dentro da bacia, efetuando cortes transversais ao vale com um ângulo de mais ou menos 90°, escolhidos em locais previamente determinados. Na área de estudo os perfis serão selecionados e aplicados nos altos, médios e baixos cursos das bacias e sub-bacias onde será também aplicado o índice de RDE, para fins comparativos entre os índices.

Os valores de RFAV considerados como indicadores de soerguimento e, conseqüentemente, de atividade tectônica ativa, são baixos (<1,0 – vales em forma de “V”), enquanto que valores que indicam estabilidade tectônica, moldados principalmente pela erosão lateral, são mais altos (>1,0 – vales em forma de “U”). Silva (2003) afirma, ainda, que, como os valores de RFAV variam, dependendo do tamanho da bacia, da descarga de fluxo e do tipo de rocha, deve-se obtê-los em locais com condições geológicas semelhantes.

4.3.2.3 Índice Fator Assimétrico (FA)

Esse índice tem como objetivo avaliar a existência de inclinações tectônicas em escala de bacia de drenagem, sendo aplicado em áreas relativamente extensas (KELLER e PINTER, 2002). Segundo Souza e Rosseti (2011) e Andrades Filho e Rossetti (2015), o Fator Assimétrico tem como fundamento primordial a medida de assimetria, definida pela relação de canais das margens direita e esquerda do rio principal. O Fator Assimétrico é definido pela seguinte equação: (Figura 13).

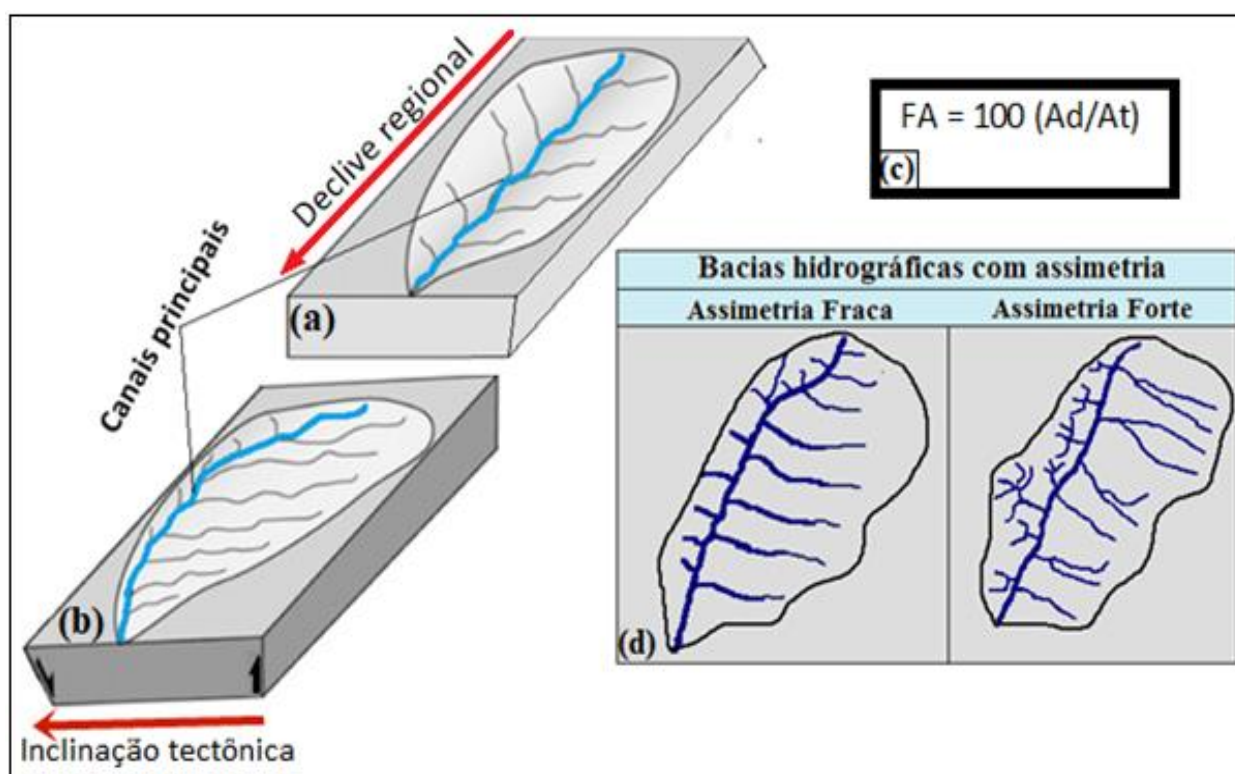


Figura 13 – Resposta da rede de drenagem ao soerguimento ao longo de uma linha de falha. **Fonte:** Silva e Furrier (2019).

A expressão FA corresponde ao Fator Assimétrico, Ad é a área direita do rio e At corresponde a área total da bacia de drenagem. Segundo Ricón e Vegas (2000), quanto mais próximo de 50 for o valor do Fator Assimétrico obtido menor será a influência de atividade tectônica e vice-versa. Esses autores advertem que podem existir diversos condicionantes geológicos, como diferentes resistências impostas pela litologia, que podem deslocar o canal fluvial sem a existência de atividade tectônica.

A partir dos resultados serão considerados os valores de FA próximos a 50 como indicativos de que a bacia não sofreu influência tectônica considerável na sua configuração. No entanto, quando o valor é menor que 50, pode indicar basculamento para a margem esquerda da

bacia, e quando é maior que 50, para a margem direita da bacia (HARE; GARDNER, 1985; RINCÓN; VEGAS, 2000).

Andrades Filho (2010) estabeleceu classes de intensidades para o FA, reafirmando em estudos posteriores Andrades Filho e Rossetti (2015). De acordo com os autores a assimetria baixa corresponde a valores que se distanciaram 7 pontos, para mais ou para menos, do valor de equilíbrio 50, ou seja, 57 ou 43. Será considerada assimetria média, aquela na qual os valores variarem entre 7 e 15 pontos do valor de referência, ou seja, valores entre 57 e 65 ou entre 35 e 43. Será considerado como a assimetria alta, os valores de FA quando se distanciarem mais de 15 pontos do valor de referência.

Para a escolha das bacias onde serão efetuados os cálculos será considerada a sua total inserção na área selecionada para pesquisa e evidências prévias de assimetria visualizadas na conclusão da vetorização da hidrografia da área. A aplicação do índice Fator Assimétrico se dará no *software* Spring 5.2, utilizando os produtos vetorizados anteriormente. No Spring, com a inserção desses produtos vetorizados, serão gerados Planos de Informação (PIs) referentes a cada área das bacias escolhidas e seus respectivos canais principais.

5 CONTEXTO GEOLÓGICO DO SETOR SUDESTE DA PARAÍBA E NORDESTE DE PERNAMBUCO

5.1 ASPECTOS GERAIS DA GEOLOGIA REGIONAL

Almeida *et al.* (1977) e Almeida e Carneiro (2004) afirmam que o contexto geológico regional está definido de acordo com o conceito de províncias estruturais brasileiras. Nesse contexto, a Província Borborema simboliza um importante domínio geotectônico situado na região Nordeste do Brasil.

A Província Borborema é produto da convergência dos cratons: Amazônico, Oeste Africano – São Luís e São Francisco – durante a formação do Gondwana. Guimarães *et al.* (2017), apresentam que os modelos de compartimentação tectônica para a área pré-cambriana da Província Borborema datam dos anos 70, 80 e 90. Os primeiros modelos são os de Brito Neves (1983), seguidos de Santos e Brito Neves (1984) e Jardim de Sá (1994). Estes modelos propõem uma longa história pré-cambriana para a Província Borborema.

Trata-se de uma das principais faixas de dobramento neoproterozoicas brasileiras, ocupando uma área de cerca de 380.000 km² na região nordeste do país (Almeida *et al.*, 1997), e caracteriza-se por uma grande complexidade estrutural aliada à superposição de diferentes eventos tectono-magmáticos.

Guimarães *et al.* (2017), destaca que a Província Borborema consiste em um embasamento gnáissico – migmatítico de idade paleoproterozoica, representando em parte rochas arqueanas retrabalhadas durante a orogênese Riacciana, incluindo pequenos blocos de idade arqueana. O embasamento é parcialmente coberto por rochas metassedimentares e metavulcânicas de idade neoproterozoica (Toniano e Brasiliano). A Província Borborema foi afetada pelos eventos Cariris Velhos e Brasiliano (Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.* 1995; Brito Neves *et al.*, 2001, 2016, 2020).

O evento Brasiliano afetou toda a Província Borborema e foi responsável por intenso magmatismo granítico, desenvolvimento de zonas de cisalhamentos de escalas continentais e metamorfismo em condições de alta temperatura e baixa pressão (GUIMARÃES *et al.*, 2017). Já O evento Cariris Velhos é caracterizado pela intrusão de granitos, hoje ortognaisses, de composição granítica, os quais formam uma faixa que se estende por cerca de 700 km, desde a linha de costa até a Faixa Riacho do Pontal a oeste (BRITO NEVES *et al.*, 2001).

As rochas pré-cambrianas relacionadas à Província Borborema, estão compartimentadas em grandes domínios geotectônicos (Figura. 14), assim como definiram vários autores, a exemplo de Brito Neves (1975), que apresenta esses domínios como: Domínio Médio Coreau, Domínio

Ceará Central, Domínio Rio Grande do Norte, Domínio Central ou da Zona Transversal e Domínio Sul

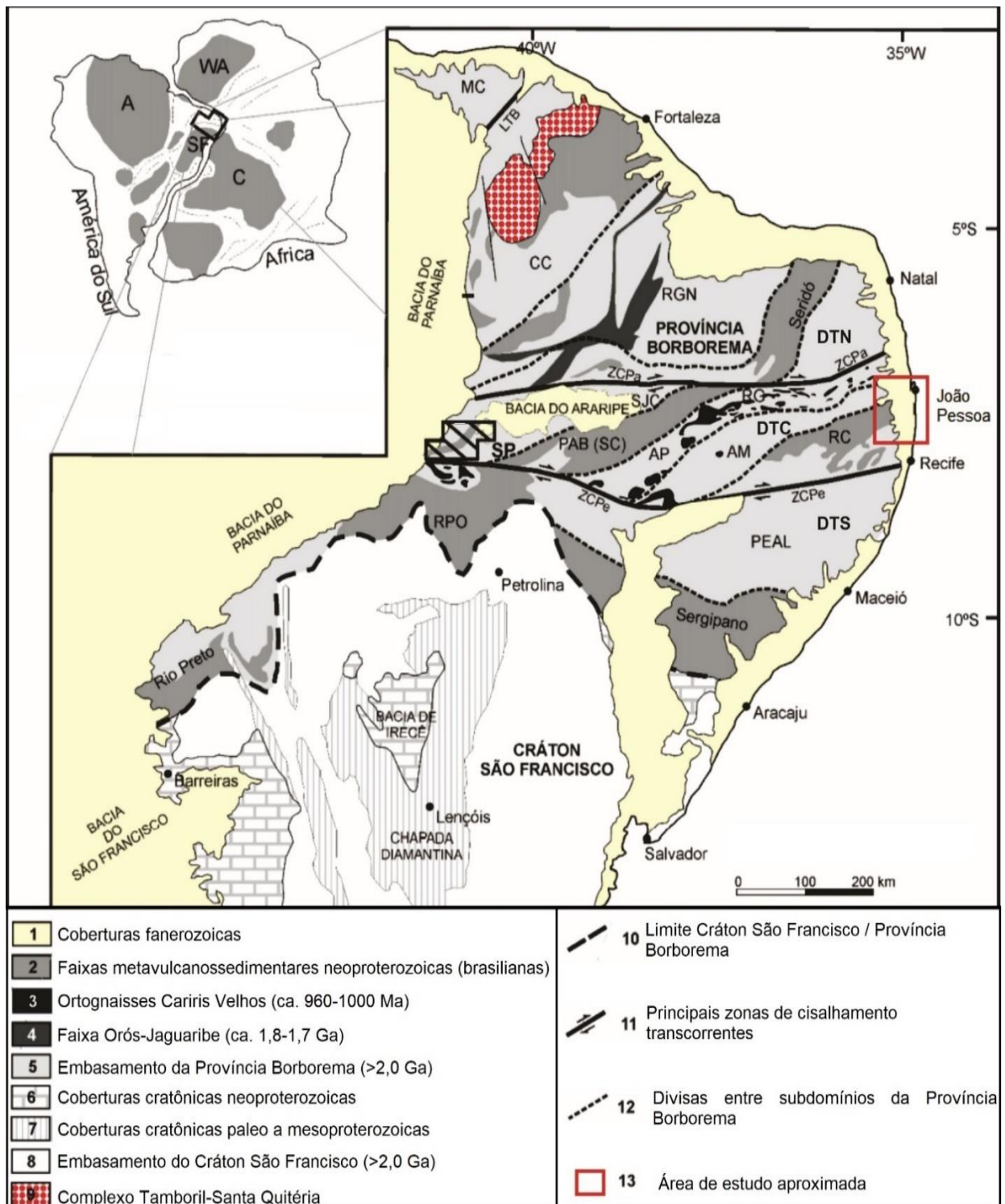


Figura 14– Mapa geotectônico esquemático do nordeste brasileiro e suas principais feições. **Nota:** DTN = Domínio Tectônico Norte; DTC = Domínio Tectônico Central; DTS = Domínio Tectônico Sul; (PEAL – Pernambuco-Alagoas, RC – Rio Capibaribe, AM – Alto Moxotó, AP – Alto Pajeú, PAB – Piancó-Alto Brígida, SJC – São José do Caiano, SP – São Pedro, RGN – Rio Grande do Norte, CC – Ceará Central); ZCPa = Zona de Cisalhamento Patos; ZCPe = Zona de Cisalhamento Pernambuco; LTB = Lineamento Transbrasiliano. **Fonte:** Adaptado de Caxito *et al.* (2016).

A área estudada pertence inteiramente a Zona Transversal e está inserida dentro da Bacia Paraíba. Situada entre o Domínio dos Terrenos do Rio Grande do Norte, do qual é separado pela Zona de Cisalhamento Patos/Paraíba, pelo Alto Estrutural Conde/Garapu com direção E-W e o Domínio Sul, do qual é separado pelo Lineamento Pernambuco, igualmente de direção E-W.

Já segundo Van Schmus *et al.* (1995), as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco com direção E-W dividem a Província Borborema em 03 domínios: Domínio Rio Grande do Norte, a norte da zona de cisalhamento Patos; Domínio Central ou da Zona Transversal entre as zonas de cisalhamentos Patos e Pernambuco e, o Domínio Sul, situado a sul da Zona de Cisalhamento Pernambuco.

5.2 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DA PORÇÃO SUDESTE DA PARAÍBA E NORDESTE DE PERNAMBUCO

O mapa geológico que foi confeccionado nesta pesquisa teve como base, além das cartas topográficas, as cartas geológicas das Folhas Limoeiro (1991), Sapé (2011) e Itamaracá (2014), ambas na escala de 1:100.000, elaboradas pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM. E como apoio complementar foram utilizados vários outros trabalhos como: o mapa geológico do Estado da Paraíba elaborado por Brasil (2002), na escala de 1:500.000 e o levantamento geológico realizado por Brito Neves *et al* (2009) em uma escala de 1:50.000. Foram utilizadas também pesquisas setorializadas a exemplo de Lavor (2016) e informações de campo.

Portanto, foram realizadas algumas adaptações para que o mapa se adeque à escala da pesquisa. O Modelo Numérico do Terreno (MNT), trabalhos de campo, bem como as imagens de satélites, possibilitaram atualizar e ajustar algumas informações do referido mapa e aumentar o nível de detalhe referente à litologia da área de estudo.

A litologia da área de estudo é composta por rochas cristalinas e sedimentares (Figura 15). No contexto cristalino ocorre uma configuração dividida em terrenos tectono-estratigráficos, sendo os mais representativos o Terreno Alto Moxotó (TAM) e Terreno Rio Capibaribe (TRC).

A litologia sedimentar está concentrada no setor leste da área de estudo e encontra-se inserida em sua totalidade na Bacia Sedimentar Paraíba, Sub-Bacia de Alhandra e de Olinda. O embasamento cristalino da Bacia Paraíba é preenchido por sedimentos de fácies continentais e marinhas, reunidas sob a denominação de Grupo Paraíba, que, por sua vez, é subdividido em cinco formações: Formações Beberibe (Santoniano-Campaniano), Itamaracá (Campaniano-Maastrichtiano superior), Gramame (Maastrichtiano), Maria Farinha (Paleoceno-Eoceno) e Tambaba (Eoceno). Capeando o Grupo Paraíba, porém não fazendo parte dele, está a Formação Barreiras.

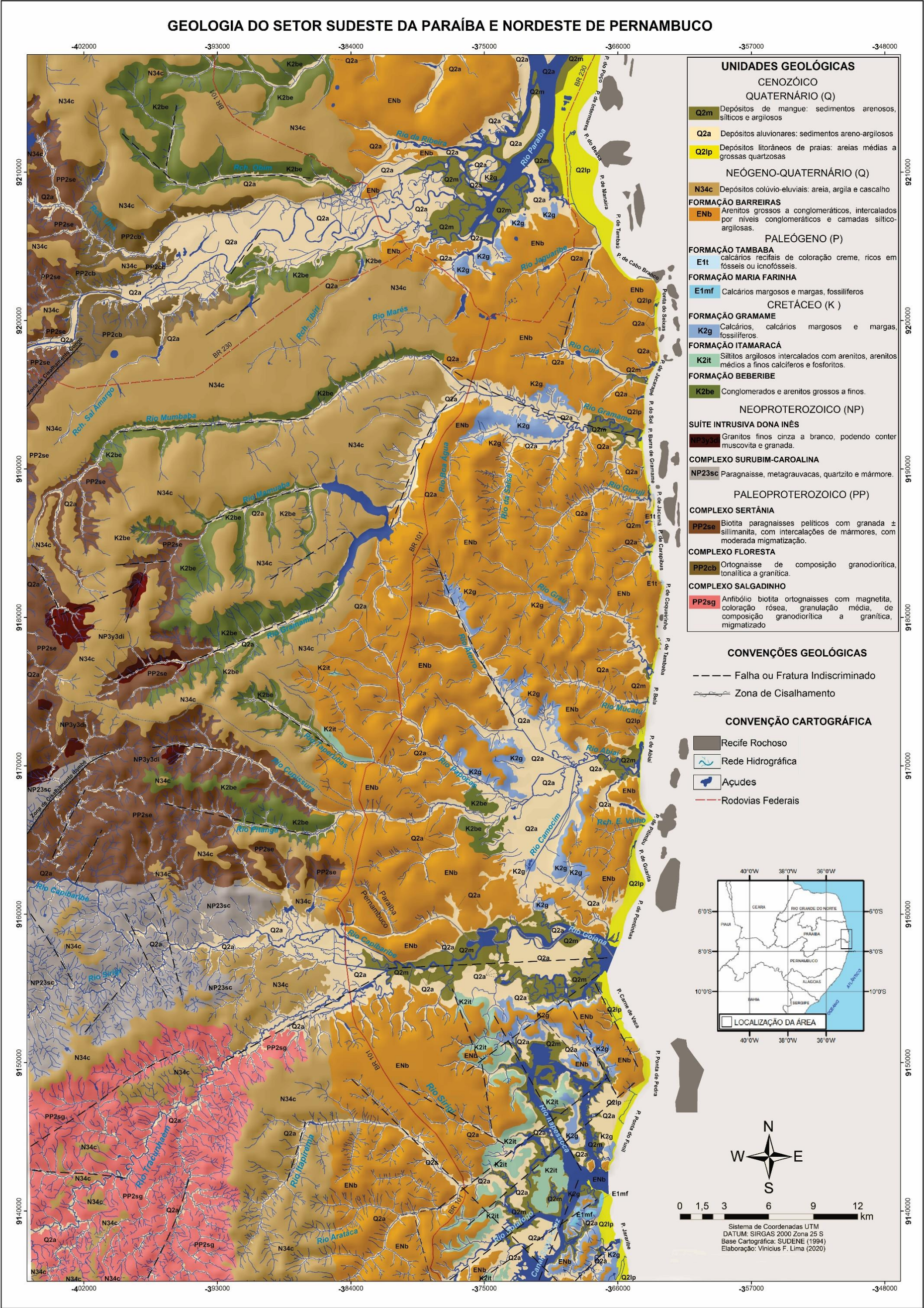


Figura 15 - Mapa geológico do setor Sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco. **Fonte:** Adaptado de Brasil (1991), Brasil (2011) e Brasil (2014).

5.2.1 Embasamento Cristalino

A área estudada é composta em menor proporção pelas rochas pré-cambrianas que compõem o complexo cristalino (Província Borborema). Essas rochas apresentam litologias pertencentes aos Complexo Salgadinho, Complexo Floresta e Complexo Sertânia, de idade paleoproterozoica, além da Suíte Intrusiva Dona Inês e Complexo Surubim - Caroalina de provável idade neoproterozoica (VALENÇA e SOUZA, 2017; GUIMARÃES *et al.*, 2017). Essas rochas encontram-se parcialmente expostas na porção oeste da área (Fig. 15, pág. 60).

O Complexo Salgadinho (PP2sg) apresenta-se constituído de ortognaisses de composição granítica a tonalítica e, em menor proporção, monzonítica, monzodiorítica e diorítica, esta unidade compõe-se de gnaisses com intercalações anfibolíticas cortadas por diques de composição ácida e básica (BRASIL, 2002; VALENÇA e SOUZA, 2017).

Já o Complexo Floresta (PP2cb) é caracterizado por Guimarães *et al.*, (2017), como litologias bastante variadas, caracterizado por rochas metaplutônicas anfibólicas ou anfibóliobiotíticas, de composição predominantemente quartzodiorítica e tonalítica, contendo intercalações (sills e diques deformados) de rochas metamáficas anfibolíticas, metaplutônicas de composição intermediária a básica e suítes metamáficas e metaultramáficas intrusivas mineralizadas.

Santos *et al.* (2004) aponta que o Complexo Sertânia (PP2se) corresponde a uma sequência metassedimentar com pequena contribuição metavulcânica, de fácies anfibolito alto, ocorrente no Terreno Alto Moxotó, Zona Transversal da Província da Borborema.

A Suíte Intrusiva Dona Inês (NP3γ2di) é representada por várias intrusões pequenas e inúmeros diques com espessuras variando de 5 cm a 70 cm e comprimentos não superiores a 20 m, possivelmente resultante de processos de fusão das encaixantes (GUIMARÃES *et al.*, 2017). Ainda segundo o referido autor, estes granitóides ocorrem como intrusões nos ortognaisses do Complexo Floresta/ Cabaceiras, nos metassedimentos do Complexo Sertânia e nos ortognaisses Fazenda Salvador. As intrusões mais expressivas ocorrem na porção oeste da área de estudo, nas proximidades dos rios Gramame, Mamuaba e Mumbaba cortando o Complexo Sertânia, constituindo plútons pequenos, designado de Plúton Itambé, e mais outros 06 pequenos plútons sem designação, mostrando os contatos parcialmente recobertos pelos sedimentos dos depósitos colúvio-eluviais (Fig. 15, pág. 60).

Os complexos Sertânia e Surubim - Caroalina em suas áreas mostram litologias muito semelhantes, exceto pela presença de um horizonte basal de quartzito no Complexo Surubim - Caroalina e migmatização intensa no Complexo Sertânia (SANTOS e MEDEIROS, 1999). Neves

(2003), correlaciona o Complexo Sertânia ao Complexo Surubim - Caroolina e defini idade neoproterozoica para ambos.

A litologia apresentada está situada na Subprovíncia ou Zona Transversal, tradicionalmente limitada pelas grandes zonas de cisalhamento Patos (a norte) e Pernambuco (a sul). O Domínio Transversal é o embasamento totalitário da Bacia Paraíba. Subdivide-se, nessa área, de norte a sul, em Terreno Alto Pajeú, Terreno Alto Moxotó e Terreno Rio Capibaribe (Fig. 14, pág. 58).

O Terreno Alto Pajeú é separado do Terreno Alto Moxotó pela Nappe Serra de Jabitacá. Esse terreno é separado do Terreno Rio Capibaribe pela Zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste (BRASIL, 2002). Na literatura, vários autores interpretam o Domínio da Zona Transversal como resultado de um orógeno colisional. (FERREIRA *et al.*, 1998; SANTOS e MEDEIROS, 1999).

O Terreno Alto Pajeú (TAP) ocorre na região entre o Lineamento Paraíba (Falha de Mamanguape) e a Falha de Itabaiana, formando o embasamento da Sub-Bacia Miriri. Está constituído por sequências vulcano-sedimentares de idade Cariris Velhos e Brazilianas, cortadas por granitos Brazilianos diversos, com alto K, ultrapotássicos e peralcalinos, quase que exclusivos deste terreno (VALENÇA e SOUZA, 2017). De acordo com Brito Neves *et al.*, (2004), esse Terreno é representado, sobretudo, por rochas metamórficas tais como: biotita gnaisses, metagrauvacas, biotitamuscovita gnaisses e *sheets* de ortognaisses sienograníticos, graníticos e granodioríticos.

O Terreno Alto Moxotó (TAM) ocorre numa faixa limitada a norte pela *Nappe* Serra do Jabitacá e a sul pela ZC Congo-Cruzeiro do Nordeste, que o separa do TRC, servindo de substrato para a Sub-Bacia Alhandra. Segundo Brito Neves (2020), esse Terreno é composto basicamente por ortognaisses granodiorítico granítico do Arqueano, ortognaisses migmatíticos, do paleoproterozóico e mesoproterozóico e suítes graníticas do neoproterozóico.

O Terreno Rio Capibaribe (TRC), embasamento da Sub-Bacia Olinda, localiza-se na parte S-SE, tendo como confinantes, a sul, o Terreno Pernambuco-Alagoas do Domínio Externo, (limite este marcado pelo Lineamento Pernambuco) e a norte-nordeste, pelo TAM através da ZC Congo-Cruzeiro do Nordeste (VALENÇA e SOUZA, 2017). Como litologia predominante, encontram-se: ortognaisses de composição granítica do paleoproterozóico, biotita gnaisses e metavulcânicas máficas e intermediária do mesoproterozóico (BRITO NEVES, 2013).

5.2.2 Bacia Sedimentar Paraíba

A Bacia Sedimentar Paraíba possui sua gênese e evolução diretamente relacionadas aos eventos tectônicos, que deram origem ao oceano Atlântico Sul, durante a separação dos

continentes africano e sul-americano. Esse processo de separação teve início na fase inicial do Cretáceo e continua na atualidade sendo essa parte do Brasil conhecida como o último setor a se separar do continente africano (FRANÇOLIN e SZATMARI, 1987; ASMUS, 1975).

Essa Bacia apresenta-se como uma faixa estreita da costa nordeste do Brasil, ocupando o litoral norte do estado de Pernambuco e quase toda a totalidade do litoral do estado da Paraíba, perfazendo uma área de aproximadamente 9.000 km² em sua porção emersa, sendo limitada ao sul pela Zona de Cisalhamento de Pernambuco (ZCPE) e a norte pela falha de Mamanguape que representa uma ramificação da Zona de Cisalhamento Patos (ZCPA) (BARBOSA, 2004 e 2007). (Figura 16).



Figura 16 - Sub-Bacia de Miriri, Alhandra e Olinda, que compõem a Bacia Sedimentar Paraíba. **Fonte:** Barbosa e Lima Filho (2006); Barbosa, (2007).

A Bacia Sedimentar Paraíba comporta uma sucessão sedimentar que se inicia com arenitos de origem continental, fluviais e fluviolacustres, depositados sobre o embasamento cristalino, apresentando duas áreas de maior depressão (*grábens*) que atuaram como depocentros na faixa costeira, especificamente localizados abaixo da Ilha de Itamaracá e na região de João Pessoa-Cabedelo (BARBOSA e LIMA FILHO, 2006; BARBOSA *et. al.*, 2007).

Pode-se descrever a estrutura da Bacia Sedimentar Paraíba como um homoclinal com mergulho suave em direção ao mar, o qual é subdividido pelas falhas transversais de Goiana e Itabaiana. A largura média da faixa sedimentar é de aproximadamente 25 km e sua espessura máxima pode atingir até 400 m (MARINHO, 2011).

Devido à presença de algumas falhas transversais presentes na Bacia Sedimentar Paraíba, denominadas respectivamente Falha de Goiana e Falha de Itabaiana, que foram ativadas no Proterozoico, ela vem a ser subdividida em outras três Sub-Bacias, que são as Sub-Bacias de Olinda, Alhandra e Miriri (BARBOSA *et al.*, 2004). Estando a área de estudo localizada na Sub-Bacia Alhandra na porção Norte e na Sub-Bacia Olinda na porção Sul (Fig. 16, pág. 63).

Segundo Asmus (1975), a Bacia Sedimentar Paraíba, assim como também, as demais bacias sedimentares marginais do Brasil, evoluíram durante quatro grandes estágios tectonossedimentares denominados de: pré-rifte, rifte, proto-oceano e marinho franco (Figura 17).

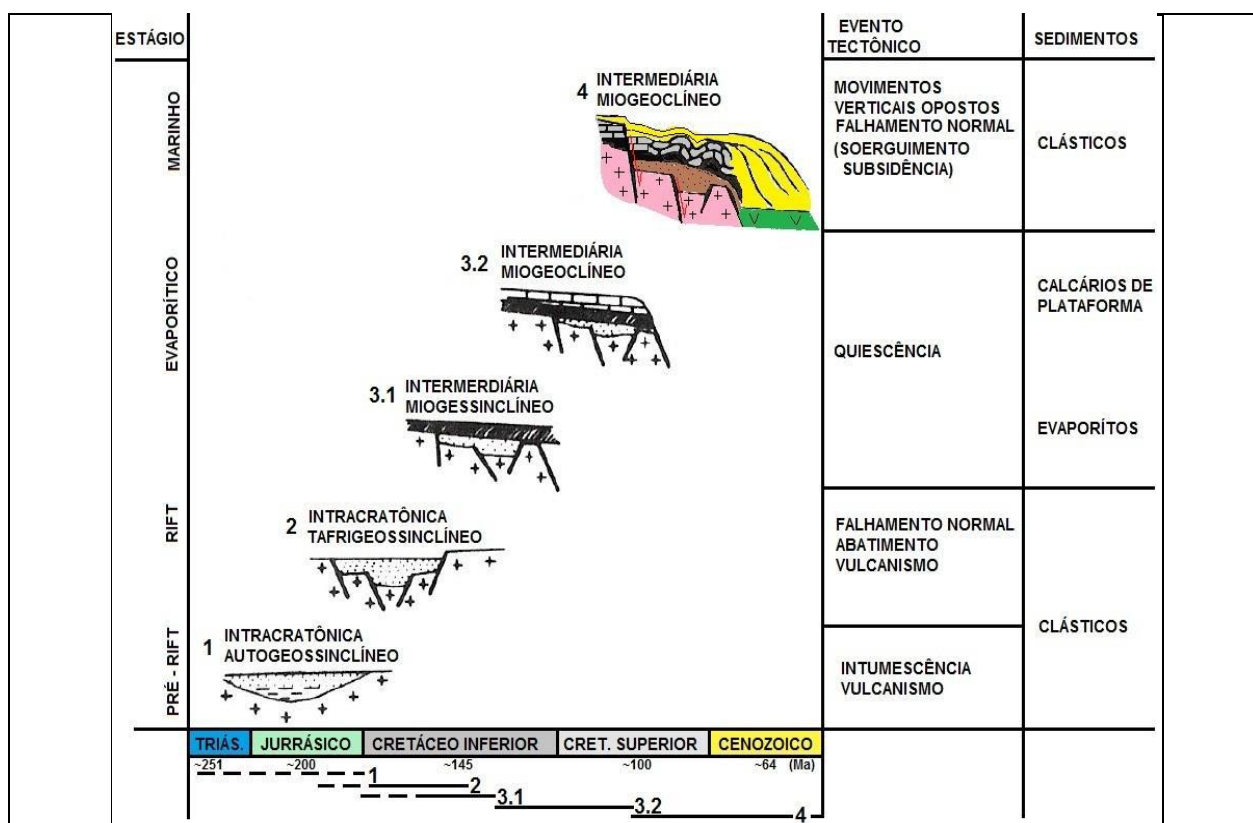


Figura 17 – Integração dos principais estágios evolutivos da margem continental brasileira. **Nota:** Esquema evolutivo idealizado por Asmus (1975), em seus estudos sobre a evolução das bacias

marginais da costa leste do Brasil. No estágio marinho, verifica-se que o calcário na Bacia Sedimentar Paraíba se encontra dobrado e falhado. **Fonte:** Asmus (1975), com adaptações de Souza, 2016.

De acordo com Barbosa (2007), o substrato da Bacia Sedimentar Paraíba é formado por rochas pré-cambrianas, pertencentes à Província Borborema. Sobre o embasamento cristalino depositou-se um pacote sedimentar cretáceo-paleógeno, de caráter continental/marinho e transgressiva/regressivo. Toda sequência é então recoberta por sedimentos terciários e quaternários (LAGESE, 2003). (Figura, 18).

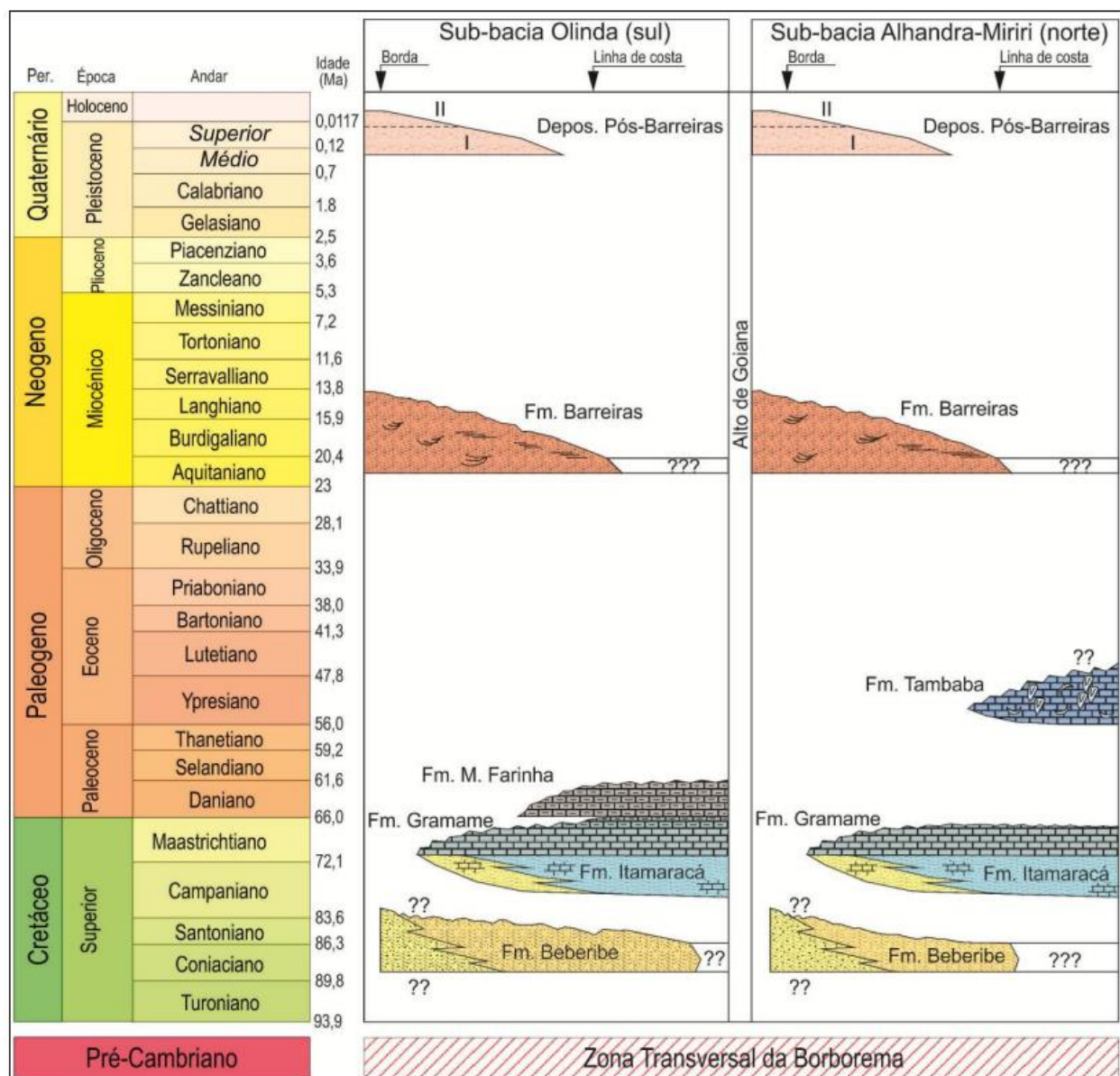


Figura 18 - Coluna litoestratigráfica das sub-bacias: Olinda, Alhandra e Miriri, contendo a proposta da unidade Formação Tambaba, localizada na Sub-bacia Alhandra. **Fonte:** Correa Filho et al. (2015).

A sequência estratigráfica Beberibe, Itamaracá, Gramame e Maria Farinha constitui um ciclo transgressivo-regressivo, de transgressão rápida, seguida de relativa estabilidade, com regressão mais demorada. Durante o Santoniano, ocorreu um levantamento continental composto de rochas cristalinas intemperizadas, resultando em uma aceleração da erosão e transporte em pequenas distâncias. Esse fenômeno deu origem à Formação Beberibe, que se constitui de uma camada predominantemente composta por arenitos calcíferos e calcários siliciclastos, que repousam discordantemente sobre o embasamento cristalino (BARBOSA, 2007; MABESOONE e ALHEIROS 1993).

Na porção sul da Sub-bacia Alhandra, a Formação Maria Farinha aflora como calcários recifais do Eoceno, mais precisamente no litoral sul, no município do Conde, o que confere, a essa fração do litoral, características morfológicas diferenciadas dos demais trechos litorâneos do estado (Barbosa 2004, 2007).

O desenvolvimento de novos estudos paleontológicos realizados nos calcários do município do Conde apontou conteúdos característicos da seção tipo da Formação Maria Farinha inferior associados a outras novas espécies que, juntas, permitem classificar a deposição desses carbonatos como aquelas de plataforma rasa e restrita de ambientes recifais e associados. A composição faunística e coralíneas indicaram ser do Eoceno. Por essa razão, atualmente, existe a proposta de formalização de nomenclatura para esses calcários do município do Conde, sendo classificados como Formação Tambaba, deixando de pertencer à Formação Maria Farinha (BARBOSA, 2004, 2007; CORREA FILHO *et al.*, 2015; VERAS *et al.*, 2019).

Sobre as Formações Beberibe, Itamaracá, Gramame, Maria Farinha e Tambaba, repousa, de forma discordante, a Formação Barreiras. Essa formação consiste na unidade litoestratigráfica mais contínua e representativa no Brasil, ocorrendo desde o estado do Amapá até o Rio de Janeiro.

Tomando como base a análise geológica e estrutural da região estudada e suas adjacências, torna-se evidente o complexo sistema de falhas de caráter tectônico distensional pelas quais passou a região ao longo de milhares de anos, sendo possível identificar facilmente algumas feições geomórficas submetidas a processos tectônicos atuantes durante a evolução da margem continental, eventos esses que, somados também a perturbações neotectônicas, comandaram e comandam a instalação da rede hidrográfica subordinada aos principais planos de falhas.

5.2.3 Formação Beberibe (K2be)

De acordo com Souza (2006) e Barbosa, (2007), a Formação Beberibe compreende arenitos continentais, com granulometria variando de média a grossa, localmente conglomeráticos. Alguns exemplos de afloramento dessa unidade estratigráfica podem ser verificados no rio Pitanga, estado

de Pernambuco, e no vale do rio Gramame, no estado da Paraíba (Fig. 15, pág. 60). Sua idade não é bem definida, havendo um hiato temporal de cerca de 23 milhões de anos nas primeiras datações, porém, por meio de associações fossilíferas, acredita-se que sua idade é do Santoniano-Campaniano (BEURLLEN, 1967).

A maior espessura dessa Formação encontra-se na Sub-Bacia Olinda, onde forma duas grandes cunhas obliqua em relação à margem, progradando dos flancos para o centro da Sub-Bacia. Já na Sub-Bacia Alhandra a deposição da Formação Beberibe foi menos expressiva, ocorrendo acúmulos mais importantes nos depocentros das regiões de João Pessoa e Itamaracá, neste último atingindo 200 m de espessura (BARBOSA, 2007).

Segundo Rossetti *et al.* (2012), a Formação Beberibe difere-se da Formação Barreiras principalmente devido à composição mineralógica. Complementando, Alheiros *et al.*, (1993) afirmam que, confrontando mineralogicamente a Formação Beberibe e a Formação Barreiras, tem-se que a primeira é mais quartzosa (>95% de quartzo), raramente feldspática e, com certa constância, observam-se grãos carbonáticos, enquanto a Formação Barreiras apresenta composição média de 85% de quartzo, com até 15% de feldspatos e ausência de grãos carbonáticos.

Na base da Formação Beberibe, depositou-se uma camada argilosa, enquanto rios procedentes do interior transportavam para o litoral material mais grosso, areia e seixos, formando uma grande planície aluvial. Sendo assim, pode-se concluir que: a Formação Beberibe é de origem fluvial ou estuarina; na planície aluvial ocorreriam lagunas onde se depositavam siltitos; esse ambiente é caracterizado por águas muito rasas, com salinidade bem reduzida; seria lagoa mais ou menos fechada, de água salobra; o mar, portanto, deveria estar próximo (BARBOSA, 2010).

Na área de estudo, os afloramentos da Formação Beberibe quase sempre estão associados aos vales fluviais que dissecam os tabuleiros pré-litorâneos e cujos processos morfogenéticos e morfodinâmicos contribuem para a exumação dessa importante unidade litoestratigráfica (Fig. 15, pág. 60).

5.2.4 Formação Itamaracá (K2it)

A Formação Itamaracá foi proposta por Kegel (1955) para designar arenitos calcíferos transicionais da base da Formação Gramame. Porém, a denominação Formação Itamaracá foi abolida por Beurlen (1967), que incluiu os depósitos fosfáticos encontrados no topo dessa unidade na base da Formação Gramame. O antigo membro Beberibe, estabelecido por Kegel (1955), pertencente à Formação Itamaracá, foi então elevado à categoria de Formação Beberibe.

Lima Filho e Souza (2001) propuseram a retomada da Formação Itamaracá como definida por Kegel (1955). A Formação Itamaracá foi então definida como arenitos calcíferos com uma camada rica em fosfato, interdigitada na unidade basal da Formação Beberibe. Na área selecionada para pesquisa a Formação Itamaracá tem ocorrências pontuais localizadas em sua maior parte na porção sul próxima às margens do rio Goiana e Itapessoca (Fig. 15, pág. 60).

Na Formação Itamaracá é possível encontrar calcários com alto teor de siliciclásticos, arenitos calciríferos e marga com siliciclásticos. Em seu topo, existe um marco radiativo, correspondente a uma camada sedimentar de fosfato que sinaliza o máximo transgressivo da submersão da bacia, ocorrida no Neomaastrichtiano (BARBOSA, 2004).

Os arenitos representados nessa Formação são bem a moderadamente selecionados e mostram empacotamento frouxo, com contatos pontuais a flutuantes. Presença de matriz filossilicática e cimento ferruginoso, sendo comum a presença de grãos maiores de quartzo dispersos juntamente com o arcabouço fino (NÓBREGA e ALHEIROS, 1991).

Evidências apontam que essa camada foi depositada por acúmulo de fosfato orgânico produzido pela biota marinha e pela redução da taxa de sedimentação. A sua presença demonstra as condições paleoclimática e paleogeográfica da evolução geológica da Bacia Paraíba. Sua espessura varia de poucos centímetros a alguns metros, chegando a cerca de 4 m. Essa camada corresponde a um marco estratigráfico que representa o fim da deposição continental e o início da ocupação predominantemente marinha (KEGEL, 1955; LIMA FILHO e SOUZA, 2001; BARBOSA, 2004).

5.2.5 Formação Gramame (K2g)

Recobrimdo a sequência transicional da Formação Itamaracá, repousa a Formação Gramame. Sua transição ocorre de forma gradativa, indicando movimentos oscilatórios na costa durante sua deposição. Em média, sua espessura é de 70 m, projetando-se para oeste por cerca de 20 km do litoral, tendendo a apresentar espessuras mais delgadas, entre 2 a 4 m na borda oeste da Bacia Paraíba. É essencialmente constituído por calcários, calcários margosos e margas, com bastantes fósseis (BEURLLEN, 1967).

A coloração original é cinza, mas em vários afloramentos estes calcários são amarelo claro, devido aos processos de intemperismo. As espessuras das camadas, tanto de calcários quanto de margas, variam de centimétricas a decimétricas, mas geralmente as de calcários apresentam-se mais espessas. Apresentam-se em geral com acamamento plano-paralelo com suave inclinação para leste (VALENÇA e SOUZA, 2017).

Apresenta-se como uma formação extremamente fossilífera tendo sido identificados répteis, restos de peixes ósseos, dentes de seláquios, equinodermos, moluscos, anelídeos e crustáceos além de icnofósseis. Também são comuns os tubos calcários de organismos vermiformes. Feições muito comum observadas em afloramento e em testemunho são piritização e recristalização local, a partir da substituição de conchas de moluscos e de microfósseis (VALENÇA e SOUZA, 2017).

Esta unidade é a mais representativa da sequência carbonática na área estudada, aflorando principalmente nos vales fluviais, que, devido à ação hidráulica, erodiu as formações suprajacentes, exumando a Formação Gramame (Fig. 15, pág. 60).

5.2.6 Formação Maria Farinha (E1mf)

Segundo Mabesoone (1993), a Formação Maria Farinha representa a continuação da sequência calcária da Formação Gramame, sendo diferenciada da última não pelas características litológicas ou estratigráficas, mas pelo seu conteúdo fossilífero, que é considerado de idade paleocênica.

Sua base é constituída de um calcário margoso de deposição laminar semelhante ao da Formação Gramame, porém, o que os diferenciam é a grande quantidade de intraclastos carbonáticos e bioclastos do Daniano inferior. Essa camada, de base, guarda vestígios do período de recuperação da crise ambiental da passagem Cretáceo-Paleogeno (K-Pg) e, por esta razão, marca a transição da Formação Gramame para a Formação Maria Farinha (ALBERTÃO e MARTINS, 1996; BARBOSA, 2004, 2007).

Na área de estudo a Formação Maria Farinha está aflorando na Sub-Bacia Olinda nas proximidades do Canal Santa Cruz (Fig. 15, pág. 60). Ao norte da Sub-Bacia Olinda, a camada do topo dessa formação encontra-se com estratificações provocadas por ondas de bom tempo, presença de sedimentos terrígenos e bioclásticos indicando variações laterais em sua faciologia devido ao avanço do evento regressivo Paleocênico (VALENÇA e SOUZA, 2017).

5.2.7 Formação Tambaba (E1t)

De acordo com as pesquisas realizadas por Correa Filho *et al.*, (2015) e Veras *et al.*, (2019) os calcários recifais que ocorrem na região de litoral na porção norte da faixa costeira da Bacia Paraíba, representados por doloesparitos, intraesparitos e rudstones, foram tratados anteriormente como parte da Formação Maria Farinha, no entanto, estes apresentam um conteúdo fossilífero, e faciológico que os distingue da Formação Maria Farinha, que ocorre na porção sul da faixa costeira

da bacia. Conforme descrito neste estudo, estes depósitos, de idade Eocênica, repousam diretamente sobre a Formação Gramame.

Apesar de poucos trabalhos tenham tratado a ocorrência destes depósitos, a exemplo de Almeida (2000), que realizou um estudo mais sistemático desses depósitos nomeados por Beurlen (1967) como Maria Farinha Superior. Este último autor caracterizou a fáunula de moluscos presentes nestes depósitos e sua paleoecologia, além de seu importante conteúdo icnofossilífero, e sugeriu que estes calcários seriam de possível idade Eocênica.

Correia Filho *et al.*, (2015) baseado no estudo das relações estratigráficas, na análise de modelos de fácies carbonáticas e na aplicação dos conceitos de estratigrafia de sequências definiu esses depósitos como Formação Tambaba. Essa unidade é composta por calcários recifais de coloração creme, variando entre calcilutito, calcarenito e calcirudito ricos em fósseis ou icnofósseis.

Como representação espacial da Formação Tambaba na área de estudo e possível observar na porção sul da Sub-Bacia Alhandra, com afloramento dos calcários recifais do Eoceno, mais precisamente no litoral sul, no município do Conde, o que confere, a essa fração do litoral, características morfológicas diferenciadas dos demais trechos litorâneos do estado da Paraíba (Fig. 15, pág. 60). Os calcários da Formação Tambaba afloram na região costeira entre as praias de Tambaba e Jacumã no município do Conde e influencia fortemente a configuração atual da linha de costa. Esses afloramentos, em certas áreas, avançam em direção ao mar, formando pequenas ilhotas próximas à linha de costa (Figura, 19).



Figura 19 – Afloramentos da Formação Tambaba na Praia de Tambaba. **Fonte:** Ricardo Paulo (2002).

5.2.8 Formação Barreiras (ENb)

A Formação Barreiras, em termos de abrangência, compreende cerca de 35% da área estudada. Apresenta sua geomorfologia dominada por tabuleiros de grande extensão, recortados por grandes vales de rios na zona mais proximal da faixa costeira. Os sedimentos dessa Formação depositaram-se, de forma discordante, de oeste para leste, sobre o embasamento cristalino e sobre as Formações Beberibe, Itamaracá, Gramame, Marinha Farinha e Tambaba.

Comumente, utiliza-se o termo Barreiras para designar depósitos sedimentares mal consolidados de origem continental. A utilização indiscriminada dessa denominação tem dado origem a uma grande variedade de terminologias e subdivisões estratigráficas, sem que tenha sido elucidada a completa evolução cenozoica desses depósitos na região Nordeste do Brasil.

A Formação Barreiras apresenta estratificação quase que totalmente horizontal, constituída por sedimentos de diversas naturezas, desde areias até argilas de coloração das mais variadas, incluindo, por vezes, leitos de seixos rolados. Em camadas inferiores encontram-se argilas de coloração arroxeadas e cinzentas, e sob as camadas superiores comumente se verifica a presença de concreções de ferro (VALENÇA e SOUZA, 2017).

Essa formação é a unidade estratigráfica mais contínua da margem continental do Brasil e tem sido associada comumente aos Tabuleiros Litorâneos, uma feição geomorfológica aparentemente não deformada. No entanto, algumas pesquisas têm demonstrado com clareza que essa unidade exhibe deformação em todas as escalas de observação (FURRIER *et al.*, 2006; FURRIER, 2007; ANDRADES FILHO, 2010; BEZERRA, 2011; BARBOSA *et al.*, 2011; ROSSETTI *et al.*, 2012).

Para Nunes *et al.*, (2011), a sedimentação da Formação Barreiras está relacionada a superfícies de aplainamentos, oriundas da separação do continente africano e sul-americano, sofrendo interferências diretas, das mudanças climáticas muito intensas no Cenozóico. “A gênese do Barreiras está associada a diferentes ciclos de erosão e deposição, por conseguinte, a sucessivas superfícies de aplainamentos, originadas por pulsos tectônicos e climáticos” (NUNES *et al.*, 2011).

Notam-se progressos no conhecimento dessa unidade, devido ao crescente número de dados de superfície, como novos sensores remotos, e dados de subsuperfície, como perfis litológicos de poços, levantamentos aeromagnéticos, gravimétricos e sondagens elétricas (BEZERRA, 2011).

A origem da Formação Barreiras ainda admite discussão no campo científico, existem várias teorias, dividindo opiniões entre diversos pesquisadores. Segundo Alheiros *et al.* (1993), a deposição dos sedimentos da Formação Barreiras se deu basicamente por meio da deposição de

rios em sistemas entrelaçados desenvolvidos sobre leques aluviais, acreditando o autor que essa formação representa a evolução de um sistema fluvial construído em fortes gradientes e sob clima predominantemente árido, sujeito a oscilações climáticas.

Para Gopinath, Costa e Sousa Júnior (1993), as partículas sedimentares que fazem parte da Formação Barreiras têm origem nos produtos resultantes do forte intemperismo sobre o embasamento cristalino, localizado no interior do continente, sendo esse embasamento arqueado composto pelas rochas cristalinas do Planalto da Borborema. Já Arai (2006) coloca que a Formação Barreiras possui forte influência das oscilações marinhas no seu processo de deposição.

A ausência de fósseis na Formação Barreiras impede uma datação precisa, de modo que os autores também divergem entre si. Na maioria das vezes, atribui-se a idade dessa formação a um intervalo de sedimentação entre o Paleógeno (Oligoceno) e o Neógeno, chegando até o Pleistoceno (MARINHO, 2011). Estudos realizados no Pará e no litoral do Ceará e do Rio Grande do Norte atribuíram à Formação Barreiras idade aproximada entre Mioceno e Pleistoceno (ARAI, 2006; ALHEIROS *et al.*, 1998).

A espessura da Formação Barreiras na área pesquisada é bastante variável, atingindo espessuras máximas entre 70 e 80 m. As diferentes espessuras verificadas na região estão sendo explicadas, recentemente, por estudos de tectônica regional cenozóica originadas por reativações de antigas falhas no embasamento cristalino do Proterozóico (BRITO NEVES *et al.*, 2004).

5.2.9 Depósitos Quaternários

Os sedimentos quaternários abrangem uma fração considerável da área de estudo, estando bem preservados, em alguns trechos, e extremamente ocupados e descaracterizados pela ação antrópica, em outros. Os depósitos quaternários são constituídos na área por depósitos colúvio-eluviais, depósitos litorâneos de praia, depósitos aluvionares, e depósitos de mangue (Fig. 15, pág. 60).

5.2.9.1 Depósitos Colúvio-Eluviais (N34c)

Esta unidade encontra-se exposta em vários locais da área de estudo, capeando as rochas do embasamento alteradas e lateritizadas e os arenitos da Formação Beberibe, geralmente em cotas acima de 100 m (Fig. 15, pág. 60).

A origem dessas coberturas é motivo de intensos debates no meio científico, visto que, não se tem uma definição clara de sua gênese. Brito Neves *et al.*, (2005), comenta que o início dessa sedimentação data do final do Paleógeno a início do Neógeno. Barbosa e Braga (1974) se referiram a esses sedimentos como depósitos correlatos de um aplainamento posterior à deposição da

Formação Barreiras e descreveram os mesmos como areias esbranquiçadas ou creme, mal selecionadas, de granulometria fina a grossa, com grãos de quartzo subangulosos, feldspato não decompostos, palhetas de micas e concentrações de minerais pesados.

Estes sedimentos podem representar o que Tatumi *et al.* (2008) e posteriormente Alves e Rossetti (2016), definiram como sedimentos Pós-Barreiras. Compreende um nível basal conglomerático, caracterizado pela presença de seixos de quartzo angulosos, lamitos seixosos a arenosos recobertos por areias inconsolidadas brancas a creme, de granulação fina a média (GUIMARÃES *et al.*, 2017).

Para Brito Neves *et al.* (2008) esses sedimentos fazem parte de uma Unidade Lito-Estratigráfica Informal, denominando-a de “Areias Brancas”. Segundo os autores, são areias geralmente claras, uniformes, bem selecionadas, com menos de 20% de silte e argila, só muito localmente apresentam estratificação, marcada por vários níveis de solos orgânicos e discordâncias subparalelas. Muito provavelmente estas areias são provenientes de distintas fontes e processos ainda muito pouco estudados.

5.2.9.2 Depósitos Litorâneos de Praia (Q2lp)

Estes sedimentos encontram-se depositados entre a linha de baixa-mar e os terraços holocênicos, tendo geralmente pequena inclinação no sentido do mar. São observadas em toda a extensão litorânea da área de estudo, sendo sua granulometria muito heterogênea (Fig. 15, pág. 60).

Apresentam granulação, em geral, variando de areia fina a média, moderadamente selecionados, sendo compostos essencialmente por grãos subangulosos a subarredondados de quartzo. Contudo, em algumas praias, há presença de minerais pesados e bioclastos (VALENÇA e SOUZA, 2017).

5.2.9.3 Depósitos Aluvionares (Q2a)

São resultantes de sedimentos oriundos de rios atuais carregados por seus canais fluviais meandantes, sendo constituídos de sedimentos arenoargilosos, com granulação e morfologia variadas. Nesses depósitos são frequentes a presença de canais fluviais associados a uma intensa ocupação antrópica (BRASIL, 2002; GUEDES, 2002). Na área estão presentes nos vales dos principais rios e riachos (Fig. 15, pág. 60). Nesses depósitos é frequente a presença de canaviais e mineração de areia.

5.2.9.4 Depósitos de Manguê (Q2m)

São representados por sedimentos lamosos (arenosos, silticos e argilosos). Segundo Valença e Sousa (2017), a fração arenosa é composta predominantemente de quartzo, com pouca mica e alguns minerais pesados. A fração argilosa que é a dominante é constituída essencialmente de caulinita, esmectitas e ilitas. De forma geral, os depósitos de manguê apresentam grande quantidade de biodetritos (VALENÇA e SOUZA, 2017). Na área de estudo, os depósitos de manguê ocorrem com grande frequência e com dimensões variáveis, podendo avançar para o interior do continente aproximadamente 12 km, nos complexos estuarinos do rio Paraíba e Goiana os maiores da área de estudo. Esses depósitos podem ser observados também de forma expressiva nos estuários dos rios Abiaí, Gramame e Itapessoca (Fig. 15, pág. 60).

6 SÍNTESE CLIMÁTICA DA REGIÃO

A circulação atmosférica atuante sobre a área de estudo e suas adjacências é resultado, em geral, do dinamismo atmosférico superior, o qual se configura através da circulação global. Os processos físicos interativos dessa atmosfera superior estabelecem, influenciam e controlam os centros de ação, os quais determinam o comportamento da atmosfera em nível de grandeza inferior (PEREIRA *et al.*, 2012).

O regime pluviométrico no nordeste do Brasil está condicionado a sistemas atmosféricos de média escala. Embora esses sistemas comandem a dinâmica atmosférica regional, estão subordinados aos seguintes sistemas atmosféricos controladores da escala sinótica: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Vórtice Ciclônico de Ar Superior (VCAs), Massa Polar Atlântica (MPA), Massa Equatorial Continental (MEC), Massa Equatorial Atlântica (MEA), Massa Tropical Atlântica (MTA) Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs), Aglomerados Convectivos ou Ondas de Leste (OL), bem como outros sistemas que abrangem uma menor área geográfica, como, por exemplo, o fenômeno da Brisa Marinha e Terrestre (FERREIRA & MELLO, 2005).

A compreensão da dinâmica atmosférica local desempenha um papel importante na definição dos tipos climáticos de uma determinada região. Situada na faixa tropical, em uma área de transição entre o litoral e o agreste, a área estudada possui dois regimes climáticos marcados por pequenas diferenças na distribuição das precipitações e elevadas temperaturas médias anuais. O resultado dessa interação são climas quentes, úmidos e subúmidos, com temperaturas elevadas e baixa variação sazonal da temperatura do ar.

O clima predominante na área de estudo é o tropical úmido, e as médias das temperaturas anuais situam-se em torno de 25°C, apresentando índices pluviométricos que oscilam entre 1500 e 1700 mm, com chuvas bem distribuídas durante todo o ano, sendo mais intensas nos meses de outono e inverno e sem apresentar meses totalmente secos (MELO, 2003).

Ainda segundo o supracitado autor, o período chuvoso é caracterizado pelas precipitações de outono-inverno, e tem os meses de abril a julho como os mais representativos desse período. Neste regime observam-se elevadas taxas pluviométricas associadas a altos valores térmicos, enquanto que os períodos de menores precipitações, caracterizando o período seco, correspondem aos meses de setembro a janeiro, equivalentes a primavera e ao verão no hemisfério sul. As precipitações pluviométricas sobre a área estudada possuem um padrão geral no sentido Leste-Oeste, favorecidas pela interação entre os sistemas atmosféricos de meso e macro escala que transportam a umidade do oceano Atlântico na direção do continente.

7 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Para se elaborar um material científico, é indispensável levar em consideração uma sequência lógica de atividades para que se possam obter os resultados pretendidos de forma organizada e sistemática. Nesse sentido, é preciso estar atento à metodologia que se pretende utilizar para se obter os resultados. Segundo Furrier (2007), a metodologia se configura como a espinha dorsal da pesquisa. Já para Freitas (2012), a metodologia é entendida como o conjunto de métodos, regras e postulados que é de fundamental importância para a pesquisa.

A caracterização e análise que se pretende alcançar no presente trabalho não será baseada apenas num acúmulo de dados e fatos, mas, sim, nas interpretações desses dados e fatos observados baseadas em estudos similares e/ou empíricos.

A metodologia empregada nesta pesquisa foi desenvolvida a partir da obtenção de atributos referentes ao terreno (características geológicas e geomorfológicas), à bacia hidrográfica, seguida de análise morfométrica da rede de drenagem, onde esses parâmetros serviram de base para avaliação das condições físicas do terreno e também para detecção de prováveis deformações neotectônicas.

Inicialmente, como em qualquer pesquisa de caráter científico, foi efetuado um levantamento detalhado de bibliografia sobre os temas abordados neste trabalho e, também, sobre a área de estudo, possibilitando a elaboração de uma revisão de leitura consistente para o melhor desempenho da pesquisa. Os principais temas abordados no levantamento bibliográfico são: Geologia, Geomorfologia, neotectônica, características estruturais do terreno e bacia hidrográfica.

O levantamento bibliográfico foi desenvolvido da seguinte forma: primeiramente levantou-se todo o material disponível no Laboratório de Estudos Geológicos e Ambientais (Legam) no Departamento de Geociência da UFPB, como, por exemplo, teses, dissertações e artigos científicos publicados, além de adquirir materiais cartográficos fornecidos por esse laboratório. Em seguida, procurou-se levantar produções científicas via *Internet*, onde foi adquirida uma boa quantidade de materiais livres e disponíveis, e no Portal de Periódicos da Capes, que forneceu o levantamento de artigos científicos disponíveis de forma não gratuita, a exemplo do periódico *Tectonophysics*, que abrange uma área de conhecimento nas Ciências Geomorfológicas, Geológicas e demais Ciências da Terra, incluindo assuntos como tectônica, o que é de fundamental importância para o referencial desta pesquisa.

Para obtenção, análise e quantificação das características físicas do terreno, utilizou-se como instrumento base 24 cartas topográficas na escala de 1:25.000, apresentando equidistância entre as curvas de nível de 10 m, possuindo também algumas curvas com equidistâncias de até 5

m nas áreas de relevo mais plano, o que fornece uma boa precisão, não fugindo de forma alguma das características reais do terreno.

As cartas topográficas com escala de detalhe constituem uma base importante para mapeamentos sistemáticos e desenvolvimento de pesquisas que se dedicam aos estudos geomorfológicos e áreas afins, uma vez que os produtos cartográficos elaborados possibilitam a compreensão de diferentes características físicas do relevo (BARBOSA e FURRIER 2012; SOUZA e FURRIER, 2019).

Para a confecção dos materiais cartográficos aqui apresentados, utilizou-se de técnicas de geoprocessamento e de sensoriamento remoto. Toda a rede de drenagem foi extraída manualmente por meio de vetorização, sendo, com isso, possível realizar a análise qualitativa e quantitativa das bacias, sub-bacias e canais fluviais presentes na área.

Os procedimentos operacionais se iniciaram com a obtenção das cartas topográficas fornecida pela Sudene e, logo após, a sua digitalização, sendo vetorizada em *software* específico. O procedimento de vetorização foi manual, o que forneceu a precisão necessária e uma análise minuciosa da área, pois se vetorizou cada curva de nível, o que proporcionou resultados bastante confiáveis.

Vetorizaram-se os seguintes elementos: curva de nível, hidrografia, pontos cotados, malha rodoviária e limites administrativos. Portanto, embora muito mais trabalhoso, a vetorização das cartas topográficas na escala de detalhe de 1:25.000 forneceram uma boa precisão dos elementos que serão trabalhados nessa pesquisa, como relevo e hidrografia.

Dessa forma, o tratamento das cartas topográficas foi, primeiramente, a sua digitalização, etapa que, segundo Fitz (2008), compõe um processo em que um produto como um mapa ou imagem é introduzido no computador por meio de um *scanner*, que fotocopia digitalmente o material por um procedimento de rasterização, e quando essa etapa é concluída a imagem estará em formato *raster*.

A partir da vetorização das cartas usadas como base, tornou-se possível, mediante a utilização de *softwares* especializados, elaborar cartas temáticas de altimetria e declividade (hipsométrica e clinográfica), e o Modelo Numérico do Terreno (MNT). Produziram-se ambas as cartas com a utilização das curvas de nível das cartas topográficas com equidistância de 10 metros entre as curvas.

De acordo com Dikau (1989) e Silveira *et al.* (2014), as técnicas aplicadas em mapeamentos digitais viabilizam o cruzamento de informações e resultados obtidos a partir de bases de dados variadas, sobre os quais é possível identificar com detalhe as feições do relevo.

7.1 ELABORAÇÃO DOS PRODUTOS CARTOGRÁFICOS

Após a obtenção dos arquivos vetoriais, iniciou-se o georreferenciamento dos dados espaciais. Em seguida, esses vetores passaram por um trabalho de edição para correção de pequenos erros cometidos no processo de vetorização (duplicidade de linhas, excesso de vértices, erro nos valores das curvas de nível etc.). Feita a correção, os arquivos foram unidos e, posteriormente, recortados, restando apenas os dados da área selecionada para o trabalho. De posse dessas informações, teve-se início a elaboração dos mapas por meio de dados geológicos, topomorfológicos e das formações espaciais.

7.1.1 Elaboração do Modelo Numérico do Terreno (MNT)

Uma das modelagens mais utilizadas nas geotecnologias atualmente diz respeito à elaboração de Modelos Numéricos do Terreno (MNT). Tais nomenclaturas obedecem à ideia de que esse tipo de modelagem procura representar numericamente o comportamento da superfície do planeta. O MNT é uma representação matemática da distribuição espacial de uma determinada característica vinculada a uma superfície real. A superfície é, em geral, contínua e o fenômeno representado pode ser variado (LOPES *et al.*, 2006).

Segundo Fitz (2008), pode-se afirmar que os MNTs podem ser representados matematicamente por meio de pontos e linhas (no plano) ou grades de pontos e polígonos (para superfícies tridimensionais). Esses modelos proporcionam, portanto, a possibilidade de construção de uma superfície tridimensional a partir de atributos de dados dispostos no sistema.

Com a ajuda do *software ArcGIS 10.5* para a cartografia, procedeu-se a geração do modelo *Tin*, no qual se atribuiu intervalos aos valores das curvas de nível (isoípsas). O segundo passo foi à geração de uma imagem *raster*, por meio das isoípsas. A sobreposição das curvas e da imagem *raster* proporcionou a elaboração do Modelo Numérico do Terreno (MNT).

De posse desses dados, estabeleceu-se, por meio da técnica *épura*, o MNT. Segundo Martinelli (2011), “o conjunto das curvas significará a *épura* – técnica de representação geométrica bidimensional para formas tridimensionais – no plano horizontal de determinada superfície tridimensional”. Nesse momento, foi necessário utilizar as cotas altimétricas para que a triangulação ocorresse com maior precisão, visto que a área se constitui, em grande parte, de uma superfície bastante aplainada.

Para a geração de um MNT, em geral deve-se primeiro realizar um levantamento dos dados disponíveis e procurar caracterizá-los espacialmente. Geralmente trabalha-se com dados pontuais (altitudes no terreno) ou com isolinhas (isoietas, isoterma, isoípsas etc.). Em seguida introduzem-

se os dados no sistema (digitalização/vetorização), estabelecendo os parâmetros de interpolação dos pontos e, por fim, aplica-se o módulo do respectivo *software* para a geração do modelo (FITZ, 2008).

O MNT foi essencial para confecção das cartas hipsométrica e clinográfica. A análise dessas cartas temáticas foi de fundamental importância na elaboração deste trabalho, pois se pôde observar várias discrepâncias topográficas, diferentes níveis de entalhamento, padrões assimétricos de várias bacias hidrográficas adjacentes e inflexões bruscas em vários rios da região.

7.1.2 Elaboração do mapa Hipsométrico

As técnicas utilizadas para a elaboração das cartas temáticas (hipsométrica e declividade) necessitaram de cálculos matemáticos executados por *softwares* específicos. Após a vetorização das cartas topográficas, transportaram-se as curvas de nível para esse *software*, no qual se fez os cálculos que resultaram nas cartas de altimetria e declividade.

Para se ajustar as características do terreno da área estudada, formada predominantemente por baixas altitudes, delimitaram-se os intervalos, do mapa altimétrico, a cada 10 m, até o intervalo de 20 m e, a cada 20 m, até o limite de 220 m, que é o ponto mais elevado da área em questão, a equidistância de 10 m inicial é para delimitar, com precisão, as planícies e terraços fluviais. O uso da hipsometria possibilita, ainda, reconhecer o relevo de uma determinada área com maior precisão, auxiliando em tarefas de planejamento, ao inferir as áreas de maior probabilidade a inundações, movimentos de massa e erosão dos solos.

7.1.3 Elaboração do mapa Clinográfico

A declividade é a inclinação maior ou menor do relevo em relação ao horizonte. Na representação em curvas de nível, quanto maior for a inclinação tanto mais próximas se encontram as curvas de nível; inversamente, elas serão tanto mais afastadas quanto mais suave for o declive. O mapa clinográfico fornece informações do gradiente altimétrico do terreno, servindo de base para identificação de vertentes, encostas e áreas alagáveis.

O mapa clinográfico, foi elaborado a partir de dados construídos para este estudo, sendo, portanto, compatível com a escala do trabalho. Segundo Valeriano (2008), as classes de declividade podem ser representadas em graus ou em porcentagens. Para este estudo, optou-se pela representação em porcentagens, seguindo a metodologia proposta pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) (BRASIL, 2006).

De acordo com Brasil (2007), qualificam condições de declividade, comprimento de encostas e configuração superficial dos terrenos, que definem as formas dos modelados (formas

topográficas). As distinções são empregadas principalmente para prover informações sobre possibilidade do emprego de equipamentos agrícolas e facilitar inferências sobre susceptibilidade à erosão dos vários ambientes. Seguindo esses critérios o Brasil (2006) reconhece as seguintes classes de relevo:

1. **Plano a Suave Ondulado** - superfície de topografia ligeiramente movimentada, constituída por conjunto de pequenas colinas ou outeiros, ou sucessão de pequenos vales pouco encaixados (rasos), configurando pendentes ou encostas com declives entre 0 até 8%.
2. **Ondulado** - superfície de topografia relativamente movimentada, constituída por conjunto de medianas colinas e outeiros, ou por interflúvios de pendentes curtas, formadas por vales encaixados, configurando em todos os casos pendentes ou encostas com declives maiores que 8% até 20%.
3. **Forte Ondulado** - superfície de topografia movimentada, com desníveis fortes, formadas por conjunto de outeiros ou morros, ou por superfície entrecortada por vales profundos, configurando encostas ou pendentes com declives maiores que 20 até 45%.
4. **Montanhoso** - superfície de topografia vigorosa, com predomínio de formas acidentadas, usualmente constituídas por morros, montanhas, maciços montanhosos e alinhamentos montanhosos, apresentando desnivelamentos relativamente grandes e declives fortes ou muito fortes, predominantemente maiores de 45 até 75%.
5. **Escarpado** - áreas com predomínio de formas abruptas, compreendendo superfícies muito íngremes e escarpamentos, tais como: aparados, frentes de cuestras, falésias, vertentes de declives muito fortes, usualmente ultrapassando 75%.

7.1.4 Elaboração do mapa Geomorfológico

A cartografia geomorfológica é importante para o estudo do relevo, pois a confecção do mapa geomorfológico fornece um produto capaz de sintetizar, por intermédio de procedimentos técnico-metodológicos, os resultados das respectivas investigações (ROSS, 1992).

O mapa geomorfológico da área pesquisada, foi produzido com base na metodologia proposta por Ross (1992) e adaptada por Furrier (2007), Furrier e Cuervo (2018) e Souza e Furrier (2019) para melhor representação e espacialização taxonômica do relevo. Na pesquisa em questão, também foram realizadas algumas adequações escalares para representação de toda a hierarquia taxonômica, alcançado a representação das formas menores naturais e antrópicas (6º táxon). Sua

confeção tomou como base cartográfica o recorte da área das 24 cartas topográficas na escala de 1:25.000, mapas hipsométricos e clinográficos e o MNT gerado. A partir desse material, foram estabelecidos seus respectivos táxons.

Ross (1992) definiu como parâmetros de classificação as formas e a abrangência de cada unidade taxonômica. Dessa forma, o autor estabeleceu seis níveis taxonômicos, quais sejam: morfoestrutura, morfoescultura, padrões de formas do relevo, tipos de formas do relevo, tipos de vertentes e formas de processos atuais naturais e antrópicos, que serão apresentados a seguir, sendo importante salientar a importância da escala para essas subdivisões proposta pelo referido autor (Figura 20).

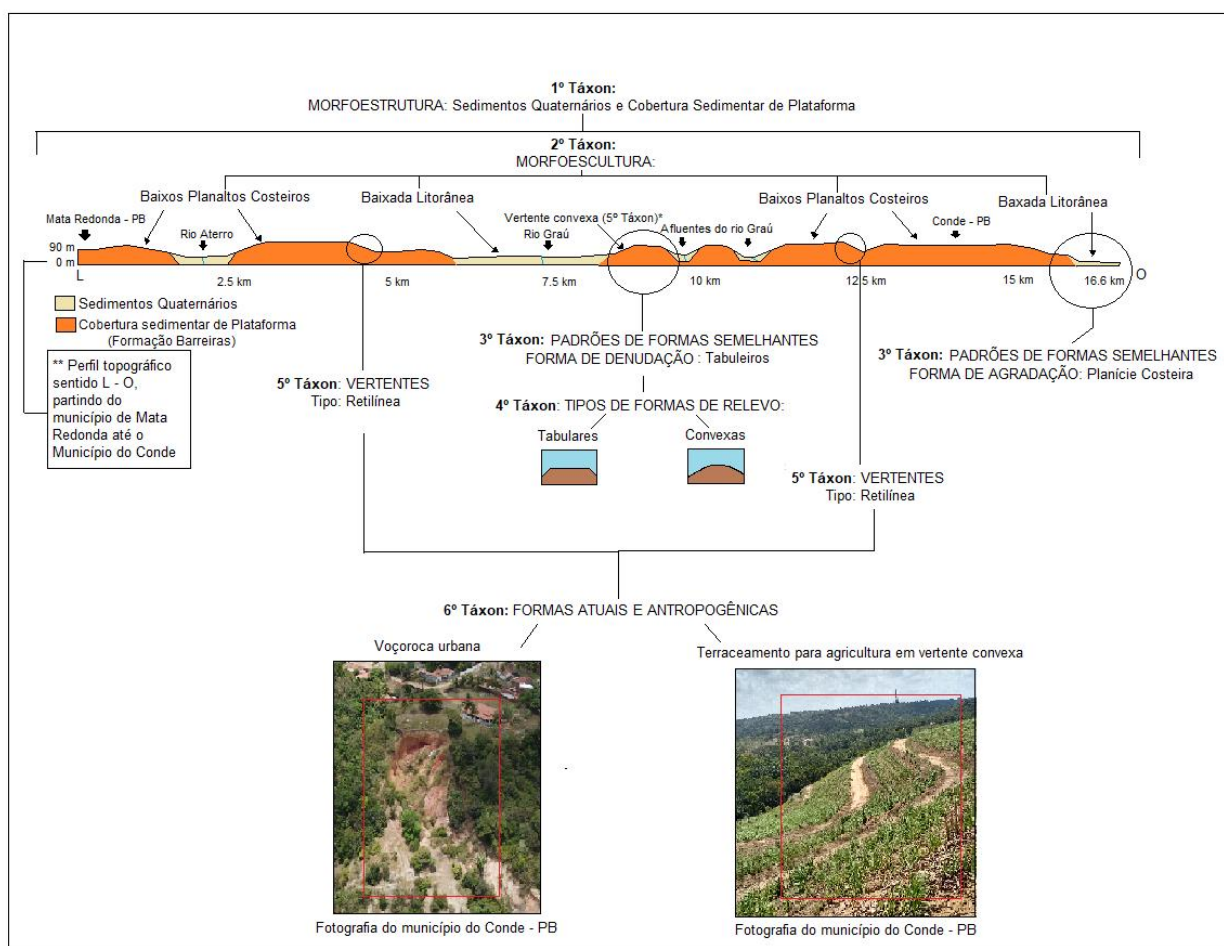


Figura 20 – Unidades taxonômicas de classificação do relevo segundo Ross (1992). **Fonte:** Adaptado de Ross (1992).

Esse sistema taxonômico, de acordo com sua ordem de grandeza, foi apresentado no mapa por meio de cores, tonalidades de cores, polígonos, letras-valores e símbolos. Dessa forma, o mapa final consegue demonstrar os vários níveis de grandeza do relevo.

Na pesquisa em questão, baseado nessa metodologia, o primeiro passo foi definir as unidades taxonômicas para a área de estudo. Para um melhor entendimento todo o processo será descrito a seguir em 6 passos:

1º passo: determinação do 1º táxon, referente à morfoestrutura. Para delimitar o primeiro táxon, foram consideradas as informações geológicas apresentadas por Brasil (2002); Brito Neves *et al.* (2009), Guimarães *et al.*, (2017) e Valença e Souza (2017).

2º passo: determinação da morfoescultura, das grandes formas de relevo que predominam na área. Esse táxon foi delimitado a partir das formas de relevo dominantes em cada morfoestrutura.

3º passo: determinação dos padrões de forma do relevo. Para determinação desse táxon é necessário o uso de uma imagem sombreada, imagem de satélite, recorte geológico e das cartas topográficas, onde se podem ver os padrões de forma do relevo, desde formas de denudação e de acumulação. A partir dessas informações é possível estabelecer as formas dominantes em cada setor da área de estudo.

4º passo: determinação dos tipos de forma de relevo. Os tipos de formas de relevo, que representam o quarto táxon, foram obtidos considerando as informações encontradas no terceiro táxon e no índice de dissecação do relevo. Para se obter o índice de dissecação de cada área, foi considerado o entalhamento médio do vale do canal principal da bacia de drenagem e a sua respectiva dimensão interfluvial. Na presente pesquisa, para obtenção do índice de dissecação, foram traçados perfis sobre os canais fluviais representados na hidrografia da área e, posteriormente, calculados os respectivos valores referentes aos entalhamentos dos vales, por meio das curvas de nível, e às dimensões interfluviais, a partir do tamanho em centímetro de cada perfil traçado.

5º passo: o quinto táxon é referente a elaboração dos perfis topográficos. O procedimento foi feito em um *software* específico utilizando a imagem sombreada com as curvas de nível e as cotas altimétricas. Para geração dos perfis topográficos foi necessário em primeiro lugar estabelecer a localização dos perfis a serem traçados, as localizações desses perfis serão tratadas nos resultados dessa pesquisa. Além desses, foram realizados perfis topográficos especialmente para a realização do índice morfométrico Razão Fundo/Altura de Vale, sendo o procedimento o mesmo para ambos os grupos de perfis. Após terem sido traçados os perfis, obedecendo aos desníveis topográficos da área, em um segundo momento esses perfis foram editados em um *software* de edição de imagens, onde foi determinado o seu exagero vertical, sendo esse parâmetro imprescindível em um perfil topográfico.

6º passo: O sexto táxon é resultante de processos atuais, por exemplo, ravinas, voçorocas e bancos de assoreamento, além de formas produzidas pelo homem, como cortes e aterros, mineração, entre outros. Nesse caso, o material usado foi imagem de satélite e idas a campo, onde as formas foram verificadas e depois plotadas com o auxílio de um GPS.

De posse da metodologia iniciou-se a seleção das unidades de relevo a serem representadas no mapa geomorfológico da área de estudo. Os procedimentos adotados na confecção do mapeamento foi o de vetorização poligonal, seguido de convenções cartográficas adaptadas do IBGE (BRASIL, 2009).

7.2 APLICAÇÃO DOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

7.2.1 Índice Relação Declividade/Extensão (RDE) (HACK, 1973)

Esse índice foi aplicado para avaliar a intensidade de eventos tectônicos na configuração altimétrica cabeceira/foz dos canais fluviais. Etchebehere *et al.* (2006) relatam que o RDE pode ser aplicado a toda a extensão da drenagem (RDE_{total} ou RDE_t), o que possibilita uma avaliação regional de grandes áreas ou apenas RDE de seguimentos de drenagens ($RDE_{segmento}$ ou RDE_s), que têm relação mais local, aplicando-se à análise tectônica de detalhe. O RDE seguimento e o RDE total serão calculados pelas seguintes fórmulas:

$$\begin{array}{ll} \text{RDE total} & \text{RDE seguimento} \\ RDE_t = \frac{\Delta h}{\ln L} & RDE_s = \frac{\Delta h}{\Delta l} \cdot L \end{array} \quad (1)$$

De posse da rede de drenagem vetorizada foi possível escolher os canais mais representativos para aplicar o RDE. A escolha dos seguimentos para aplicar o RDE_s foram feitos mediante análise morfológica prévia e selecionadas as bacias hidrográficas que indicavam alguma anomalia aparente.

Foram aplicados o RDE_t e o RDE_s em canais que apresentam maior diferença altimétrica entre a cabeceira e a foz, visualizadas a partir das curvas de nível nas cartas topográficas. Na escolha desses canais foram consideradas, também, as espacialidades das diferentes áreas de abrangência da geologia, da rede de drenagem e da geomorfologia.

A obtenção dos valores altimétricos da cabeceira e da foz de cada canal na aplicação do RDE_t se deu com o auxílio do *software* Spring 5.2. Para tanto, foi selecionada a opção **MNT** e depois a opção **Perfil**. A partir daí foi traçada uma reta entre os pontos de cabeceira e foz de cada canal, resultando na geração de um perfil com as informações altimétricas desses pontos.

Os comprimentos desses canais foram extraídos a partir das informações constantes nas propriedades de cada canal vetorizado. Esses canais foram divididos em seguimentos, preservando seus respectivos valores de extensão.

Para avaliação da intensidade de anomalias verificadas a partir da aplicação do RDE_t e RDE_s nos cursos selecionados, foram considerados os parâmetros apresentados por Andrades Filho (2010) e Andrades Filho e Rossetti (2015), que consideram $RDE_{(total)}$ e $RDE_{(trecho)} = 2$ como o limiar inferior da faixa de anomalias, e por Sebeer e Gornitz (1983), que determinam categorias de intensidade de anomalias, onde: as anomalias de 1ª ordem (de intensidade maior) referem-se aos valores iguais ou superiores a 10; e as de 2ª ordem (de menor intensidade) referem-se aos índices que apresentam valores de 2 a inferiores a 10.

7.2.2 Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV) (BULL e MCFADDEN, 1977)

Diferenças óbvias nas morfologias transversais de vales, como *canyons* confinados em forma de V ou vales largos em forma de U, podem ser descritos por uma relação simples: a razão entre o fundo e a altura do vale (BULL e MCFADDEN, 1977). Segundo esses autores a análise dessa relação indica se o fluxo de água está erodindo o vale de forma acelerada por causa de alguma modificação do nível de base à jusante, oriunda de atividade tectônica, ou se está erodindo lateralmente as vertentes do canal, indicando, assim, estabilidade tectônica.

Na escolha dos vales para aplicação do RFAV, foram analisados os mapas hipsométricos e clinográficos, para identificar os vales mais profundos que apresentam declividades mais acentuadas e o recorte geológico da área para traçar os perfis preferencialmente em vales com litologia homogênea em ambos os lados do canal.

El Hamdouni *et al.*, (2008) afirmam que os valores altos de RFAV são geralmente atribuídos a vales com forma de “U” e os baixos referem-se a vales em forma de “V”, sendo utilizados para quantificar a morfologia do canal. Os autores afirmam, ainda, que valores baixos de RFAV indicam processos de incisão, que são comumente associados a soerguimentos tectônicos. Para aplicar o RFAV se utilizou da seguinte fórmula:

$$Vf = 2 Lfv / [(Ade - Efv) + (Add - Efv)] \quad (2)$$

Os valores que necessitam ser obtidos na aplicação do RFAV nos vales escolhidos são os seguintes: (a) Altitude do divisor esquerdo do vale (*Ade*); (b) Altitude divisor direito do vale (*Add*); (c) Elevação do fundo do vale (*Efv*); e (d) Largura de fundo do vale (*Lfv*).

Esses valores foram obtidos na presente pesquisa utilizando o *software* Spring 5.2. Para tanto, foi acionada a opção **MNT** e depois a opção **Perfil**. Posteriormente, a partir dos pontos escolhidos nos vales para aplicação do índice, foi traçado um perfil transversal sobre o canal. Como

esse perfil foi traçado utilizando o **MNT**, onde estão registrados os valores de x, y e z, será gerado um gráfico com as informações necessárias.

Na interface deste gráfico, os valores podem ser extraídos acionando a opção **Localizador** que está inserida na barra de tarefas. Ao acionar essa opção pode-se obter qualquer valor referente à altitude (m) e à distância (m) do perfil traçado, pois, ao passar o *mouse* sobre o perfil gerado, tais informações (altitude e distância) são apresentadas em linha e coluna. A linha (horizontal) representa os dados altimétricos e a coluna (vertical) os valores de distância do ponto inicial do perfil. Dessa forma, foram obtidos os valores altimétricos dos divisores esquerdo e direito dos canais.

A intensidade dos valores alcançados com aplicação do índice de Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV) foram baseados nas observações de Silva *et al.* (2003), os quais sugerem que os valores de RFAV menores que 1 sejam indicadores de tectônica recente e os maiores que 1 de estabilidade tectônica.

7.2.3 Índice Fator Assimétrico (FA) (HARE e GARDNER, 1985)

Para aplicação desse parâmetro morfométrico, foram selecionadas bacias e sub-bacias cujo arranjo da drenagem possua total inserção na área de estudo e que demonstrem, no padrão da drenagem, algumas prováveis evidências de assimetria na rede de drenagem. O Fator Assimétrico é definido pela seguinte equação:

$$FA = 100 (Ad/At) \quad (3)$$

A aplicação do FA realizou-se no *software* Spring 5.2, utilizando os produtos vetorizados anteriormente nas cartas topográficas. Dessa forma, geraram-se PIs referentes a cada área selecionada e seus respectivos canais principais, onde se delimitou, por meio de uma vetorização, as respectivas áreas da margem direita e total dessas bacias, para se gerar um relatório pelo *software* de sua área total em km²; posteriormente, a operação é repetida na margem direita do canal principal, para que se gerasse um relatório com o valor de área (km²) dessa margem. Após a obtenção dos dados, lançam-se os valores na equação para obtenção dos resultados.

De posse do resultado, foi subtraído o valor 50. O valor resultante desta subtração foi computado em módulo ($|FA-50|$). Dessa forma, as bacias hidrográficas foram então classificadas em graus de intensidade de assimetria descritos por Andrades Filho e Rossetti (2015): baixa ($0 < |FA-50| \leq 7$), média ($7 < |FA-50| \leq 15$) e alta ($15 < |FA-50|$). O índice FA pode indicar a existência de inclinações tectônicas em escala de bacia de drenagem, sendo aplicado em áreas relativamente extensas (Keller e Pinter, 2002). Quanto mais distante da resultante 50 (abaixo ou acima), mais acentuado é o basculamento do terreno para direita ou esquerda da margem.

7.3 TRABALHO DE CAMPO

Uma etapa de fundamental importância dentro desta pesquisa foram as expedições de campo. Foram realizados vários trabalhos de campo para subsidiar a análise e a produção do mapa geomorfológico aqui apresentado. Como se trata de uma área bastante extensa, só se começou a realizar os trabalhos de campo, de forma sistematizada, após a confecção dos mapas temáticos gerados (hipsometria, declividade e MNT).

Os trabalhos de campo tiveram como objetivo principal a visualização e análise *in loco* das formas anômalas observadas no material cartográfico produzido, referente à geologia, à rede de drenagem e à geomorfologia. Outro motivo plausível para realização dessas visitas foram a obtenção do registro fotográfico, que é fundamental para complementação e entendimento do trabalho escrito.

O registro fotográfico foi realizado em solo com a utilização de câmera fotográfica digital e aéreo com a utilização de Drone (Fabricante: DJI – Modelo: Mavic Pro). A utilização do Drone foi de fundamental importância principalmente para o registro de formas em localidades de difícil acesso, como em áreas privadas.

Outro ponto importante na aplicação do trabalho de campo foi a obtenção de coordenadas geográficas adquiridas por um *Global Positioning System* (GPS) de navegação, da marca Garmin, modelo Etrex 20. Foram georreferenciados, possíveis pontos com potencial para estabelecer correlações espaciais referentes aos atributos físicos da área de estudo com algumas estruturas, a exemplo de falhas, anomalias pontuais de relevo, inflexões nos canais de drenagem, intervenções antrópicas no relevo, entre outros.

Após a aquisição dos dados coletados, iniciaram-se os tratamentos das informações em um Sistema de Informações Geográficas (SIG), no qual se pôde representar pontualmente (as formações espaciais), zonalmente e linearmente (morfologia, geologia, hidrografia e formas antropogênicas) da área de estudo.

8 RESULTADOS E DISCUSSÕES

A organização para apresentação dos resultados e discussões na presente tese se deu em três etapas distintas. Serão apresentados inicialmente os resultados referentes ao material cartográfico produzido. Tal cartografia é constituída, principalmente, pelos mapas temáticos hipsométrico e clinográfico (altimetria e declividade respectivamente). Esse momento inicial consiste na análise qualitativa, para tanto, consideram-se a rede e os padrões de drenagem e suas interações morfológicas com o relevo e a geologia da área de estudo.

Nesta fase será discutida as características relevantes sobre a configuração do relevo e da rede de drenagem visualizadas nos mapas hipsométrico e clinográfico, apresentando as principais características morfológicas e anomalias nos canais fluviais. Em seguida, foi discutida com maior ênfase através do mapa hipsométrico a configuração altimétrica da área e por último, será considerado as correlações dos elementos analisados com a declividade da área de acordo com as informações presentes no mapa clinográfico.

No presente estudo foi levado em consideração dois aspectos de análise para os padrões de drenagem: genérico, que consiste no estudo da disposição dos caudais em relação ao posicionamento das camadas geológicas; e quanto à geometria, dividida em: padrão básico e padrão básico modificado. Os padrões de drenagem modificados, suas definições e morfologias, assim como também, suas possíveis causas serão destacadas para facilitar a análise das assimetrias da rede de drenagem (Figura 21).

Na segunda etapa serão apresentados e discutidos os valores obtidos por meio da aplicação dos índices morfométricos, constituindo, assim, uma análise mais quantitativa para verificação da atuação de atividade neotectônica na configuração do relevo e da rede hidrográfica da área. A análise quantitativa baseada nos diferentes índices morfométricos revelou, em análise individual e conjunta, influência tectônica na morfologia do terreno em diferentes graus de intensidade na dinâmica evolutiva do relevo.

A terceira e última fase dos resultados destacados na pesquisa, consiste na apresentação e discussão do mapa geomorfológico, a partir de uma análise regional e setorizada. No mapa geomorfológico estão correlacionados todos os fatores discutidos no decorrer dessa tese, desde fatores estabelecidos pelas estruturas litológicas e tectônicas até a atuação dos fatores climáticos que, em conjunto, controlam a evolução genética do relevo e da rede de drenagem. Um ponto de grande relevância na análise geomorfológica dessa pesquisa, se refere ao detalhamento das formas naturais e antrópicas apresentadas no 6º Táxon, que em conjunto com as formas maiores de relevo, nos mostra o quadro geral dos compartimentos geomorfológicos da área em análise.





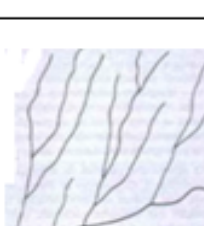
Tipo de anomalia	Morfologia	Definição	Possíveis tipos de causa	Principais trabalhos
Inflexões abruptas (Cotovelo de drenagem)		Inflexões abruptas do canal de drenagem, apresentando inflexões de até 90°.	Esse tipo de anomalia pode está associado a Falhas Normais.	Howard (1967); Schum <i>et al</i> (2000).
Captura de drenagem		Ocorre quando um canal erode mais agressivamente que o outro adjacente, capturando sua descarga por interceptação.	Esse tipo de anomalia pode está associado a Falhas Normais e/ou outra forma de Controle Tectônico.	Schum <i>et al</i> (2000); Bishop (1995).
Bacia Assimétrica		Rio principal deslocado do eixo central da bacia, ocasionando uma diferença significativa de volume entre os canais das margens da bacia.	Pode está associado a Controle Tectônico e/ou Basculamento	Penteado (1974); Cox <i>et al</i> (2001).
Canal com direção sensivelmente retilínea		Rios extremamente pouco sinuosos, o vale é, em geral, apertado, profundo e estreito, e suas vertentes apresentam fortes declives.	Forte indicio de ajustamento a uma Linha de Falha	Penteado (1974).
Paralelismo de drenagem		Padrão de drenagem onde os talvegues são paralelos a sub-paralelos entre si.	Típico de regiões onde houve falhamento em uma única direção e em camadas sedimentares levemente inclinadas.	Howard (1967).

Figura 21 - Tipos de anomalia de drenagem e suas possíveis causas. **Fonte:** Modificado de Lima (2016).

8.1 ANÁLISE MORFOLÓGICA DO RELEVO E PRINCIPAIS INDÍCIOS DE ASSIMETRIA DE DRENAGEM

Podemos destacar a princípio, que para que os mapas temáticos hipsométrico e clinográfico fossem produzidas e, então analisadas, fez-se necessária à utilização de modelos da superfície real em ambiente digital, que foram os Modelos Numéricos do Terreno (MNTs), sem a utilização de tais modelos não seria viável o estudo de grandes extensões de área, tendo em vista que o trabalho de campo não fornece a visão geral sobre o objeto de estudo, dificultando assim sua posterior análise.

Com a geração dos mapas temáticos, é possível realizar uma análise com um bom nível de detalhamento de cunho qualitativo dos dados. Com a utilização do mapa hipsométrico pode-se

avaliar e visualizar a rugosidade do relevo tanto na área dos Tabuleiros Litorâneos (leste) como nas litologias cristalinas (oeste) (Figura 22).

A partir da análise e interpretação das cartas temáticas e, principalmente do mapa hipsométrico da área, foi possível ter uma percepção de uma estruturação marcante de altos e baixos estruturais ocasionados, segundo Furrier *et al.*, (2006), por reativações tectônicas pós-cretáceas, responsáveis por esses soerguimentos e basculamentos de superfícies geomorfológicas que pode ter originado o sistema de *grábens* da costa Leste da Paraíba e Pernambuco, formando altos estruturais e vales, todos praticamente perpendiculares à linha de costa atual. Esse sistema de *grábens* foi especificado por Brito Neves *et al.* (2009), e possui um sentido geral NNE-SSW.

Essa estruturação é responsável pela configuração atual dos Tabuleiros Litorâneos desenvolvidos, principalmente, sobre a Formação Barreiras, com altitudes na área de estudo de até o entorno de 200 m. Os *grábens*, por sua vez, abrigam vales fluviais encaixados em falhas transcorrentes e normais comumente preenchidos por sedimentação aluvial quaternária, muitos deles formando extensos manguezais.

Rossetti *et al.* (2012) citaram a existência de zonas de falha na Bacia Sedimentar Paraíba que definem linhas de drenagens importantes, por exemplo: os rios Gramame, Mumbaba, Mamuaba e Paraíba. Assim, as fortes inflexões dos rios estudados podem estar atreladas às falhas, apresentando, também, nas adjacências das sub-bacias, desníveis topográficos muito distintos para uma cobertura sedimentar e padrões de drenagem atípicos, como o padrão em treliça, radial e paralelo nos afluentes de alguns rios, que, segundo Grotzinger e Jordan (2013), são padrões que se desenvolvem em terrenos de vales e cristas alternados, com rochas dobradas compostas por materiais de diferentes níveis de resistência à erosão, que não é o caso da área em questão.

São encontrados, ainda, os padrões de drenagem retilíneos nos rios Aterro, Gramame, Mumbaba, Mamuaba, Cuiá e inúmeros outros rios e riachos (Figura 22 e 23). O padrão retilíneo ou regular se forma por uma paisagem com falhas articuladas, que direciona os cursos dos rios, conforme Christopherson (2012). Esse padrão se coloca como uma anormalidade, pois em terrenos que apresentam uma conformidade litológica o padrão normalmente seria o dendrítico.

A forma alongada e quase que completamente retilínea dos rios citados e seus tributários assinala possível presença de falhas orientando o curso do rio, apontando, também, a influência tectônica no relevo local. A retilineidade de cursos de água em terrenos sedimentares, constituídos por rochas mal consolidadas, é uma forte evidência de que esse curso está ajustado a uma linha de falha.

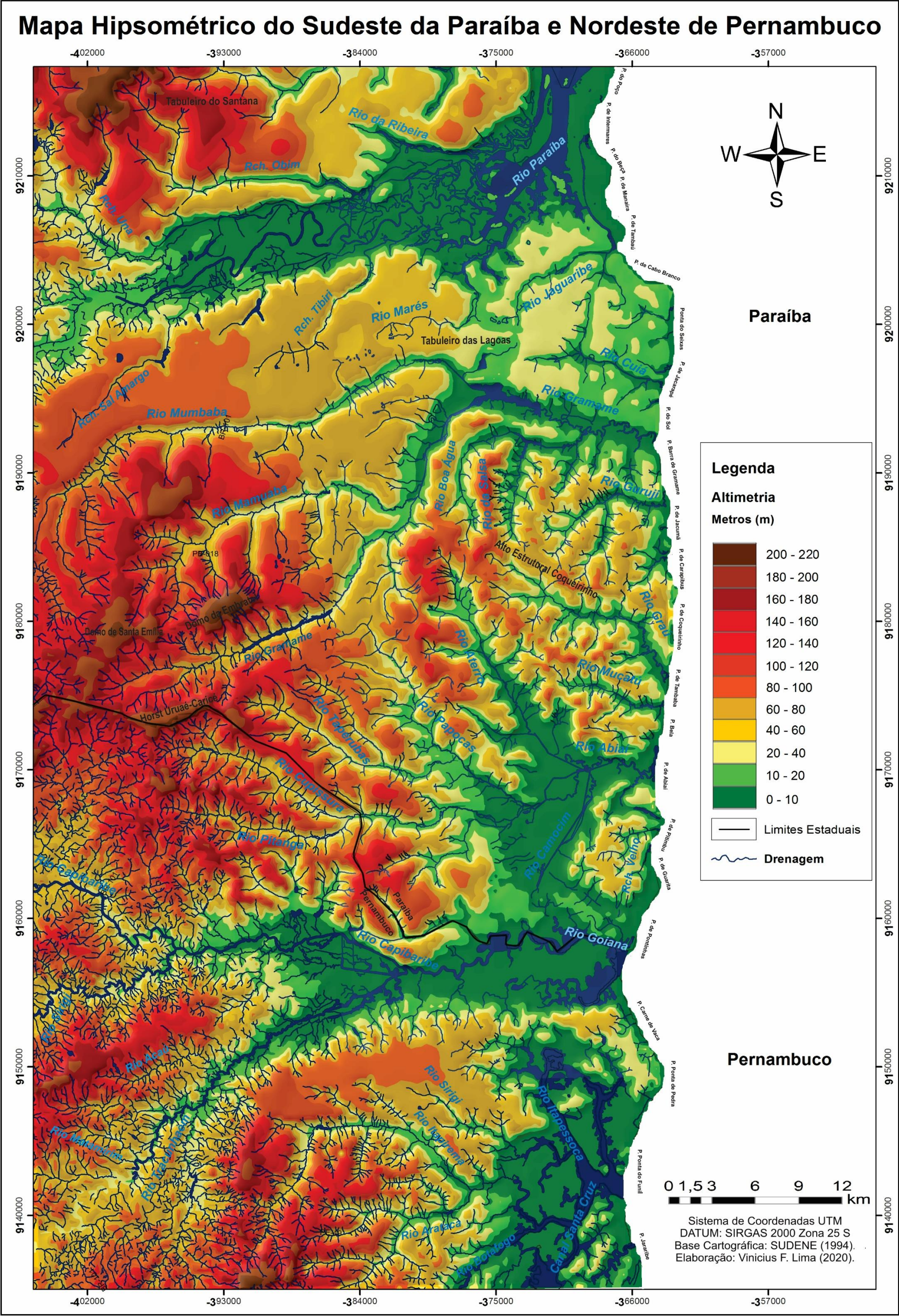


Figura 22 – Mapa hipsométrico da porção Sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco. **Elaboração:** Vinicius F Lima (2020).



Figura 23 – Trecho de rio retilíneo no alto curso do rio Mamuaba. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Com a análise da representação hipsométrica do terreno é possível notar três padrões distintos de dissecação sobre os Tabuleiros Litorâneos e sua retaguarda na área investigada. Esses padrões podem ser delimitados com o auxílio das drenagens representadas na região.

Além da possibilidade da delimitação altimétrica, o mapa hipsométrico evidencia as marcas ou registros deixados pelos processos geológicos que se desenvolveram a partir do Cretáceo superior e que constituem aspectos importantes na configuração da morfologia atual (SAADI, 1993). Esses processos respondem por soerguimentos de blocos, basculamentos de superfícies e por uma intrincada rede de falhas e fraturas que orientaram a dissecação, definindo o relevo. Por outro lado, os processos da dinâmica superficial aumentam os entalhes, esculturando no relevo o modelado superficial do terreno.

O primeiro padrão de relevo se localiza na porção mais a norte da área, delimitada a partir do vale do rio Gramame, próximo ao litoral, seguindo pelo canal principal do rio Mumbaba, mais a oeste. Predominam nessa porção tabuleiros com grandes e bem definidas superfícies aplainadas, entrecortadas por vales fluviais com entalhes moderados (Fig. 22, pág. 90).

Os rios do compartimento ao norte não dissecam com a mesma intensidade, as formações sedimentares da Bacia Sedimentar Paraíba. Nesse compartimento, a rede de drenagem, com exceção da planície do rio Paraíba, apresenta-se mais incipiente, com menor densidade de drenagem e vales com graus de entalhamento inferiores aos constatados na porção sul.

Ao norte do rio Paraíba, os Tabuleiros localizados mais ao leste nas imediações dos municípios de Santa Rita e Lucena, são constituídos de tabuleiros amplos, relativamente planos,

com uma rede hidrográfica pouco densa. Seguindo em direção ao oeste pode-se verificar um alto tectônico (*horsts*), denominado por Brito Neves *et al.*, (2009) como Tabuleiro do Santana, que é cruzado pela BR-101 (Fig. 22, pág. 90), e no qual a Formação Beberibe está alcançando cotas mais elevadas próximas de 200 m sendo exumada pelos principais canais fluviais da região (Fig. 15, pág. 60).

Com relação à assimetria de drenagem, é possível verificar na área inflexões apresentadas nos riachos Obim e Una, onde os mesmos, mudam bruscamente de direção N-S para W-L seguindo em direção à confluência com o rio Paraíba (Fig. 22, pág. 90). É também no riacho Obim onde torna-se possível a verificação da exumação expressiva da Formação Beberibe em toda a extensão do canal (Fig. 15, pág. 60).

Ao sul do Tabuleiro do Santana se situa o *Gráben* do Baixo Paraíba. Nessa área é possível verificar, a partir desta linha de falhas, as cotas do embasamento caindo bruscamente por mais de 100 m (de 180 m, ao norte, para valores até inferiores a 20 m), e aparecem alocados os depósitos dos sedimentos da planície aluvial (Fig. 22, pág. 90). O limite sul desse *Gráben* é descrito por Brito Neves *et al.*, (2004, 2009), como Tabuleiro das Lagoas, marcado por uma linha de falha normal de direção W-SW/E-NE que passa ao longo do riacho Tibiri.

Já ao sul do rio Paraíba, nas proximidades do município de João Pessoa podem ser observadas áreas deprimidas e alinhadas seguindo diversas direções. Essas áreas foram indicadas por Furrier *et al.*, (2006) e Brito Neves *et al.*, (2009), como zonas de descontinuidades, resultantes do desenvolvimento de falhas. Em função da diversidade de movimentos associados ao longo dos planos dessas falhas pode haver ou não soerguimento e/ou rebaixamento de blocos falhados, decorrentes dos esforços tectônicos ocorridos. As áreas deprimidas e as zonas de falhas podem constituir vias de acesso, e as soerguidas, obstáculos ao escoamento das águas pelos rios e a constituição de bacias hidrográficas alinhadas, como pode ser verificado no alinhamento entre as drenagens dos rios Cuiá e Jaguaribe (Fig. 22, pág. 90).

Como exemplo desse controle estrutural pode ser citada a área no entorno da bacia do Rio Gramame onde é possível observar, através do comportamento retilíneo e da mudança brusca na direção do rio, em dois segmentos da calha principal, que essa bacia escoou através de duas falhas dispostas em direções contrárias formando um ângulo de contorção de 90°. A partir da observação do mapa hipsométrico (Fig. 22, pág. 90) e do mapa geológico da área (Fig. 15, pág. 60), é possível notar que as falhas têm direção aproximada SE–NW, correspondendo ao trecho do baixo curso e constitui a fronteira natural entre os municípios de João Pessoa e do Conde, localizado ao sul, enquanto que a falha mais a oeste tem direção NE–SW e corresponde ao setor onde os afluentes Mumbaba e Mamuaba deságuam no médio curso do rio Gramame.

Brito Neves *et al.* (2009), já apontava a continuidade dessa falha seguindo em direção ao norte da área, apresentando uma continuidade sob os tabuleiros, da porção oeste do Município de João Pessoa. As evidências dessa continuidade são registradas através do aumento na dissecação do relevo que se desenvolve sobre os tabuleiros, seguindo a mesma direção da zona de descontinuidade (Fig. 22, pág. 90).

Pode ser apontado também a possibilidade do bloco rochoso localizado a leste do município de João Pessoa, em função dessa zona de descontinuidade, tenha sofrido pequena inclinação nesse mesmo sentido. Um indício dessa evidência é apontado por Furrier (2007) e Araújo (2012) onde os supracitados autores destacam outras evidências que corroboram com essa hipótese como, a ausência de afloramento dos calcários da Formação Maria Farinha e/ou Tambaba no litoral de João Pessoa. Os mesmos, reaparecem bruscamente logo ao sul da desembocadura do rio Gramame, no município do Conde (Fig. 15, pág. 60). Portanto, essa Formação pode estar em profundidade no litoral do município de João Pessoa.

Outra evidência faz referência as bacias hidrográficas que escoam sobre os tabuleiros do município de João Pessoa e drenam linearmente, para leste, obedecendo ao sentido do maior gradiente ou da área que sofreu rebaixamento, contrariando o sentido dos rios localizados ao sul do rio Gramame, que se dispõe de forma paralela a linha de costa (Fig. 22, pág. 90).

A existência de diversos afloramentos do calcário da Formação Gramame na porção oeste do Município de João Pessoa, na margem direita do rio Sanhauá possivelmente são funções simultâneas do processo de dissecação e do basculamento que se desenvolveu na porção leste do município de João Pessoa (Fig. 15, pág. 60).

Na porção a oeste onde predominam a litologia cristalina (Fig. 15, pág. 60), é possível observar as manifestações da atuação da Zona de Cisalhamento Congo e a Zona de Cisalhamento Itambé, refletidas na disposição da drenagem local, apresentando uma densidade de drenagem muito superior que a área sedimentar e com declividades menos acentuadas. Observa-se as evidência dos lineamentos generalizados no relevo e na hidrografia sobre as estruturas geradas por essas zonas de cisalhamento, que atingem de forma inquestionável as litologias cristalinas e também as rochas sedimentares, sendo assim mais uma evidência de que essas estruturas antigas foram reativadas tectonicamente e afetaram os sedimentos miocênicos, estabelecendo em alguns locais, formas de relevo de conotação morfotectônica.

O segundo padrão de relevo observado é delimitado pelo vale do rio Gramame, próximo ao litoral, seguindo pelo canal principal do rio Mumbaba, e o vale do rio Goiana localizado ao sul. Pode-se notar que esse compartimento é o que apresenta os índices de dissecação do relevo, mas significativos da área de estudo. A rede de drenagem desse compartimento apresenta densidade

superior e o entalhamento dos vales fluviais é mais profundo em relação ao compartimento norte (Fig. 22, pág. 90).

Esses entalhamentos mais profundos promovem, com frequência, a exumação de rochas sotopostas da Bacia Sedimentar Paraíba, gerando vastos anfiteatros encaixados, com vertentes complexas de terraços estruturais em função das diferenças litológicas, principalmente entre os calcários da Formações Gramame e os sedimentos areno-argilosos mal consolidados da Formação Barreiras (Figura 24). O que não ocorre no compartimento localizado ao norte, onde os cursos fluviais também entalham o relevo, mas não exumam as formações sedimentares sotopostas de forma significativa, ocorrendo apenas alguns pequenos afloramentos de calcário da Formação Gramame nos vales dos rios Sanhauá e Paraíba.

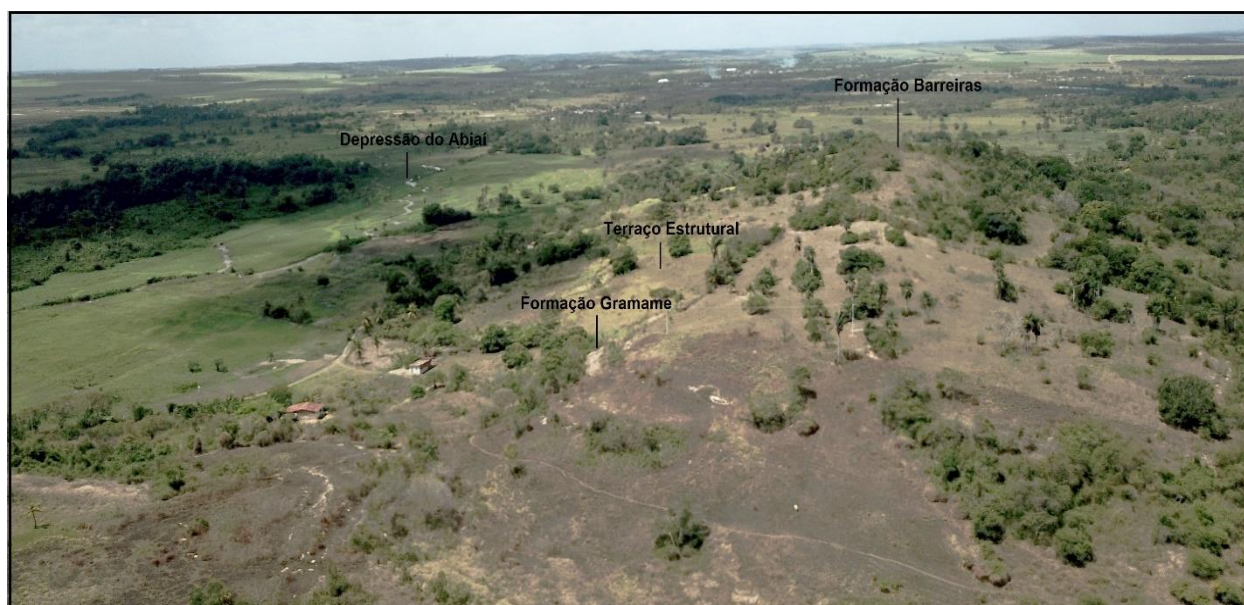


Figura 24 – Terraço estrutural formado pela diferença litológica entre as Formações Barreiras e Gramame em vertente da Depressão do Abiaí. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Uma presença marcante desse compartimento é a existência de um alto estrutural bastante dissecado denominado por Furrier *et al.* (2006), como Alto Estrutural Coqueirinho, localizado entre os rios Gurujá ao norte e Graú ao sul, sendo esse considerado um grande divisor topográfico da região. É possível notar claramente a diferença de rugosidade entre os dois compartimentos citados, além de apontar com nitidez a extensão do Alto Estrutural Coqueirinho dentro da área de estudo e sua influência conspícua nos cursos de água (Fig. 22, pág. 90).

Podemos notar a partir da observação do rio Gurujá, além do notável padrão de drenagem assimétrico com os afluentes da margem direita muito mais avantajados que os afluentes da margem esquerda e com suas cabeceiras apresentando forte entalhe indicativo de recuo acelerado,

percebe-se, também, no seu baixo curso, nas proximidades de sua foz, uma acentuada inflexão, fazendo seu curso mudar da direção W-L para S-N.

Pode-se perceber, também, que os patamares mais elevados e dissecados que se encontram nessa porção, estão intimamente relacionados ao Alto Estrutural Coqueirinho. Fica bastante evidente nesse modelo o forte controle estrutural exercido nas bacias hidrográficas que implica diretamente nas suas configurações e morfologias (Fig. 22, pág. 90).

Seguindo nesse compartimento em direção ao oeste após a BR-101, é possível observar o *Gráben* do Rio Mamuaba, compreendendo toda a área do vale do rio Mamuaba e do baixo rio Mumbaba, que se comporta como um *Gráben* de direção geral NNE-SSW situado do norte de Pedras de Fogo para a confluência Mamuaba-Gramame.

Este *Gráben* já havia sido observado por Brito Neves *et al.*, (2009). Entre os rios Mamuaba e Gramame está desenvolvida uma interessante estrutura circular dômica assentada sobre litologia sedimentar dos depósitos Colúvio-eluviais e da Formação Beberibe, com drenagem centrífuga conspícua e em cujo ápice central está um dos pontos culminantes da área, na torre da Embratel, com 213 m (Fig. 22, pág. 90).

Nas proximidades da estrutura dômica, onde predominam as rochas sedimentares da Formação Beberibe e os depósitos Colúvio-eluviais, é possível encontrar formas de relevo e configurações hidrográficas que podem ser explicadas pela atuação de eventos tectônicos. Podem ser citados como exemplos dessas anomalias a ocorrência de *knickpoints* (cachoeiras) com alinhamento de drenagem e entalhamento forte dos canais de primeira ordem (Figura 25), mudanças abruptas em canais de drenagem que obedecem às direções estabelecidas pelas estruturas regionais, formação de facetas triangulares, capturas de drenagem e rios encaixados em canais profundos e em forma de V (Figura 26).

É importante destacar que para área em questão, desenvolvida sobre terreno sedimentar, o mapeamento de *knickpoints* tem um caráter inédito, não tendo sido observado em pesquisas anteriores. O estudo de *knickpoints* para identificação de atuação tectônica vem sendo utilizado em margens continentais passivas como a do Brasil, por inúmeros pesquisadores a exemplo de Boretto *et al.*, (2020), para costa da Argentina.

Em toda área analisada esse compartimento centro-oeste é o que apresenta as mais impressionantes evidências de controle estrutural na configuração do relevo e da drenagem local. Uma dessas evidências é o comportamento direcional apresentado pelo rio Mumbaba no seu alto curso, que em sua nascente segue um sentido em direção a Depressão Leste do Borborema L-W e em seguida muda bruscamente (cerca de 180°), tomando o sentido dos Tabuleiros Litorâneos em direção ao oceano W-L (Fig. 22, pág. 90).



Figura 25 – Forte incisão em canal com forma de V em tributário do rio Mamuaba com destaques para ocorrência de *knickpoints* com formação de cachoeiras. **Fotos:** Vinicius F. Lima (2020).

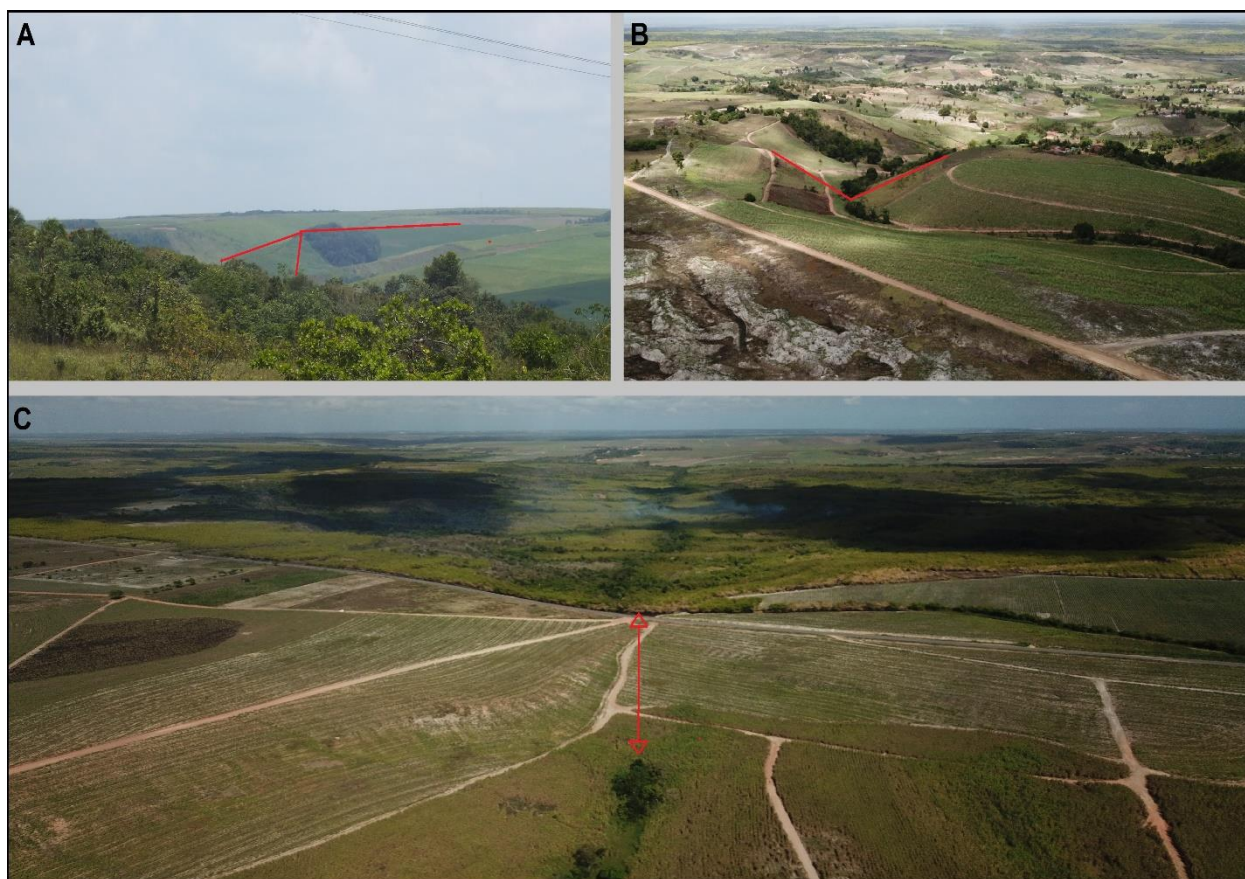


Figura 26 – Configuração morfológica e hidrográfica no entorno do Domo da Embratel. **Nota:** (A) Formação de facetas triangulares nos afluentes sul do Domo da Embratel; (B) Rio de primeira ordem encaixados em canal profundo e em forma de V, afluente ao norte do Domo da Embratel; (C) Possível captura de drenagem a oeste do Domo da Embratel. **Fotos:** Vinicius F. Lima (2020).

Diante desses indícios, essas formas de relevo e da rede de drenagem não podem ser explicadas, ali, simplesmente por diferenciação litológica ou climática, que são homogêneas em sua abrangência, cabendo os ressaltos topográficos em rochas friáveis e de fácil erosão, serem explicadas também, por movimentos verticais que forçam a rede de drenagem a buscar um novo equilíbrio, formando assim esses desníveis altimétricos e a intensa incisão dos vales fluviais.

A oeste do Domo da Embratel, deve ser considerada também a presença de uma elevação similar no substrato cristalino, denominada de Domo de Santa Emília, de onde partem os tributários fundamentais do alto curso do Rio Gramame. Essas duas estruturas dômicas praticamente se tocam, e suas causas e inter-relacionamento ainda carecem de uma investigação de subsuperfície mais aprofundada.

Alguns estudos recentes sugerem que esses domos são uma provável estrutura *push up* e sua origem pode estar relacionada com ativações tardias do *esplay out* do Lineamento Congo-Coxixola, no entanto, suas causas necessitam de uma investigação mais apurada de subsuperfície (BRITO NEVES *et al.*, 2009). Embora sua gênese ainda careça de maiores detalhes, sua influência

no padrão da rede de drenagem local é indiscutível e, portanto, a evolução geomorfológica do entono está extremamente relacionada a eles.

Para o sul da área, deve ser destacado que o *Gráben* do Rio Mamuaba é limitado para sul (já no Estado de Pernambuco) pelo *Horst* Uruaé-Caricé, cujo sistema de falhas começa em Itambé - PE/Pedras de Fogo - PB. Ao sul de Itambé, neste alto estrutural afloram ora rochas do embasamento (Complexo Sertânia), ora da Formação Beberibe associada a incisão dos vales fluviais. Guimarães *et al.*, (2017) aponta que neste alto de embasamento soerguido há várias evidências de tectônica moderna, com basculamentos ostensivos, e a formação de estruturas dômicas alongadas nos vales dos rios Cupissura e Pitanga. Delimitando ao sul do *Horst* Uruaé-Caricé, já no estado de Pernambuco está o *Gráben* ao longo do rio Goiana (Fig. 22, pág. 90).

Enquanto evidência de tectônica moderna nas imediações desse alto estrutural, podemos constatar a inflexão no alto curso dos rios Taperubas e Papocas que segue o sentido da Zona de Cisalhamento Itambé e do alto estrutural Uruaé-Caricé, mudando sua direção em um ângulo de 90° de S-N para W-L (Fig. 22, pág. 90). Tal evidência, corrobora a ideia de influência na morfologia do relevo e na rede de drenagem condicionadas a essas estruturas dômicas alongadas.

Nesse compartimento de forma geral, o relevo desenvolvido sobre as rochas cristalinas, à oeste, apresenta uma hidrografia instalada em vales com baixa incisão e uma rede de drenagem bem desenvolvida, com predominância dos padrões dendrítico e subdendrítico. Nas áreas com maior altitude aparecem os vales mais encaixados e fortes indícios de estruturação do relevo e da rede de drenagem, principalmente nos cursos dos rios Capibaribe e Sirigi. No curso desses rios, Brasil (2011) mapeou falhas tectônicas com direcionamentos NW-SE e SW-NE (Fig. 15, pág. 60), os mesmos direcionamentos assumidos pela rede de drenagem (Fig. 22, pág. 90).

O terceiro compartimento se localiza no extremo sul da área de estudo, delimitado a partir das margens do rio Goiana até as proximidades da ilha de Itamaracá. Essa região se assemelha ao compartimento norte já descrito, apresentando índices de dissecação do relevo menos intensos e com formas tabulares mais representativas próximas ao litoral. Semelhantemente aos compartimentos ao norte, o do sul também apresenta porções de relevo soerguidas e rebaixadas e, às vezes, até basculadas (Fig. 22, pág. 90).

Foram interpretadas várias falhas inferidas de direção NE que possivelmente estão associadas a estruturas antigas do embasamento Pré-Cambriano, e que atuaram como falhas transcorrentes durante o processo de abertura da bacia. Também foram inferidas falhas de direção geral SE-NW que possivelmente representam falhas normais, distensivas associadas à abertura da bacia (Fig. 15, pág. 60). Segundo Valença e Souza (2017) estas falhas normais apresentaram

reativação durante o Paleógeno-Neógeno, e sobre as mesmas se instalou a drenagem recente que forma estuários e bacias hidrográficas litorâneas.

O forte indício de estruturação da drenagem é verificado no rio Itapirema que faz uma mudança brusca no sentido original do seu curso passando de S-N para W-L no seu médio curso. Vários de seus afluentes apresentam drenagem retilíneas em toda a extensão do canal, seguindo planos de falhas discriminadas por Brasil (2014) (Fig. 22, pág. 90).

Na porção oeste desse compartimento, o relevo desenvolvido sobre as rochas cristalinas, à oeste, apresenta uma hidrografia instalada em vales com baixa incisão e uma rede de drenagem bem desenvolvida, com predominância dos padrões dendrítico e subdendrítico. Nas áreas com maior altitude aparecem os vales mais encaixados e fortes indícios de estruturação do relevo e da rede de drenagem, principalmente nos altos cursos dos rios Acaú Matamirim e Tracunhaém (Fig. 22, pág. 90).

É possível observar também no rio Matamirim um controle estrutural exercido em toda a extensão do seu curso onde o mesmo, parece estar encaixado em uma falha, mapeada por Brasil (1991), apresentando um padrão retilíneo no mesmo sentido da falha. Da mesma forma pode-se observar no rio Acaú que muda sua direção de forma brusca no seu alto curso de W-L para NE, mudado novamente no seu baixo curso para direção W-L (Fig. 22, pág. 90).

O relevo dessa área cristalina apresenta feições que corroboram com o viés morfoestrutural e morfotectônico regional na sua configuração, visualizado entre o contanto cristalino e sedimentar é possível verificar duas estruturas circulares dômicas, responsáveis pelo condicionamento da drenagem local. Essas estruturas dômicas se destacam na morfologia desse compartimento, alcançando picos altimétricos acima dos 200 metros (Fig. 22, pág. 90).

A partir da divisa entre a geologia sedimentar e cristalina a oeste, é possível observar a vasta área erodida, com a formação de relevo suave ondulado, sobre rochas do terreno Tectono-Estratigráfico Rio Capibaribe, na Depressão Leste do Borborema.

Essas formas de relevo encontradas, associadas as assimetrias de drenagem, sugerem que essa região está sob forte influência de controle estrutural e exibe feições que expressam reativações dessas estruturas, remetendo assim, a influência tectônica no desenvolvimento da forma, tanto no contexto das formas maiores do relevo e da rede de drenagem quanto nas feições locais.

O mapa hipsométrico elaborado se configurou como uma ferramenta importante, principalmente para as análises de cunho geomorfológico. Essa técnica permite, entre outras, a representação da altimetria de um relevo e sua relação com a incisão dos vales fluviais, também bastante heterogêneos na área. Comparando o mapa hipsométrico com o clinográfico, observa-se

uma grande gama de informações morfológicas e morfométricas do relevo com relação aos seus aspectos estruturais e aos processos morfogenéticos que atuaram na configuração do relevo.

Por meio da análise hipsométrica, é possível observar uma característica bem peculiar na maioria das grandes bacias hidrográficas da região. Percebeu-se que alguns tabuleiros que confinam os vales dos rios apresentam altimetrias distintas entre as porções situadas a esquerda e a direita dos vales fluviais, perfazendo diferenças altimétricas significativas (Fig. 22, pág. 90).

Essa acentuada diferença altimétrica entre os Tabuleiros Litorâneos corrobora a ideia de reativações pós-miocênicas na área e de intensidades distintas, já que, na maioria dos casos, os tabuleiros possuem a mesma litologia e idade, pois foram desenvolvidos sobre a Formação Barreiras.

Como exemplo, podemos citar os tabuleiros da margem esquerda do rio Paraíba que apresentam cotas altimétricas máximas, variando entre 80 e 100 m e os tabuleiros localizados na margem direita do mesmo rio, trecho que inclui o sítio urbano de João Pessoa, apresentam cotas altimétricas máximas, variando entre 40 a 60 m (Fig. 22, pág. 90). Essas diferenças altimétricas podem ser observadas também nos tabuleiros localizados entre as margens direita e esquerda dos rios Mumbaba, Gramame, Abiaí e Goiana.

Essas variações altimétricas dos interflúvios, verificadas na carta hipsométrica, parecem indicar a existência de um controle estrutural na compartimentação dessas unidades de relevo. Segundo Furrier *et al.*, (2006) e Furrier (2007), essas considerações evidenciam a existência de setores de relevo soerguidos ou rebaixados, em função da tectônica regional, como se fosse um teclado de piano.

Devido à diferença altimétrica entre os tabuleiros que confinam esses canais, é possível observar uma rede de drenagem extremamente assimétrica. A importância da análise de tais feições e anomalias de drenagem ocorre, principalmente, quando o substrato litológico é homogêneo. Quando a assimetria da rede de drenagem de uma bacia ocorre sobre um mesmo substrato litológico, as anomalias são tidas como fortes evidências de controle tectônico.

Com ajuda do mapa hipsométrico, constatou-se um pequeno, porém significativo rebaixamento entre as superfícies dos Tabuleiros Litorâneos em que se encontra o sítio urbano de João Pessoa, nas adjacências do entroncamento entre as rodovias BR 101 e BR 230. É um rebaixamento muito suave, onde as vertentes voltadas para o mesmo, praticamente nunca ultrapassam os 30% de declividade (Fig. 22, pág. 90). Esse rebaixamento foi também constatado por Furrier (2007), onde o mesmo autor indica como provável origem desse rebaixamento processos denudacionais favorecidos pelos vários rios que drenam a área como o rio Jaguaribe e

rio Marés. São também visíveis, no mapa hipsométrico, vários morros testemunhos, o que corrobora com a origem denudacional da área.

Já na porção sul da área entre os rios Gramame e Goiana verificam-se as maiores cotas altimétricas da região, onde o ponto culminante atinge aproximadamente 220 m (Fig. 22, pág. 90). Os altos estruturais desse setor, além de serem os marcos divisores principais das redes de drenagens, produzem um padrão de drenagem radial centrífugo, sendo notória a influência desses marcos topográficos na maior parte das nascentes dos cursos de água da região.

Nessa porção da área de estudo o padrão de relevo é nitidamente diferenciado, apresentando um nível de dissecção muito mais elevado que a porção norte, podendo-se observá-la visualmente sem a necessidade de cálculos morfométricos. A utilização de cálculos morfométricos, como o índice de declividade, por exemplo, corrobora o que se observa no mapa hipsométrico.

Entre os vales dos rios Mucatu e Graú, as cotas altimétricas dos topos são bastante elevadas atingindo altitudes superiores a 100 m, em média, e com declividades muitas vezes superiores a 45%. O relevo apresenta-se bastante dissecado, com uma alta densidade da rede de drenagem, diferenciando-se praticamente de todas as outras superfícies da área de estudo.

No rio Graú, percebe-se uma nítida inflexão de aproximadamente 45° próximo de sua confluência. Essa alteração impõe ao curso do rio uma orientação, aproximada, SW-NE, totalmente destoante do sentido inicial. Essas variações de direção no rio Graú e seus afluentes, podem ser atribuídas à presença de barreiras físicas em subsuperfície, por sistemas de falhas ou fraturas, nas quais as drenagens aproveitam para se desenvolver, e/ou distintos soerguimentos de blocos falhados vinculados ao Alto Estrutural Coqueirinho.

A Depressão do Abiaí, localizada no sul da área de estudo, constitui outro importante compartimento morfológico da região. Sua origem pode estar relacionada com a intensa erosão dos arenitos da Formação Barreiras e dissolução dos calcários sotopostos. Segundo Furrier *et al.*, (2006) esses processos foram acelerados por falhas e fraturas, que condicionam atualmente uma rede de drenagem constituída por vários rios e riachos que convergem para a Depressão do Abiaí. Provavelmente, essa intensa atividade mecânica, resultante da convergência da rede de drenagem local, provocou acelerada erosão nessa região.

Pode-se destacar também, outros fatos que reforça essa interpretação, a exemplo dos afloramentos do calcário da Formação Gramame nas vertentes voltadas para a Depressão do Abiaí, que também ocorre em pequenos morrotes testemunhos (superfície reliquiar) e outras elevações no interior da mesma (Figura 27).

No tabuleiro onde se localiza a cidade de Pitimbu, destacamos a bacia do riacho do Engenho Velho, que apresenta um considerável basculamento. As evidências que sustentam essa hipótese estão presentes nas diferentes profundidades do calcário Gramame, verificadas através de poços tubulares perfurados na área descritos por Furrier (2007), que indicam que na porção sudoeste desse tabuleiro, é quase aflorante, em função da intensa dissecação na Formação Barreiras e, para o norte, nas proximidades da cidade de Pitimbu, encontra-se a cerca de 30 m de profundidade. Outro aspecto refere-se a mudança brusca na direção de fluxo do riacho Engenho Velho, que do baixo até o médio curso, possui direção W-L, e a partir daí, passa bruscamente para a direção S-N (Fig. 22, pág. 90).



Figura 27 – Afloramentos do calcário da Formação Gramame nas vertentes voltadas para a Depressão do Abiaí em superfície reliquiar. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Na porção superior do rio Goiana, nas proximidades da sede municipal, é possível observar uma nítida diferença altimétrica entre os tabuleiros localizados ao norte (mais elevados) e os tabuleiros localizados ao sul. Esta diferença encontrada é mais um indício de tectônica pós-miocênica, pois os tabuleiros estão sustentados pela mesma litologia, os sedimentos da Formação Barreiras, e possuem condições climáticas exatamente iguais (Fig. 22, pág. 90).

Como suporte para a caracterização mais ampla e detalhada do relevo, elaborou-se um mapa clinográfico da área que auxiliou na identificação e correlação das declividades com as feições geomórficas e sua possível relação com a tectônica, haja vista a enorme heterogeneidade de classes de declividade encontradas (Figura 28).

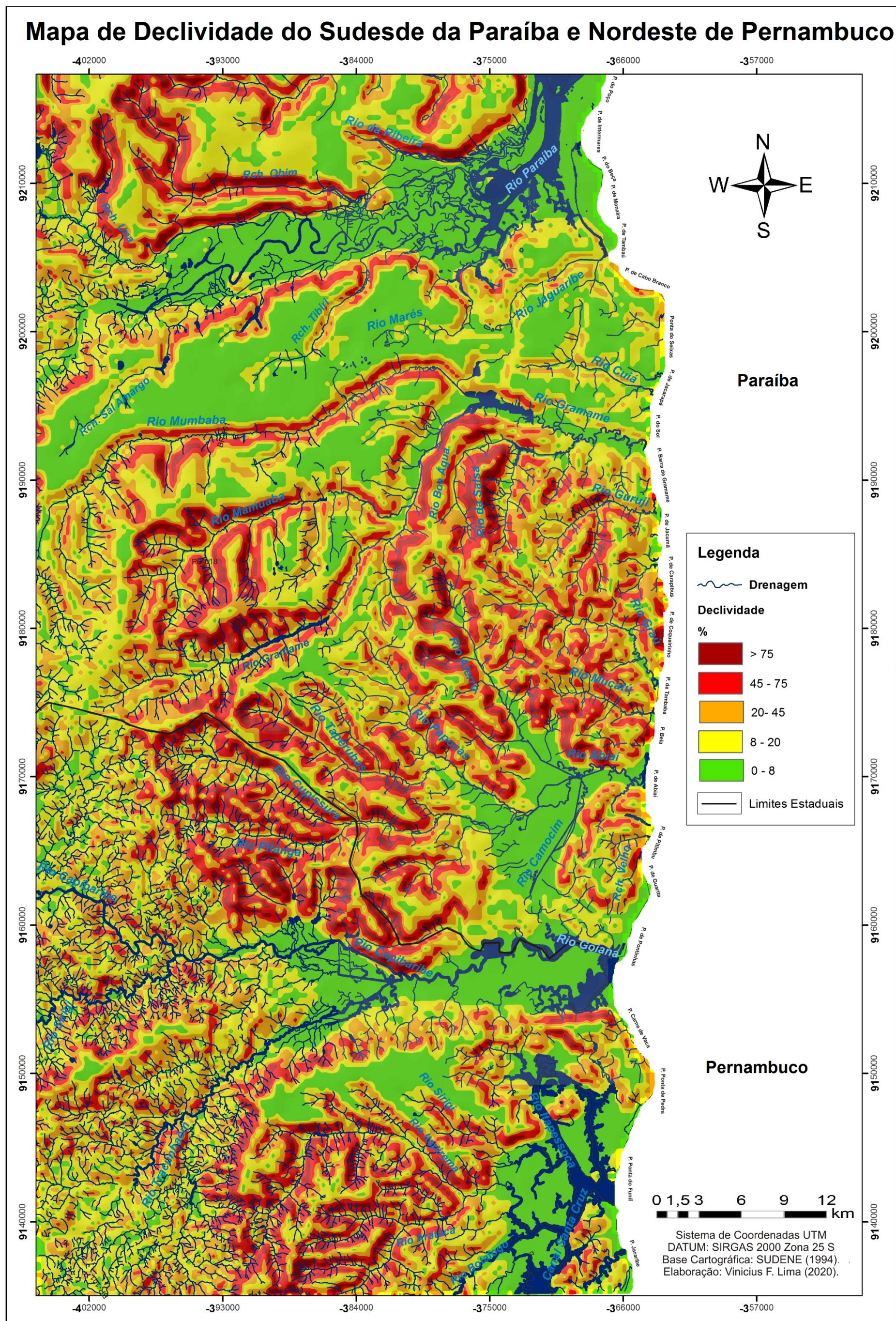


Figura 28 – Mapa Clinográfico da porção Sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco. **Elaboração:** Vinicius F Lima (2020).

De modo geral os topos dos Tabuleiros Litorâneos verificados na área de estudo apresentam baixas declividades, predominantemente inferiores a 8%, variando de plano a suavemente ondulados, com altitudes entre 40 a 180 m (Fig. 28, pág. 103).

As declividades mais acentuadas encontradas na área de estudo são as linhas de falésias ativas, onde o contato das ondas na base provoca erosão e, conseqüentemente o desmoronamento. É no município do Conde onde são encontradas as falésias mais altas de todo o litoral da área em análise na porção leste do Alto Estrutural Coqueirinho, com alturas superiores a 40 m (Figura 29). Fica claro a influência exercida por esse alto estrutural seguindo até o extremo leste da área.

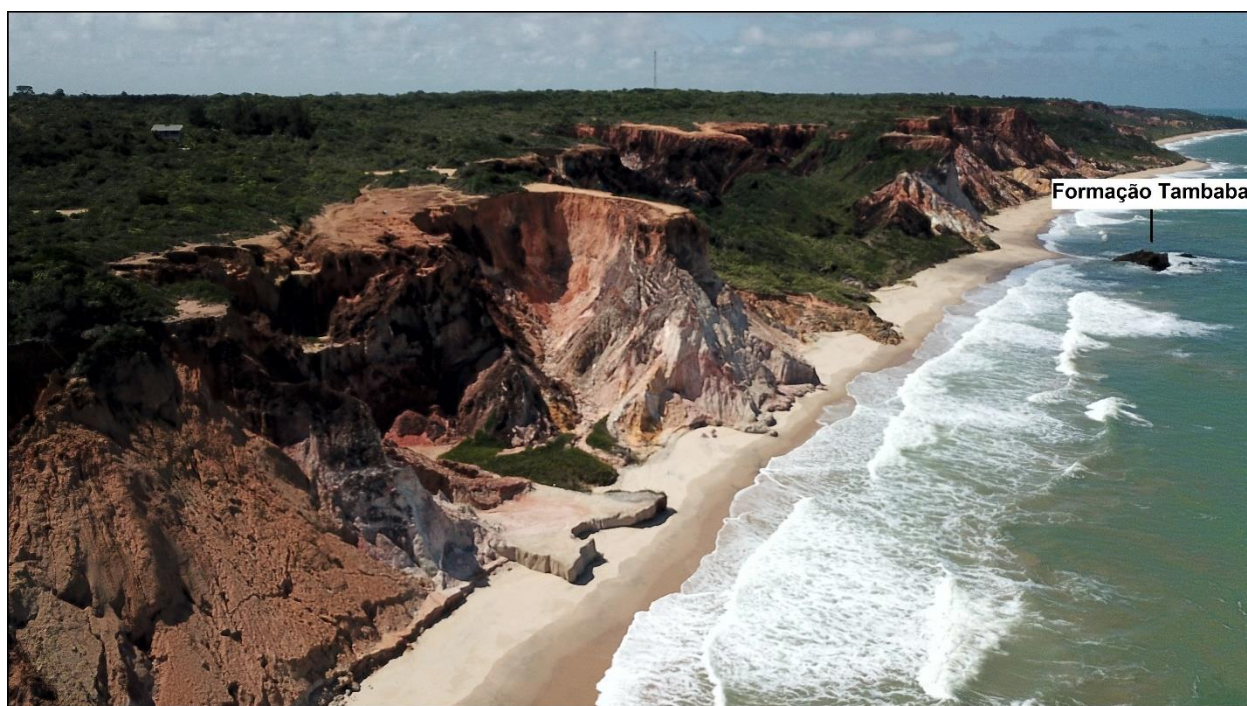


Figura 29 – Falésia ativa na praia de Coqueirinho, município do Conde – PB. Notar afloramento da Formação Tambaba formando uma pequena ilha. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Compartimentando a área estudada podemos observar que no compartimento da porção norte da área de estudo, quase toda a totalidade do mapa está representada pela coloração verde, o que representa inclinações entre 0 a 8%, caracterizando o predomínio de uma superfície plana a suave ondulado. As áreas de maior inclinação nesse compartimento são encontradas nas bordas dos tabuleiros, mais precisamente ao longo das vertentes fluviais (Fig. 28, pág. 103).

Nesses segmentos, predominam inclinações entre 8 a 20% e, em menores proporções, inclusos nessas áreas, ocorrem setores com declividade mais acentuada, na ordem de 20 a 45%. Apenas ao longo de algumas falésias inativas e vales fluviais mais dissecados como o do riacho Obim, ocorrem diminutos setores onde a declividade alcança valores mais significativos, na ordem de 45 a 75% (Fig. 28, pág. 103).

Fora a declividade predominante da área, que é de 0 a 8%, as duas seguintes (8 a 20% e 20 a 45%) representam, conjuntamente, os principais desníveis topográficos desse compartimento. Dentre estas duas últimas, a classe 8 a 20% se constitui a de maior representatividade areal, o que induz o entendimento de que toda essa área apresenta um significativo desenvolvimento morfológico, pois os colúvios recobrem e mascaram as inclinações primárias dessas vertentes. Essa rampa de colúvio se funde com suaves planos inclinados que se projetam para a jusante, confundindo-se com as planícies fluviais e fluviomarinhas.

O compartimento localizado entre o vale do rio Gramame e o vale do rio Goiana apresenta declividades muito mais acentuadas que o compartimento localizado a norte. É extremamente nítida e ao mesmo tempo intrigante a acentuada discrepância entre esses dois compartimentos. As maiores declividades encontradas nessa área, com exceção das falésias, são nas cabeceiras de drenagens de praticamente todos os rios, chegando, em vários casos, a declividades superiores a 75% (Fig. 28, pág. 103 e Figura 30).



Figura 30 – Declividade acentuada em afluyente da margem direita do rio Mamuaba. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Essas declividades acentuadas são fruto de intenso recuo nas cabeceiras de drenagem, promovendo uma acelerada erosão remontante, reduzindo as extensões das superfícies dos Tabuleiros Litorâneos. Entalhes acentuados e recuos de cabeceiras acelerados como os encontrados nesse compartimento evidenciam uma mudança atual no nível de base por pulso de soerguimento contemporâneo.

Um claro exemplo que pode ser citado na área é a sub-bacia do rio da Salsa, que pertence à bacia hidrográfica do rio Gramame, onde os índices de declividade atingem valores de até 75%,

principalmente nas proximidades de suas cabeceiras e no seu alto curso. Em todos os seus cursos de primeira e segunda ordem percebem-se essas declividades bastante elevadas, diminuindo esse índice quando o seu curso principal deságua no rio Gramame. Essas declividades elevadas apontam para um recuo de cabeceira acelerado, provavelmente atrelado ao Alto Estrutural Coqueirinho, onde se encontram todos os seus cursos de 1ª ordem. Esse rio possui um sentido anômalo ao padrão geral dos rios da área, apresentando um sentido S-N (Fig. 28, pág. 103).

As evidências tectônicas de soerguimento nessa área são bastante nítidas, percebe-se, também, pelos diferentes níveis de entalhamento e, principalmente, pelas várias drenagens assimétricas encontradas nesse compartimento. Verifica-se que os afluentes da margem direita do rio Gramame segue o mesmo padrão, tanto direcional como nos níveis de entalhe dos afluentes do rio Guruji. Esses afluentes são discrepantes em relação aos afluentes da margem esquerda desses dois rios, sendo muito mais conspícuos e com declividades que chegam a ultrapassar os 75% nas cabeceiras de drenagem (Fig. 28, pág. 103).

O Rio Guruji, possui um notável padrão assimétrico com os afluentes da margem direita muito mais avantajados que os afluentes da margem esquerda e com suas cabeceiras apresentando forte entalhe indicativo de recuo acelerado, percebe-se, também, no seu baixo curso, nas proximidades de sua foz, uma acentuada inflexão, fazendo seu curso mudar da direção W-L para S-N, para em seguida desaguar no oceano Atlântico.

Podemos destacar também o rio Aterro, que possui uma retilineidade singular de seu curso, parecendo estar subordinado a uma falha de direção NNW-SSE, possui sua cabeceira de drenagem próxima dos patamares mais elevados de toda a área de estudo e as vertentes voltadas para essa cabeceira apresentam também declividades muito acentuadas, ultrapassando, em alguns, casos os 75% (Fig. 28, pág. 103).

O supracitado rio parece enquadrar-se nos casos de vale de linha de falha, ou seja, rios que seguem exatamente a linha do falhamento sendo retilíneos e longos (PENTEADO, 1974). Seus afluentes da margem direita com as cabeceiras de drenagem próximas aos patamares mais elevados também apresentam vertentes com declividades semelhantes às encontradas na cabeceira desse rio.

Um dos pontos mais dissecados da área de estudo se encontram entre os vales dos rios Graú e Aterro. Essa área é bastante anômala em relação às demais, por apresentar os tabuleiros com as menores superfícies, chegando, em alguns casos, a não mais se reconhecer a forma tabular original aproximando-se nesses casos, a formas colinosas (Fig. 28, pág. 103).

Entende-se como origem dessas feições semi-colinosas o soerguimento acentuado do Alto Estrutural Coqueirinho, onde os entalhes foram dinamizados por mudança no nível de base e as

formas tabulares foram perdendo suas características geomórficas pela denudação em clima predominantemente quente e úmido, que não é propício à manutenção de formas tabulares.

Essas constatações reforçam a ideia da gênese tectônica recente dessa área, haja vista que os acentuados retrocessos de nascentes verificados podem erodir por completo essa morfologia em um curto período de tempo na escala geológica, pois a Formação Barreiras possui uma litologia extremamente branda.

Portanto, tendo como miocênica a Formação Barreiras, a morfologia aqui apresentada, por conseguinte, pós-miocênica, e levando-se em consideração os acelerados processos erosivos atestados pelas acentuadas declividades nas nascentes em uma litologia branda e mal consolidada, pode-se avançar ainda mais no tempo geológico para a formação de caráter tectônico desse modelado.

Na porção onde está situado o Domo da Embratel, é possível observar declividades acentuadas, percebendo-se elevados entalhamentos com vertentes que alcançam declividades >75%, tendo rios fortemente encaixados em seus respectivos vales. A elevada declividade verificada nas vertentes ao redor da formação dômica atesta para um acentuado retrocesso das nascentes dos riachos e a dissecação acentuada de todo o domo.

No compartimento localizado no extremo sul da área, as maiores declividades estão associadas a dissecação nos vales dos rios Itapirema e Arataca, que juntos comandam os processos erosivos no Tabuleiro Litorâneo. Na área das rochas cristalinas na porção SW, é perceptível a predominância de relevo suave ondulado e ondulado apresentando declividades entre 8 e 20% na área da Depressão Leste do Borborema sofrendo variações bruscas para declividades mais acentuadas nas regiões elevadas entre os rios Sirigi e Tracunhaém (Fig. 28, pág. 103).

Nessa área, o interflúvio do rio Tracunhaém apresenta menor incidência de incisão dos seus canais de drenagem, fato esse associado à sua menor altitude em relação aos interflúvios vizinhos. Já os canais que apresentam maiores declividades, a exemplo dos rios Acaú e Matamirim, estão geralmente associados a falhas geológicas, essas mapeadas por Brasil (1991) (Fig. 28, pág. 103).

A análise morfológica aqui apresentada com ajuda do material cartográfico (mapa hipsométrico e mapa clinográfico), permitiu tecer considerações importantes sobre a geomorfologia da área de estudo. Primeiramente, deve-se salientar que as estruturas herdadas das antigas zonas de cisalhamento que atuam nessa região desempenham um papel importante na configuração do relevo e da rede de drenagem atuais, tanto na área de litologia cristalina quanto na de litologia sedimentar, sendo cada área afetada de forma diferenciada pelas estruturas herdadas das antigas zonas de cisalhamento e pelas manifestações tectônicas mais atuais.

8.2 ANÁLISE MORFOMÉTRICA DAS BACIAS E SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS SELECIONADAS

Entende-se que o contexto intraplaca do território brasileiro demanda enfoques diferenciados para se tentar entender a influência de processos deformativos neotectônicos na conformação da paisagem, ensejando a possibilidade de se elaborar modelos apropriados às condições fisiográficas da região Nordeste. Nesse sentido, Porto *et. al.*, (2013), afirmam que a abordagem morfotectônica calcada em dados fluviomorfométricos e na análise dos grandes traços estruturais e geomorfológicos do terreno configura-se como uma técnica efetiva, de rápida aplicação e de custo relativamente baixo.

Serão analisados nessa pesquisa alguns aspectos quantitativos da hidrografia presente na área do setor Sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco. A rede de drenagem, por ser muito sensível à transmissão de qualquer energia no sistema desencadeada por mudanças ambientais, torna-se o seguimento da paisagem mais vulnerável a qualquer tipo de deformação, evidenciando esses processos em sua rede de drenagem.

Aplicaram-se os cálculos morfométricos na área de estudo para a averiguação de possíveis indicativos de atividades de tectônicas recentes. Para tanto, tomou-se como guia o cálculo do índice de RDE, o cálculo do índice RFAV e o cálculo do índice FA, ambos já utilizados em várias pesquisas no Brasil e no Mundo com o mesmo propósito.

Foram selecionadas para aplicação dos cálculos morfométricos 16 bacias e sub-bacias (Figura 31), recobrimdo espacialmente quase toda área, distribuídas sobre litologias cristalinas e sedimentares, apresentam extensões variadas e configurações de relevo e da rede de drenagem que remetem a controles morfoestruturais e morfotectônicos. Devido sua grande expressividade dentro da área, a bacia hidrográfica do rio Gramame será abordada separadamente.

Para seleção das bacias e sub-bacias, considerou-se as análises realizadas preliminarmente, nos produtos cartográficos e posteriormente em campo, de suas características morfológicas, tanto do relevo quanto da rede de drenagem. Foram considerados também o contexto geológico, sendo escolhidas para a aplicação dos índices morfométricos as bacias e sub-bacias que apresentaram maior número de elementos indicativos de atuação de fatores estruturais e tectônicos na elaboração do relevo e da rede de drenagem local e regional.

Para facilitar a análise e o entendimento, a apresentação dos resultados obtidos com a aplicação dos índices morfométricos serão compartimentados em três tópicos onde cada índice será tratado separadamente para que em seguida possa ser confrontado com uma análise regional da área prosta.

8.2.1 Índice Relação Declividade/Extensão (RDE)

Aplicou-se esse cálculo para 16 bacias e sub-bacias que compõe o setor Sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco (Fig. 31, pág. 109). Seleccionaram-se essas bacias para aplicação do cálculo morfométrico, procurando espacializar a análise em toda a área pesquisada, além disso, essas bacias apresentam forte assimetria, bruscas inflexões, e outras anomalias de drenagem trabalhadas no tópico anterior.

Todas as bacias mencionadas encontram-se em sua totalidade dentro da área. Após a escolha das bacias para aplicação do índice, as mesmas, foram compartimentadas em dois segmentos de drenagem em cada rio, para que se pudesse aplicar o RDEtrecho. Os resultados alcançados com aplicação do índice RDE por trechos apontaram que 87,5% dos segmentos apresentam indícios de anomalias de drenagem, estando eles posicionados tanto no alto, médio ou baixo curso dos rios verificados (Fig. 31, pág. 109). Portanto, presume-se que os altos valores de RDE verificados no curso dos rios estejam ligados a atividades de tectônica recente na morfologia das bacias e no padrão de drenagem por elas apresentado.

Para avaliar os valores do índice de RDE, tomou-se como base os trabalhos de Andrades Filho (2010) e Andrades Filho e Rossetti (2015), o qual destacam que os segmentos considerados anômalos são os que obtêm $RDE_{real} (RDE_{trecho}/RDE_{total}) \geq 2$. Quanto maior o valor encontrado, maior será a intensidade da anomalia. Devido à expressiva amplitude de valores anômalos, foi possível a distinção das anomalias em índices considerados moderados ($\geq 2 RDE < 4$) e altos ($\geq 4 RDE < 6$).

As bacias e sub-bacias em análise podem ainda ser subdivididas a partir das suas características litológicas, sendo que 2 delas (rio Acaú e rio Matamirim), estão assentadas inteiramente sobre litologia cristalina, enquanto que, 11 das bacias selecionadas estão inteiramente assentadas em terrenos sedimentares, sendo elas: riacho Obim, riacho Tibiri, rio Marés, rio Cuiá, rio Guruji, rio Graú, rio Aterro, rio Papocas, riacho Velho, rio Itapirema e rio Guandú. Já os rios Mumbaba, Mamuaba e Cupissura estão assentados em parte sobre litologia sedimentar e litologia cristalina.

É constatado que na porção onde há predomínio de rochas do embasamento, nos rios Acaú e Matamirim, 100% dos segmentos de rio são anômalos apresentando índices de RDE_{real} maiores que 2. No rio Acaú pode se observar as maiores anomalias no trecho de jusante, atingindo o valor de 4,93 sendo enquadrado como uma anomalia alta. Apesar de menor, o trecho de montante também apresentou anomalia moderada com valor de 2,41. A morfologia dessa bacia também apresenta características anômalas sendo percebida nas inflexões bruscas no seu alto curso de W-

L para NE, mudado novamente no seu baixo curso para direção W-L, o que fortalece as evidências de influência neotectônica na área. Já o rio Matamirim, possui seu maior índice de assimetria no trecho de montante, atingindo uma anomalia moderada de 3,60 de RDEreal.

Na porção do terreno onde prevalecem coberturas sedimentares, os trechos de rio anômalos perfazem 77,5% do montante da área. Na observação da intensidade destas anomalias, verifica-se que, apesar de 100% dos trechos anômalos ocorrer na porção do embasamento cristalino, os trechos que indicaram valores mais altos estão no setor onde predominam coberturas sedimentares, a exemplo do rio Tibiri que apresenta uma anomalia de 5,77 no trecho a jusante.

Os rios Guruji, Graú e Aterro apresentaram anomalias de drenagem apenas nos trechos a montante de intensidade alta ≥ 4 . Esses valores encontrados em condição de anomalia estão no alto curso dos rios, o que mostra uma influência irrefutável do Alto Estrutural Coqueirinho na configuração da drenagem local. Esse índice é corroborado pela morfologia apresentada por essas bacias, pois, além do notável padrão de drenagem assimétrico com os afluentes da margem direita mais avantajados que os afluentes da margem esquerda e com suas cabeceiras apresentando forte entalhe indicativo de recuo acelerado, percebe-se, também, as inflexões destacadas nos rios Guruji e Graú, além da retilineidade apresentada em toda a extensão do rio Aterro.

Outro rio que também apresenta indicativos de anomalia apenas no trecho de montante é o rio Papocas com uma intensidade alta de 4,50. Essa bacia também apresenta evidências morfológicas no seu traçado, destacando-se uma forte inflexão de quase 90° no seu alto curso e indicativos de basculamento atestados pela diferença de área entre os divisores esquerdo e direito da bacia.

Já as bacias do riacho Obim, riacho Tibiri, rio Marés, rio Cuiá, riacho Velho, rio Itapirema e rio Guandú apresentaram anomalias de drenagem em todos os trechos verificados tanto a montante como a jusante dos respectivos canais fluviais. A intensidade das anomalias verificadas se enquadra nos padrões de moderada e alta (Fig. 31, pág. 109). As bacias aqui destacadas apresentam inúmeras características anômalas em seu traçado como: inflexão de canais, retilineidade no curso do rio, alinhamento de drenagem e captura de drenagem. Todas essas morfologias foram detalhadas anteriormente.

No caso das bacias que estão assentadas sobre litologia cristalina e sedimentar foi verificado que 100% dos trechos analisados apresentaram anomalias de drenagem, com destaque para os trechos de montante que exibiram intensidade alta de anomalia ≥ 4 . Essas três bacias verificadas, (Mumbaba, Mamuaba e Cupissura), tem em comum que todas elas têm suas nascentes dispostas para altos estruturais. As nascentes do rio Mumbaba estão voltadas para o Domo de Santa

Emília, enquanto que o rio Mamuaba tem seus principais afluentes no Domo da Embratel e o rio Cupissura tem suas nascentes influenciadas pelo *Horst* Uruaé-Caricé.

Os valores altos de RDE nos trechos a montante revela uma grande relação entre as características naturalmente apresentadas por essa drenagem e as superfícies dômicas, tendo em vista que o soerguimento desses compartimentos se apresenta como um forte condicionante do padrão de drenagem, cujas cabeceiras dos canais se originam nesses altos estruturais.

Deve-se considerar também que os valores de RDE nesse segmento podem ser um indicativo de que as anormalidades são decorrentes da diferenciação litológica que ocorre na bacia. Trata-se das rochas cristalinas do Complexo Sertânia e Suíte Intrusiva Dona Inês, as quais oferecem resistência diferenciada em relação as rochas sedimentares da Formação Beberibe, podendo, assim, desenvolver *knickpoints* que influenciam diretamente nos resultados de RDE, como sugerem Andrades Filho e Rossetti (2015).

Pode-se relacionar, ainda, esses valores com a assimetria apresentada pela rede de drenagem da área. Ao mesmo tempo em que as evidências tectônicas de soerguimento são bastante nítidas, percebe-se, também, pelos diferentes níveis de entalhamento e, principalmente, pelas várias drenagens assimétricas encontradas nesse compartimento, que esse soerguimento que causa essa diferença altimétrica entre os tabuleiros se fez de forma heterogênea, por blocos falhados e/ou por basculamentos distintos.

A análise morfométrica do índice RDE na rede de drenagem e nas cartas temáticas elaboradas permitiram identificar anomalias no padrão dessas feições, que evidenciam movimentações tectônicas recentes, e que nem sempre são facilmente visíveis na superfície.

8.2.2 Índice Razão Fundo/Altura de Vale

No que diz respeito à forma dos vales, as informações obtidas com a aplicação do índice RFAV revelaram heterogeneidade entre as bacias e sub-bacias hidrográficas analisadas nessa pesquisa. Selecionaram-se 32 perfis transversais aos rios para aplicação do RFAV nas bacias selecionadas para análise morfométrica (Fig. 31, pág. 109). As bacias selecionadas para aplicação do índice RFAV foram as mesmas onde foi aplicado o índice RDE e FA, dessa forma torna-se possível realizar uma análise combinada dos índices e comparar os dados obtidos.

Foram traçados dois perfis em cada bacia (alto e baixo curso), cortando perpendicularmente o seu rio principal (Fig. 31, pág. 109). O que chamou a atenção foi que alguns pontos apresentaram a ocorrência de vales incisivos, principalmente nas cabeceiras de drenagem, tanto nas áreas de litologia cristalina como sedimentar. Com base na elaboração dos perfis topográficos, foi possível a comparação entre os trechos trabalhados, revelando vales incisivos, que obtiveram valores de

RFAV inferiores a 1. Já os cursos com valores superiores a 1 apresentaram o índice com maior valor de RFAV, ou seja, revela vale em forma de “U”.

É importante salientar que se o cálculo do índice RFAV resultar em valores ≥ 1 sugerem que a atividade tectônica na região em que o rio ou o curso de água está situado já cessou há longo período de tempo (ANDRADES FILHO, 2010).

Os perfis, sempre que possível, foram traçados em áreas de mesma litologia ou em litologias semelhantes, para minimizar a influência de resistência litológica na análise. Foi constatado a partir dos resultados obtidos de RFAV, que 66% dos perfis analisados apresentaram anomalias de diversas intensidades.

Os perfis traçados no compartimento norte da área, perpendiculares aos canais dos riachos Obim e Tibiri e dos rios Marés e Cuiá foram os que apresentaram em porcentagem a menor quantidade de anomalias indicativas de forte incisão dos vales fluviais, somando um total de apenas 37,5% dos perfis analisados.

Nesse compartimento é preciso que se destaque o riacho Obim, que apresentou os menores valores de RFAV de toda a área pesquisada no seu alto (0,49) e baixo (0,50) curso, ou seja, os maiores indicativos de forte incisão fluvial, com vales em forma de “V”. As evidências dessa forte incisão podem ser constatadas pela exumação expressiva da Formação Beberibe na área, podendo ser verificada no mapa geológico (Fig. 15, pág. 60).

No riacho Tibiri e no rio Cuiá os perfis traçados não apresentaram indicativos de forte incisão fluvial, tendo obtido resultados maiores que 1. No caso do rio Marés apenas o baixo curso apresentou incisão fluvial significativa alcançando valores de RFAV de 0,60. As bacias supracitadas então localizadas no mais extenso e plano Tabuleiro Litorâneo da área em análise, corroborando com a confiabilidade do índice.

Visivelmente, é possível notar nessa área a predominância de tabuleiros com grandes e bem definidas superfícies aplainadas, entrecortadas por vales fluviais com entalhes moderados (Fig. 22, pág. 90). Os rios sobre esse tabuleiro não dissecam com a mesma intensidade as formações sedimentares da Bacia Sedimentar Paraíba, como verificado no riacho Obim e nos rios do compartimento ao sul.

Na porção mais a sul da área, situada entre os rios Gramame e Goiana é constatado um expressivo aumento na incisão dos canais fluviais, comprovados pelo índice RFAV que apresentou para essa área uma porcentagem onde 70% dos perfis analisados então escavando de forma significativa a litologia sedimentar e cristalina.

Os perfis traçados sobre litologia cristalina podem ser verificados no alto curso do rio Mumbaba com valor 0,96 de RFAV, por tanto indicando forte entalhamento do canal. E no alto

curso dos rios Mamuaba e Cupissura apresentado valores, respectivamente, de 0,56 e 0,97, ambos enquadrados entre os valores considerados anômalos, indicativos de erosão acelerada no canal fluvial que pode estar associada a soerguimentos recentes e mudanças locais no nível de base.

Nesse mesmo compartimento, sobre litologia sedimentar, foram traçados perfis nos rios Guruji, Graú, Aterro e Papocas que, assim como na aplicação do índice RDE, apresentaram anomalias no índice de dissecação apenas nos perfis localizados em seu alto curso. A combinação entre o índice RFAV e RDE aponta para uma influência conspícua no alto curso dessas drenagens, provocadas provavelmente pelo Alto Estrutural Coqueirinho, já indicado anteriormente, como um elemento de grande relevância morfotectônica para a área em questão.

Pelo fato desses resultados terem sido obtidos em regiões já analisadas que demonstraram outros indícios da atuação de atividade neotectônica, como soerguimentos, falhamentos e basculamentos, pode-se afirmar que os mesmos devem ser considerados como dados que reforçam a veracidade desses indícios presentes na morfologia do relevo e atestados a partir dos cálculos morfométricos.

O riacho Velho localizado na Depressão do Abiaí também aprestou resultados anômalos para os índices aplicados de RDE e RFAV. Mesmo estando em uma área de altitudes inexpressivas, esse riacho mostra um forte entalhamento em seu alto e baixo curso, atestado pelos valores 0,95 e 0,50 de RFAV respectivamente. Esse riacho possui fortes evidências morfológicas de basculamento agora fortalecidas pela aplicação dos índices morfométricos.

No extremo sul da área investigada, foram traçados perfis em quatro rios, sendo eles: Acaú, Matamirim, Itapirema e Guandú, onde os dois primeiros encontram-se sobre o embasamento cristalino e os dois últimos em rochas sedimentares. Nesse compartimento 88% dos perfis analisados apresentaram indicativos de fortes entalhes nos canais principais dos rios.

Assim como foi demonstrado no cálculo de RDE, o RFAV obteve um quantitativo de 100% de anomalia nos canais assentados sobre o Complexo Salgadinho, indicando acelerada erosão no canal fluvial dos rios Acaú e Matamirim. Esses valores morfométricos obtidos no alto e baixo curso dessas bacias são totalmente compatíveis com suas características gerais de relevo, onde pode ser observado uma expressiva incisão dos vales fluviais em questão.

O índice RFAV, assim como também o RDE, revelaram um considerável volume de indicativos de deformação tectônica da área de estudo. Estes índices parecem não terem sido afetados por contrastes litológicos, pois suas variações não apresentaram expressiva ligação com as mudanças de litologia ao longo do curso dos rios avaliados. Além disso, foi notada variação destes índices sobre estratos litologicamente homogêneos.

Estes indicativos apontados pelos índices morfométricos revelam maior intensidade de influência tectônica em sistemas de drenagem instalados sobre as unidades cristalinas e sedimentares da porção sul da área. Associado a esta constatação, fica evidente que indicativos de deformação tectônica ocorreram em unidades sedimentares com idades geológicas mais recentes. Isto também reforça a sugestão de que eventos tectônicos tenham afetado a área em idades recentes (Terciário superior e Quaternário).

Diante do exposto, se entende que a área apresenta características morfológicas e morfométricas que são suficientes para estabelecer influências tanto morfoestruturais quanto morfotectônicas na elaboração do relevo e da rede de drenagem nessa região.

8.2.3 Índice Fator Assimétrico (FA)

O índice FA pode indicar a existência de inclinações e/ou basculamentos tectônicos em escala de bacia de drenagem, sendo aplicado em áreas relativamente extensas, para análise completa da bacia. Quanto mais distante da resultante 50 (abaixo ou acima), mais acentuado é o basculamento do terreno, mostrando forte características em condições de assimetria da bacia.

O índice FA foi aplicado em 16 bacias e sub-bacias da área de estudo, para avaliar as condições assimétricas apresentadas nessa região (Fig. 31, pág. 109). A partir dos resultados obtidos foram reconhecidas bacias hidrográficas com baixa, média e alta assimetria, onde FA variou entre 0 e 6, 7 e 15, e >15, respectivamente.

No total das bacias pesquisadas no setor sudeste da Paraíba, 82% apresentaram intensidades de assimetria se alternando entre médias e altas. Esse índice revela uma superioridade de assimetria sobre as bacias situadas no nordeste da Paraíba, em análise realizadas por Silva (2020), onde ele constatou que 58% das bacias situadas na porção nordeste da Paraíba apresentaram assimetria em condições de basculamento e/ou inclinação.

Este índice revelou forte heterogeneidade na área, principalmente na porção sul, onde ocorre a maior parte das assimetrias médias e altas. No norte da área, foram selecionadas 4 bacias hidrográficas para verificação, sendo eles: riacho Obim, riacho Tibiri, rio Marés e rio Cuiá. Dentre essas bacias, apenas o riacho Obim e o rio Cuiá apresentaram intensidade de assimetria média, ambas com FA igual a 43, distando 7 pontos do ponto de equilíbrio (50). O rio Tibiri e Marés não apresentaram condições de assimetria nesse índice.

As bacias analisadas situadas entre o rio Gramame e Goiana, apresentaram condições de assimetria em todas as bacias de intensidades distintas. Os rios Mumbaba, Graú, Aterro e Cupissura apresentaram condições de assimetria médias, indicando um suave basculamento para direita ou esquerda do canal principal.

Já os rios Mamuaba, Guruji, Papocas, e riacho Velho, apresentaram intensidade alta de assimetria. Os possíveis sentidos de basculamento revelaram diferentes orientações, para N, nos rios Mumbaba, Mamuaba e Guruji e NE para as bacias dos rios Graú, Aterro e Papocas. O rio Cupissura e o riacho Velho apresentam sentidos de basculamentos quase que opostos as outras bacias desse compartimento, apresentando sentidos S e SE respectivamente.

No extremo sul da área, já no estado de Pernambuco, foram encontradas as bacias com os mais altos valores de FA, indicando forte basculamento nas bacias Guandú, Acaú e Matamirim. O sentido preferencial de basculamento apresentado por essas bacias sugere uma inclinação para S. Esses valores, somados com os indícios morfológicos visualizados nos canais de drenagem e aos dados obtidos por meio da aplicação de outros índices e da análise qualitativa, reforçam a hipótese da configuração assimétrica dessas bacias e sub-bacias serem resultado da atuação de eventos neotectônicos.

Os contatos litológicos da área (Fig. 15, pág. 60), não manifestam evidências de interferência na resposta dos índices quanto à indicação de anomalias tectônicas. Considera-se portanto, que isto deve estar atrelado ao relevo da área, que controla a disposição das redes de drenagem de forma que rios com nascentes na área de cobertura sedimentar tem seu curso assentado somente sobre litologias predominantemente sedimentar.

Por outro lado, rios que nascem sobre o embasamento seguem seus cursos exclusivamente sobre rochas do embasamento cristalino, à exceção são os rios Mumbaba, Mamuaba, Gramame e Cupissura que transitam entre litologia cristalina e sedimentar. Sendo assim, não se considerou que anomalias identificadas pelos índices morfométricos tenham relação com contrastes litológicos.

Os valores encontrados com a aplicação do índice FA e RFAV reforçam, substancialmente, os valores encontrados com a aplicação do índice RDE. Os valores obtidos, somados às análises morfológicas encontradas, reforçam a hipótese de influência tectônica marcante na área e, ao mesmo tempo, refutam uma simples evolução de vertentes baseada, exclusivamente, no fator climático.

8.2.4 Bacia hidrográfica do rio Gramame

A bacia do rio Gramame é a maior e mais extensa bacia litorânea inserida completamente na área de estudo com aproximadamente 592 km², abrangendo os seguintes municípios: João Pessoa, Santa Rita, Conde, Alhandra, Pedras de Fogo, Cruz do Espírito Santo e São Miguel do Taipu (Figura 32). Devido sua importância e expressividade dentro da área, a mesma, será analisada separadamente.

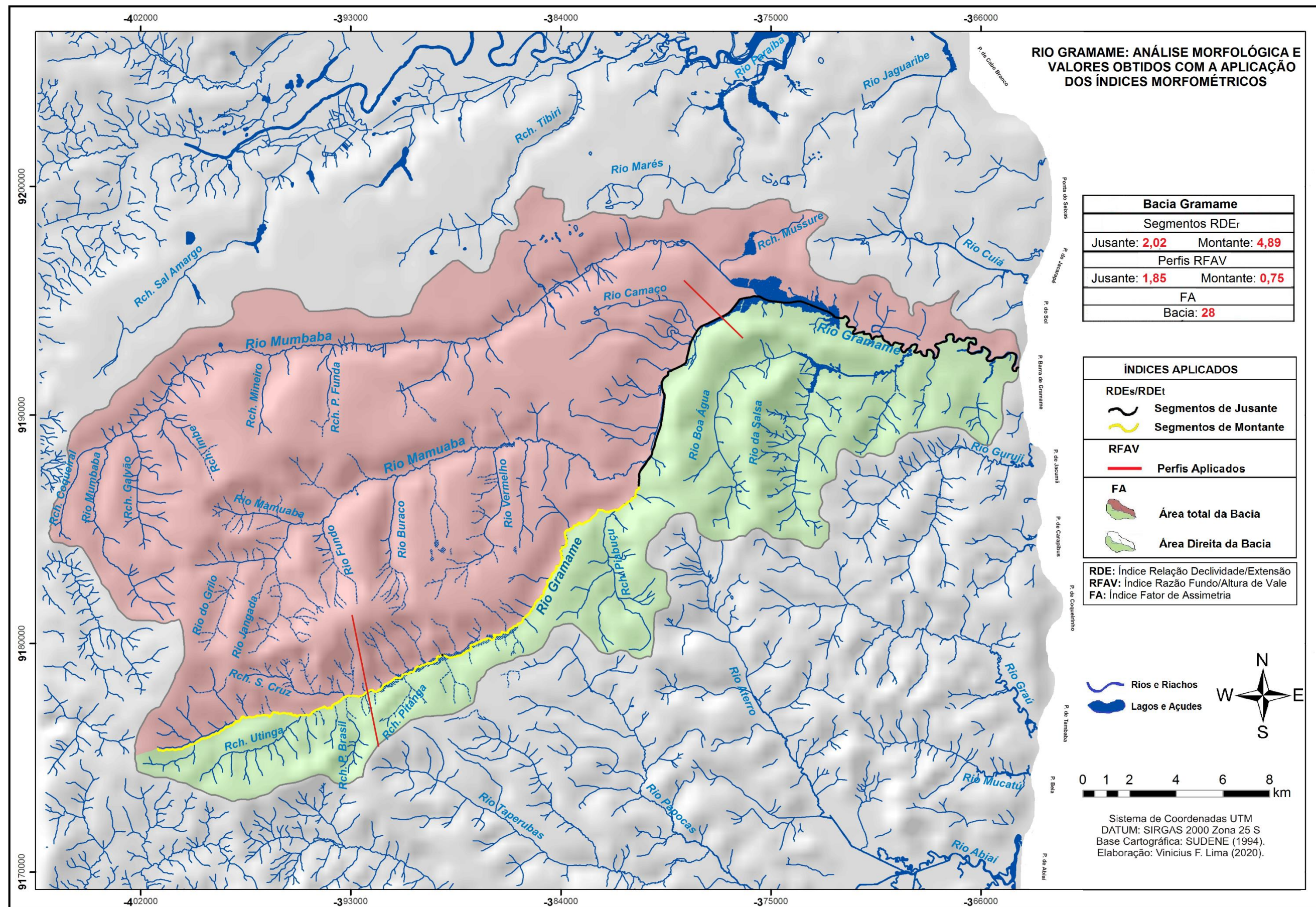


Figura 32– Bacia hidrográfica do rio Gramame: análise morfológica e valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos RDEs/RDEt, RFAV e FA. **Elaboração:** Vinicius F Lima (2020).

Pode-se observar que o terreno apresenta considerável desnível dos patamares nos limites norte e sul da bacia hidrográfica, como dito anteriormente, o que acarretou um diferenciado nível de entalhamento e, conseqüentemente, comprimento dos canais fluviais, sendo os da porção norte mais conspícuos que os canais da porção sul. Essa discrepância consiste numa forte evidência de influência tectônica.

Observando-se a bacia do rio Gramame, além do notável padrão de drenagem assimétrico com os afluentes da margem esquerda, muito mais avantajados que os afluentes da margem direita, e com suas cabeceiras apresentando forte entalhe indicativo de recuo acelerado, observam-se, também, em seus afluentes anomalias no padrão de drenagem, sendo elas facilmente constatáveis, como é o caso da inflexão no alto, médio e baixo curso do rio Mumbaba afluente da margem esquerda do rio Gramame.

Já na margem direita dessa bacia podemos observar o rio da Salsa que tem seu escoamento superficial no sentido S-N paralelo a linha de costa, e perpendicular as camadas litológicas sedimentares da Bacia Sedimentar Paraíba que se encontram dispostas de W-L. Esse rio também apresenta um padrão de retilineidade em toda a extensão do canal fluvial, não sendo um padrão comum em áreas de predominância litológica sedimentar.

Pode-se observar também, a retilineidade apresentada pelos rios Mumbaba, Mamuaba e Gramame, possivelmente alinhados a sistemas de falhas que favorecem o escoamento superficial nesse sentido. O padrão retilíneo ou regular se forma por uma paisagem com falhas articuladas, que direciona os cursos dos rios. Além destas, pode-se verificar várias outras assimetrias nas sub-bacias que estão inseridas na área da bacia do rio Gramame.

Pode-se notar também, que o Domo da Embratel vem provocando um acentuado processo de dissecação, com vales extremamente encaixados e intenso recuo nas cabeceiras de drenagem atestado pelas altas declividades, como exemplos, pode-se citar as cabeceiras de drenagem dos rios Fundo, Jangada e do Buraco, afluentes da margem direita do rio Mamuaba.

A bacia do rio Gramame possui algumas diferenças litológicas marcadas principalmente pela alternância de áreas cristalinas (porção oeste), e sedimentares (porção leste). Foram mapeadas por Brasil (2011), várias falhas geológicas que condicionam o modelado e influenciam diretamente na disposição da drenagem. Por meio do trabalho de campo foi possível observar evidências da atuação dessas falhas na configuração do relevo e da rede de drenagem. Nessa região é possível observar algumas anomalias no relevo e na rede de drenagem, como a formação de *knickpoints* (Figura 33), que dão origem, em alguns casos, a cachoeiras nos períodos de chuvas mais intensas, desvios abruptos nos cursos de riachos e a formação de uma estrutura sugestiva de soerguimento de altos estruturais.

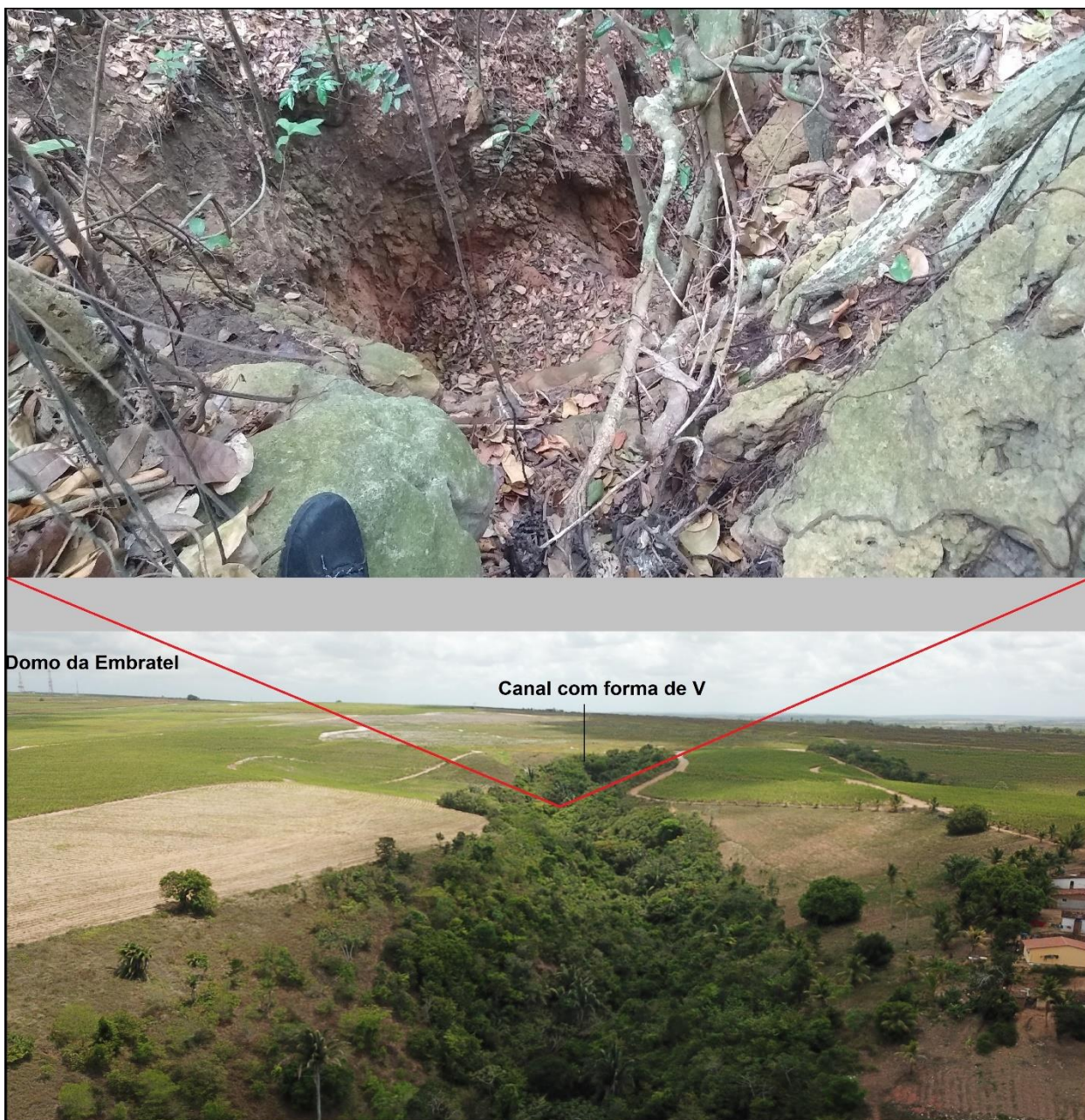


Figura 33 – Ocorrência de *knickpoints* com formação de cachoeiras na sub-bacia do rio Jangada. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Os valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos na bacia do rio Gramame corroboram com a configuração morfotectônica e morfoestrutural que ela apresenta em diversas áreas de sua extensão territorial (Fig. 32, pág. 117).

Os valores obtidos como o índice RDE_{real} revelaram que tanto o segmento de montante (4,89) quanto o segmento de jusante (2,02) apresentam configurações longitudinais que podem estar diretamente ligadas a atuação de eventos tectônicos ou feições estruturais da litologia, apresentando classe anômala de intensidade alta e moderada, respectivamente (Fig. 32, pág. 117).

Essa configuração atribuída ao trecho de montante do canal foi corroborada com a aplicação do índice RFAV que apresentou nesse segmento o valor de 0,75, indicativo de anomalias tectônicas ou estruturais na configuração transversal desse trecho do canal, possivelmente influenciada pelo Domo da Embratel. O valor obtido com o índice FA (28) também sugere que a configuração geral dessa bacia apresenta anomalias, nesse caso, um forte basculamento, de intensidade alta, para o lado direito do canal principal de direção S.

Combinando a análise morfológica e morfométrica chega-se à conclusão que os atributos morfológicos e morfométricos dessa bacia deixam clara a configuração morfotectônica nos pontos abordados, o que sugere que toda sua extensão territorial esteja sob influência de processos tectônicos ativos ou que tiveram atividades em tempos recentes.

8.3 GEOMORFOLOGIA DO SUDESTE DA PARAÍBA E NORDESTE DE PERNAMBUCO

A revisão bibliográfica e análise sistemática dos dados encontrados nas cartas topográficas, associadas as informações contidas no mapa hipsométrico e clinográfico, somadas a análise de imagens de satélite e observações diretas no campo, favoreceram a elaboração desse produto cartográfico.

Para delimitação das morfoestruturas foram realizados alguns ajustes nos mapeamentos geológicos, discriminados no item 5 da presente tese, que junto com as cartas topográficas, formam o material cartográfico base para realização da cartografia geomorfológica aqui apresentada. Foi observado em campo que alguns sedimentos quaternários e unidades litológicas não foram representados ou tiveram sua distribuição espacial estabelecida em desacordo com a realidade observada nessas áreas, provavelmente devido a escala de análise.

Esse produto cartográfico de síntese foi produzido com base na metodologia proposta por Ross (1992) com adaptações. Na pesquisa em questão, foram realizadas algumas adequações escalares para representação de toda a hierarquia taxonômica, alcançado a representação das formas menores naturais e antrópicas (6º táxon).

Baseado na construção e análise da carta geomorfológica, foram individualizadas cinco morfoestruturas para área do setor sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco, sendo elas: Sedimentos Quaternários, Cobertura Sedimentar de Plataforma, Bacia Sedimentar Paraíba, Terreno Alto Moxotó e Terreno Rio Capibaribe. Cada uma dessas morfoestruturas foram subdivididas em unidades taxonômicas de menor valor hierárquico (Quadro 5).

O 2º táxon é composto basicamente por cinco classes morfoesculturais, que são: a Baixada Litorânea, Tabuleiros Litorâneos, Superfícies Dômicas, Superfícies Reliquiars e Depressão Leste do Borborema.

Quadro 5 - Subdivisões dos 4 maiores táxons estabelecidos para área sudeste da Paraíba e nordeste de Pernambuco

1º TAXÓN	2º TAXÓN	3º TAXÓN	4º TAXÓN
Morfoestrutura	Morfoescultura	Padrões de formas do relevo	Tipos de formas do relevo
Sedimentos Quaternários	Baixada Litorânea	Api Apf Atf Atpm Actpf	
Cobertura Sedimentar de Plataforma	Tabuleiros Litorâneos Superfícies Dômicas	Dt Dt Dt Dd Dd Dsc	21 31 32 41 42 41
Bacia Sedimentar da Paraíba	Superfícies Reliquiars	Dd Dd Dd	31 32 41
Terreno Alto Moxotó Terreno Rio Capibaribe	Depressão Leste do Borborema	Dsc Dc Dc Dc	32 22 32 42

Elaboração: Vinicius F Lima (2021).

O 3º e o 4º táxon correspondem respectivamente aos padrões e aos tipos de forma de relevo. O 5º táxon será trabalhado mediante a análise de perfis topográficos, e o 6º táxon referente as formas atuais e antrópicas foram mapeadas a partir de imagens de satélite e confirmação visual em campo. Realizados os devidos esclarecimentos, pode-se afirmar que com a elaboração do mapa geomorfológico foi possível adquirir informações importantes sobre as influências dos processos endógenos e exógenos que atuaram e atuam no estabelecimento do relevo e da rede de drenagem da região sudeste da Paraíba e nordeste de Pernambuco (Figura 34).

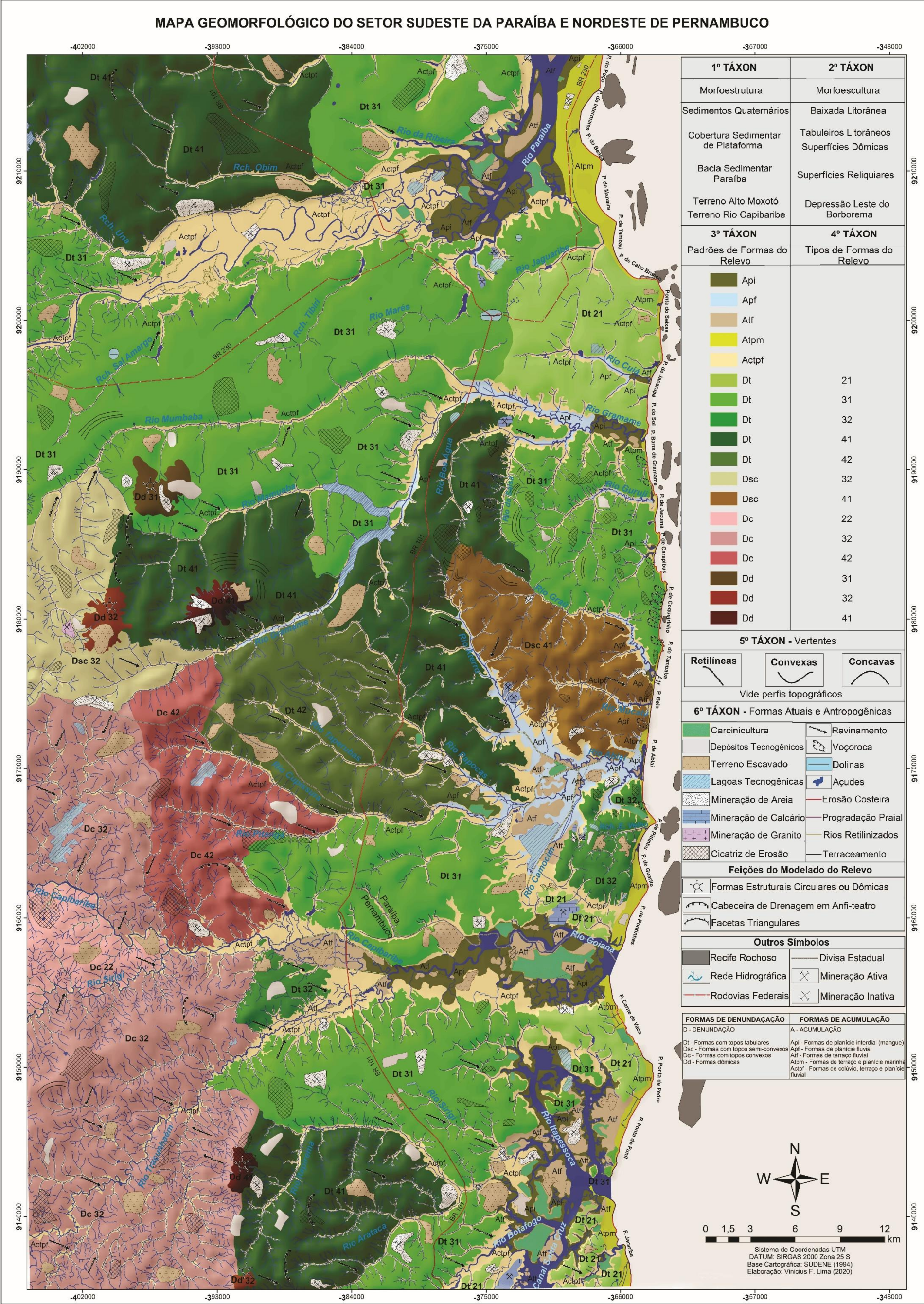


Figura 34 – Mapa geomorfológico do Sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco. Elaboração: Vinicius F. Lima (2021).

8.3.1 Geomorfologia da morfoestrutura dos Terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe

Com relação a morfoestrutura estabelecida na área de abrangência dos terrenos tectono-estratigráficos Alto Moxotó e Rio Capibaribe foi delimitada a unidade morfoescultural da Depressão Leste do Borborema. Essa morfoescultura está localizada na porção oeste da área investigada, tendo como área de maior representação a porção SW. É caracterizada por uma depressão interior de altitudes modestas, representada pela escarpa mais oriental do Planalto da Borborema.

Antes de abordar diretamente essa morfoescultura, se faz necessário mencionar que a denominação clássica dessa unidade era entendida e divulgada como Depressão Sublitorânea, expressão usada há muitas décadas inicialmente proposta por Carvalho (1982), e atualmente em desuso devido adequações científicas.

Na presente pesquisa entende-se que a denominação “Sublitorânea” é inadequada para a área em questão, pois remete a algo que estaria abaixo do litoral, forçando assim um entendimento de que essa depressão seria absoluta, quando na verdade, essa deve ser compreendida como uma depressão relativa, por manter sua menor elevação de relevo em cota superior ao nível do mar atual.

Devido a esse entendimento, tomou-se como base para denominação dessa morfoescultura um trabalho recente realizado por Silva (2020), que propõe a utilização do termo Depressão Leste do Borborema. O referido autor destaca, que tal entendimento se dá pelo fato dessa área, apresentar evidências marcantes da influência das estruturas litológicas e da tectônica na elaboração do relevo e da rede de drenagem, não justificando a ideia que suporte o conceito clássico de superfície de aplainamento.

Realizados os devidos esclarecimentos, destacamos que esse compartimento está alinhado em relação aos principais lineamentos estruturais, com direção geral E-W. Suas encostas orientais são caracterizadas por um alinhamento diferencial, onde se distingue uma porção setentrional com direção geral N-S, e um setor meridional com direção geral NE-SW (CORRÊA; FONSÊCA, 2010; COSTA *et al.* 2020).

As diferenciações altimétricas de relevo, nessa área, se dão com maior ênfase pela resistência diferenciada dos corpos rochosos aos processos erosivos e pelas linhas de fraqueza estabelecidas pela atuação tectônica, principalmente, através das reativações cenozoicas das antigas falhas estabelecidas pelas zonas de cisalhamento brasileiras (SILVA, 2020).

Nesta pesquisa, considerou-se como área da Depressão Leste do Borborema a porção mais a SW, na interface entre os limites das litologias sedimentar e cristalina de onde se sobressaem os

relevos residuais, ou patamares rebaixados do Piemonte da Borborema e sua conexão em direção à linha de costa, com altitudes próximas ou um pouco acima dos 200 m.

Essa unidade morfoescultural compõe a superfície de contato entre o embasamento cristalino e o domínio sedimentar (assim como se pode observar na área em estudo). O relevo dessa região reflete um forte controle tectônico, com os principais planos de falhas comandando a rede de drenagem, e os topos dos interflúvios que seguem o mesmo alinhamento. Dessa forma, entende-se que feições de vales e elevações topográficas que apresentem morfologia e morfometria diferenciadas das expostas no texto acima, podem representar indícios de influência de atividades tectônicas e/ou neotectônicas na morfogênese do relevo.

Diante do exposto, a primeira unidade delimitada sobre a Depressão Leste do Borborema foi a Dsc 32 (Fig. 34, pág. 122), com relevo formado principalmente por colinas semi-convexas com intensidades de dissecação média e com uma grande dimensão interfluvial (Figura 35). Nessa área ocorrem geralmente incisões médias dos vales que variam entre 40 e 80 metros, influenciadas pelo contexto tectônico e estrutural da área e a considerável energia dos fluxos hídricos disponibilizada por sua altitude acentuada, que chega a atingir aproximadamente 200 metros na sua parte central, onde está situado o Domo Santa Emília, que influencia diretamente a intensidade de dissecação do relevo nessa área.



Figura 35 – Relevo semi-convexo da unidade Dsc 32 no município de Pedras de Fogo – PB. **Foto:** Vinicius F. Lima (2019).

Ao sul desse compartimento, foram delimitados para área o Dc 32, Dc 42 e Dc 22 essas três unidades apresentam formas de relevo convexo, diferenciando-se pelo grau de dissecação apresentado pelo relevo (Fig. 34, pág. 122). Essas três unidades demonstraram um considerável desenvolvimento nas suas formas de relevo, principalmente no Dc 42, com incisão considerável dos canais fluviais formando vales com entalhamento mediano, sendo alguns bastante retilíneos.

No Dc 32 os índices de dissecação são influenciados por um conjunto de canais intermitentes que mantem essa superfície com dissecação média, não ultrapassando os 80 metros, e relevo com topos convexos. A Zona de Cisalhamento Itambé corta ao meio essa unidade, influenciando na disposição dos rios, que se apresentam bastante assimétricos, e consequentemente nos índices de dissecação apresentados pelo relevo. A continuação dessa unidade se encontra no extremo SW da área, sendo dissecada principalmente pelos canais afluentes do rio Tracunhaém (Fig. 34, pág. 122).

Já no Dc 42 um pouco mais a leste, o relevo é modelado principalmente pelo alto curso dos rios Cupissura e Pitanga, que apresentam trechos retilíneos sugestivos de atuação de influência estrutural ou tectônica no direcionamento de seus canais. Foram observadas nessa área, no geral, formas de relevo colinoso com dissecação acentuada, podendo atingir 120 m nos vales mais profundos, influenciados pelo *Horst* Uruaé-Caricé, que migram para formas mais suaves à medida que se aproximam do curso do rio Capibaribe ao sul (Figura 36), onde a altimetria é mais modesta e se desenvolve uma dissecação fraca.



Figura 36 – Relevo convexo da unidade Dc 42 no município de Itambé – PB. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Entre os rios Capibaribe e Sirigi, denominada de Dc 22, predominam os entalhamentos médios dos vales de intensidade fraca, que variam entre 20 e 40 metros (Fig. 34, pág. 122). Foram registradas as menores altitudes em litologia cristalina da área de estudo, o que justifica a baixa energia dos fluxos hídricos e uma fraca incisão da rede de drenagem, onde predominam baixa declividade do relevo com o desenvolvimento de colinas suaves de grande dimensão interfluvial (Figura 37).



Figura 37 – Relevo suave ondulado registrado na unidade Dc 22. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Para a interpretação e análise do 5º táxon foram traçados dois perfis topográficos na área da Depressão Leste do Borborema (Perfil A e Perfil B) (Figura 38). Com a conclusão desses perfis foi possível visualizar diversas formas referentes à configuração das vertentes. Para analisar o significado de cada forma apresentada na configuração das vertentes, serão consideradas nesta pesquisa as concepções de Penck (1953). Para esse autor, as vertentes convexas são formadas quando os efeitos denudacionais não acompanham de imediato a intensidade do entalhamento do talvegue, sendo tal entalhamento influenciado por soerguimento tectônico.

Já para vertentes retilíneas o autor sugere que sua formação seja resultado do equilíbrio entre os processos de denudação e soerguimento, onde ocorre a manutenção do ângulo da vertente. As vertentes côncavas, segundo o autor, são formadas pela predominância da denudação sobre o entalhamento do talvegue que propicia a redução do ângulo da vertente. Destaca-se aqui, que os perfis topográficos utilizados nessa tese, são para fins ilustrativos, não garantindo a precisão quando se trata de contato litológico.

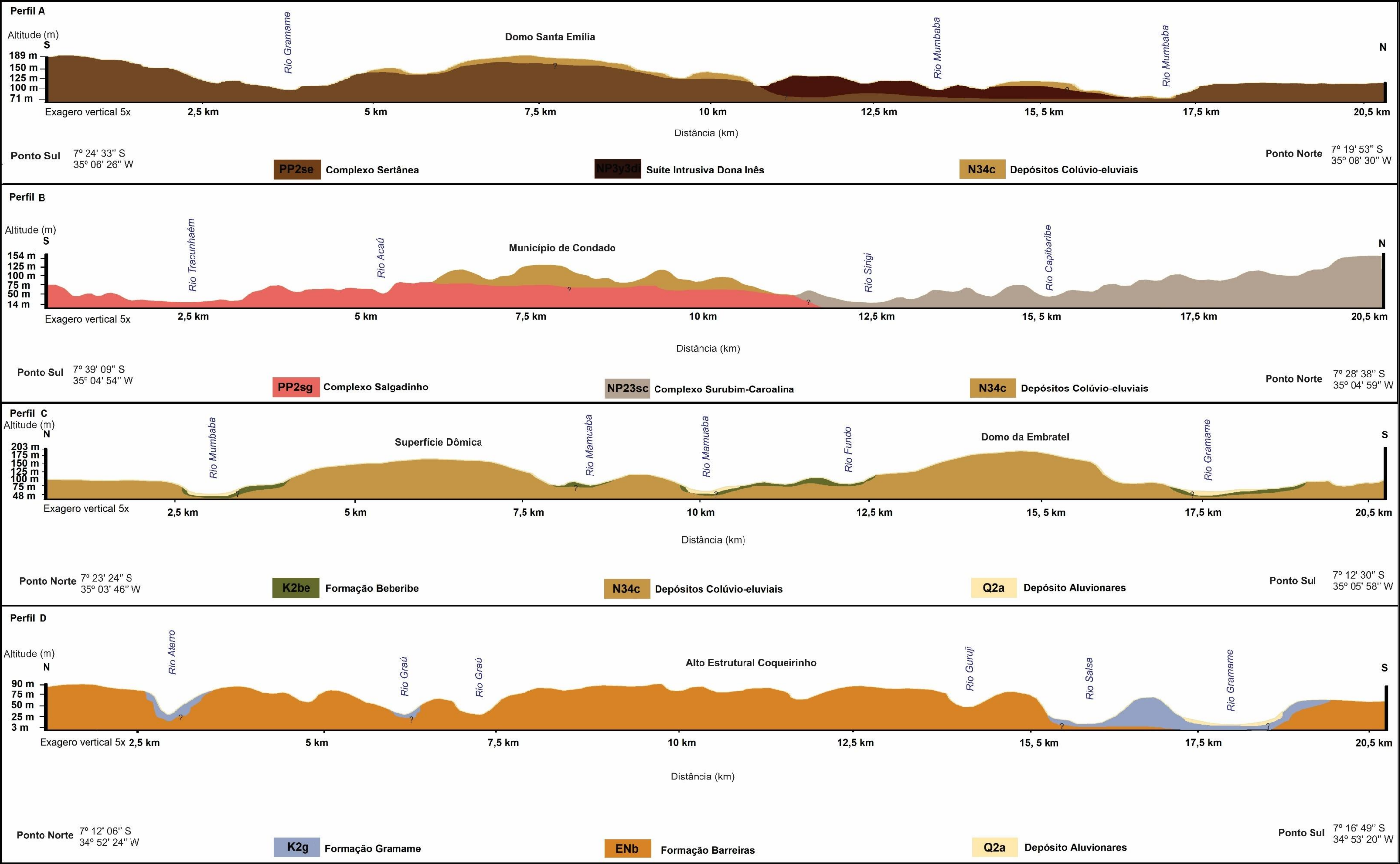


Figura 38 – Perfis topográficos elaborados no setor Sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco. **Elaboração:** Vinicius F. Lima (2021).

Com a conclusão dos perfis topográficos foi possível visualizar diversas formas referentes à configuração das vertentes. Os perfis A e B, foram efetuados em linhas que obedecem ao traçado de algumas coordenadas da área na posição S-N.

O perfil A (S-N) engloba as características dos padrões de formas de relevo Dc 32, Dsc 32, Dd 32 e Dt 31, cortando os rios principais Gramame e Mumbaba. Verificou-se, nesse perfil, a predominância de formas tabulares. Esse perfil demonstrou nitidamente a estrutura denominada de Domo Santa Emília que se destaca nesse compartimento. O rio Gramame está visivelmente, nesse perfil, confinado entre dois altos estruturas (Domo Santa Emília ao norte e o *Horst* Uruaé-Caricé ao sul). No geral, verificou-se, nesse perfil, a predominância de vertentes retilíneas e convexas (Fig. 38, pág. 127).

O perfil B (S-N) demonstra a forte dissecação, efetuada principalmente por riachos de primeira ordem na região nordeste da área de estudo. Os entalhamentos maiores são percebidos nos vales dos rios Tracunhaém e Sirigi predominando as vertentes retilíneas nesse perfil. Nos rios Acaú e Capibaribe estão presentes as vertentes retilíneas e convexas respectivamente (Fig. 38, pág. 127). No rio Acaú pode ser observado vales assimétricos apresentando sinais de basculamento no sentido S.

O 6º táxon corresponde às pequenas formas de relevo, como aquelas resultantes de processos atuais, naturais e antrópicos por exemplo: ravinas, voçorocas, bancos de assoreamento, além de formas produzidas pelo homem, como cortes e aterros, entre outros. Para área da Depressão Leste do Borborema foram identificadas através de trabalhos de campo e imagens de satélites formas atuais e antrópicas referentes a processos heterogêneos de formação influenciando consideravelmente na disposição do relevo.

A depressão Leste do Borborema de modo geral foi a que apresentou a menor quantidade de processos antrópicos de grande magnitude. Dentre os mais significativos podemos destacar a presença de uma área de mineração de granito localizada nas imediações do Domo Santa Emília, sob a litologia das Suítes Graníticas Dona Inês, e que se configura como uma importante estrutura antropogênica local (Figura 39). Além da mineração, são observadas em seu entorno depósitos tecnogênicos, terrenos escavados e lagoas tecnogênicas (Figura 40).

Como pode-se observar, na área a mineração origina formas antropogênicas degradacionais no ato da escavação da mina, agradacionais com os depósitos formados pelos rejeitos dos materiais retirados da mina e niveladas, resultantes da destruição de formas anteriormente postas e agora aplainadas. É importante destacar, que quando essas minas são desativadas restam relevos rebaixados que na maioria das vezes são preenchidos por água e tornam-se lagoas tecnogênicas.



Figura 39 – Formas degradacionais tecnogênicas associadas a mineração de granito no município de Pedras de Fogo – PB. **Foto:** Vinicius F. Lima (2016).



Figura 40 – Formas degradacionais, agradacionais e lagoa tecnogênica no município de Pedras de Fogo – PB. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Outros terrenos tecnogênicos presentes na área são relacionados principalmente a mineração de areia, que geralmente se localizam próximos ao leito dos rios (Figura 41), e a retirada de material para construção civil muito comum nas observações de campo. Algumas dessas escavações tornam-se inativas deixando cicatrizes na morfologia do relevo (Figura 42). Essas interferências antrópicas influenciam localmente nos processos de dissecação do relevo, assoreamento de rios, formação de bancos de areia, entre outros.



Figura 41 – Formas degradacionais associadas a mineração de areia no município de Itambé – PE. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).



Figura 42 – Formas degradacionais associadas a escavação do terreno para retirada de material no município de Itambé – PE. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Devido ao intenso aproveitamento agrícola dessa área, são encontradas inúmeras formas menores no relevo como ravinamentos e cicatrizes de erosão, associadas na maioria das vezes, a práticas agrícolas inadequadas (Figura 43). Vale lembrar, que devido à forte incisão fluvial de alguns canais presentes na área, essas formas menores podem ocorrer de forma natural, como mecanismo do escoamento das águas superficiais.



Figura 43 – Formas antropogênicas menores associadas ao uso do solo no alto curso do rio Mumbaba. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Dessa forma, pode-se observar que as características geomorfológicas da unidade mapeada sobre a morfoescultura da Depressão Leste do Borborema representam de forma satisfatória o contexto tectônico e/ou estrutural no qual a área de estudo está inserida, propício ao desenvolvimento de variações bruscas no relevo e na rede de drenagem de acordo com a intensidade de suas manifestações e da atuação dos fatores exógenos no desgaste das estruturas geradas. Além disso, não podem ser desconsiderados os fatores antrópicos como motivadores de processos menores, mas que são importantes para o modelado da área em questão.

8.3.2 Geomorfologia da morfoestrutura da Bacia Sedimentar Paraíba e da Cobertura Sedimentar de Plataforma

Para essas morfoestruturas foram estabelecidas as morfoesculturas das Superfícies Reliquiárias, Tabuleiros Litorâneos e Superfícies Dômicas, que por sua vez, foram subdivididas em nove áreas com padrões de formas de relevo com formato de topos tabulares e semi-convexos que se diferenciam por seus distintos níveis de dissecação do relevo (Fig. 34, pág. 122).

Os processos geomorfológicos que atuam sobre essas morfoestruturas, embora se desenvolvam sobre litologia sedimentar e em condições climáticas similares, apresentam diferentes padrões de relevo, desenvolvidos através de diferentes intensidades nas incisões dos canais fluviais, fato que pode ser atribuído a condição morfotectônica já discutida nos capítulos anteriores dessa pesquisa.

A morfoescultura da Superfície Reliquiar está presente nas imediações da Depressão do Abiaí, onde foi possível através dos trabalhos de campo, identificar superfícies testemunhas aos processos de denudação que assolam a área. Essa morfoescultura foi subdividida em 3 fragmentos distintos, sendo 2 de maiores dimensões e 1 fragmento menor, representado pela unidade Dt 32, onde predominam padrões de relevo em forma de morros residuais com dimensões interfluviais médias que variam de 700 m a 1500 m e entalhamento médio dos vales variando entre 40 e 80 m. Esse padrão de forma de relevo encontra-se isolado pela lagoa do Frazão (município de Pitimbu - PB), e um afluente do Rio Abiaí, tendo sua porção leste delimitada por uma linha de falésias inativas. Esse compartimento apresenta topo tabular sustentado pela Formação Barreiras.

Os outros pequenos Padrões de Forma de Relevo localizados nas adjacências da Depressão do Abiaí, apresentam topos tabulares e um apresenta topo semi-convexo. O padrão localizado nas proximidades da margem esquerda do Rio Papocas apresenta índice de dissecação 41 (Dt 41) e possui seu topo recoberto pelos sedimentos da Formação Barreiras e, nas suas vertentes escarpadas, afloram os calcários da Formação Gramame.

Ao Norte deste, localiza-se outra forma residual que apresenta índice de dissecação 41 (Dsc 41) e possui afloramentos pontuais de calcário da Formação Gramame. Esses dois Padrões de Formas de Relevo, em contato com a Depressão do Abiaí, apresentam-se como morros-testemunhos, ou seja, são formas reliquias que evidenciam um acentuado recuo de vertente, atestados pelos afloramentos de calcários próximo ao topo desses morros (Figura 44).

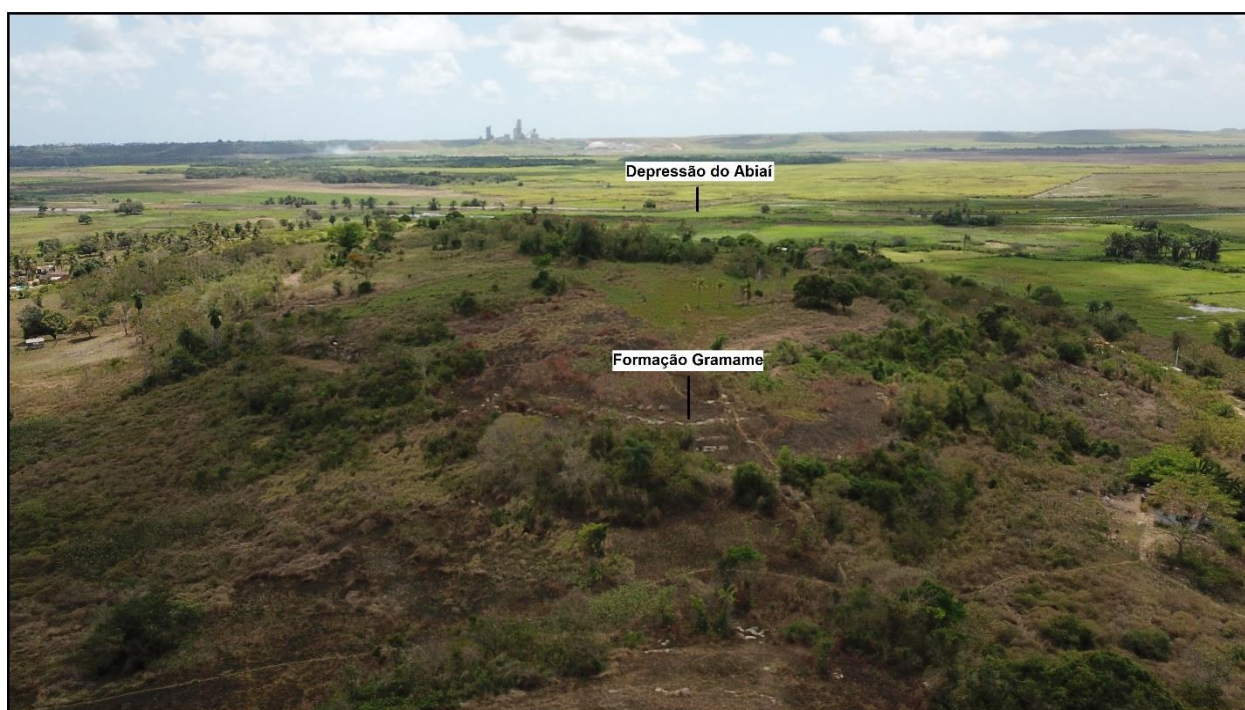


Figura 44 – Superfície Reliquiar na Depressão do Abiaí. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

No interior da Depressão do Abiaí são encontrados pequenos morrotes de calcário da Formação Gramame, que foram identificados a partir de comprovação em campo (Figura 45). Como já descrito, esses morrotes, apontam para uma origem denudacional dessa depressão, pois o calcário Gramame é uma formação do Cretáceo que se encontra sotoposta à Formação Barreiras.



Figura 45 – Pequenos morrotes no interior da Depressão do Abiaí. **Foto:** Vinicius F Lima (2020).

Na morfoestrutura da Cobertura Sedimentar de Plataforma foram delimitadas duas morfoesculturas que são os Tabuleiros Litorâneos e as Superfícies Dômicas. A morfoescultura dos Tabuleiros Litorâneos representa a maior parte da área de estudo. Em linhas gerais, constituem unidades geomorfológicas de superfícies aplainadas e suavemente inclinadas para leste, sendo abruptamente interrompidos pelos entalhes fluviais e pelas falésias marinhas esculpidas pela abrasão marinha atual e/ou pretérita.

Na área estudada, os Tabuleiros Litorâneos constituem relevos compostos, predominantemente, por suaves elevações, que possuem topos planos semitabulares, formando pequenas mesetas com mergulho suave na direção da costa. As altitudes são geralmente inferiores a 100 m na direção leste, e aumentam suavemente em direção oeste, chegando a alcançar, em alguns pontos, aproximadamente 200 m.

A rede de drenagem da área recorta os Tabuleiros Litorâneos no sentido preferencial W-E perpendiculares à linha de costa. A erosão nessas áreas tem sido relacionada à fase regressiva do nível marinho e/ou ao soerguimento pleistocênico da margem continental que provocou o aumento dos canais de drenagem e o retorno da erosão (FURRIER, 2007).

Os Tabuleiros Litorâneos da área de estudo puderam ser agrupados em seis grandes e distintos padrões de relevo que serão descritos a seguir e podem ser observados no mapa geomorfológico da área (Fig. 34, pág. 122).

- **Dt 21:** Esse padrão de forma de relevo é observado principalmente na área onde está assentado o sítio urbano de João Pessoa. Além dessa área, pode-se observar também, esse padrão de relevo de forma pontual nas proximidades da ilha de Itamaracá no extremo sul da área de pesquisa. São formas de dissecação tabular com grau de entalhamento fraco do vale e com dimensão interfluvial média classificada como muito grande. Esse relevo é caracterizado por formas com topos tabulares, geralmente capeados pela Formação Barreiras. Esse modelado de topo é um indicativo de que o processo de dissecação ainda não se deu de forma muito expressiva nessa região, preservando a característica de topo tabular dessa área. Em João Pessoa, essas áreas estão relacionadas às cotas altimétricas de até 40 m. São tabuleiros amplos, relativamente planos e com uma rede hidrográfica pouco densa. Atualmente toda essa superfície está muito urbanizada (Figura 46).



Figura 46 – Forma tabular com grau de entalhamento fraco do vale no Dt 21, município de João Pessoa – PB. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

- **Dt 31:** Correspondente a um entalhamento médio dos vales que varia entre 40 a 80 m e uma dimensão interfluvial média muito grande maior que 1.500 m. Essa classe de dissecação engloba a maior parte da área do setor Sudeste da Paraíba e Nordeste de

Pernambuco, estando presente de norte a sul na área em questão, circundando as demais classes de dissecação. Essa área, na sua parte central, é dissecada principalmente pelos afluentes da bacia hidrográfica do rio Gramame. A norte o trabalho de dissecação é realizado pela bacia do rio da Ribeira e ao sul a dissecação é comandada por diversos afluentes dos rios Abiaí e Goiana. O tipo de relevo resultante desses processos corresponde a tabuleiros suaves com topos tabulares (Figura 47).



Figura 47 – Relevo com topo tabular e médio grau de dissecação na margem esquerda do rio Mumbaba. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

- **Dt 32:** São formas de denudação tabular com grau de entalhamento do vale tipo médio (40-80 m), de dimensão interfluvial grande (1.500 a 700 m). Esse tipo de relevo é observado nos tabuleiros nas proximidades de Pitimbu. No município de Pitimbu, esses tabuleiros possuem cotas altimétricas de até 60 m, são constituídos de terrenos com topo quase planos, com rede hidrográfica pouco densa e basculado para SE. A forma de relevo Dt32, também ocorre mais a oeste entre os rios Capibaribe e Tracunhaém. Nessa área são representados por tabuleiros mais rebaixados com cotas altimétricas de até 40 m (Fig. 34, pág. 122).
- **Dt 41:** Esta unidade exhibe intensidade de dissecação forte e dimensão interfluvial muito grande. Esse padrão de relevo foi estabelecido no setor norte do rio Paraíba sendo dissecado principalmente pelo riacho Obim e pelo riacho Una. O forte processo incisivo chega a expor de forma expressiva a Formação Beberibe em algumas sub-bacias de riachos que drenam essa unidade, porém essas áreas foram inseridas nessa morfoestrutura por

representarem bem o índice de dissecação das adjacências e por conterem rochas sedimentares da Formação Barreiras e depósitos Colúvio-eluviais nas suas partes mais elevadas. Na porção central da área de estudo também é possível observar a ocorrência desse padrão de relevo sendo dissecado principalmente pelos afluentes dos rios Gramame, Aterro e Popocas (Figura 48). Ao sul da área, os processos de dissecação são comandados pelos afluentes do rio Itapirema.



Figura 48 – Atuação dos processos de dissecação do relevo na unidade Dt 41 na margem direita do rio Mamuaba. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Nessa unidade foram registradas as maiores altitudes da área sedimentar, atingindo os 200 metros no divisor de água das sub-bacias onde está localizado. Devido a essa altitude elevada para os padrões regionais é possível notar um intenso processo de dissecação dessa área que dá origem a vales profundos alguns atingindo mais 100 metros, como pode ser observado no rio Itapirema, no setor sul da área.

- **Dt 42:** Entre os rios Cupissura e Papocas na porção central da área de estudo foi delimitado o Dt 42. A dissecação dessa área é realizada principalmente pelo rio Taperubas que desemboca no rio Papocas. Deve-se ter especial atenção com essa área, visto que o acentuado entalhamento dos vales desses canais e sua retilineidade pode ser um indicativo de controle tectônico ou litológico. Os tabuleiros dessa região são bastante acentuados, apresentando vales profundos (entre 80 e 160 m) e dimensão interfluvial grande, variando entre 1500 a 700 m (Fig. 34, pág. 122).

- **Dsc 41:** Além das formas tabulares, também podem ser encontrados padrões do tipo semi-convexos na porção situada entre os rios Aterro e Graú no município do Conde (Figura 49). Essa área é caracterizada por possuir formas semi-convexas, com forte entalhamento médio dos vales e grande dimensão interfluvial, maior que 1500 m, sendo fortemente influenciada pelo Alto Estrutural Coqueirinho.



Figura 49 – Padrão de forma de relevo semi-convexo do Dsc 41 no alto curso do rio Aterro. Notar a presença de relevo tecnogênico com terraceamentos e Terrenos escavados. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

As áreas delimitadas na morfoescultura Superfícies Dômicas se destacam na paisagem por sua altimetria mais elevada que as áreas adjacentes. Percebe-se nessas superfícies o desenvolvimento de uma interessante estrutura circular dômica assentada sobre litologia sedimentar dos depósitos Colúvio-eluviais, com drenagem centrífuga conspícua, como alto índice de dissecação do relevo, e em cujo ápice central está um dos pontos culminantes da área, na torre da Embratel, com 213 m. Nessa morfoescultura foram delimitados três padrões de relevo distintos a saber, Dd 31, Dd 32 e Dd 41.

Entre a margem direita do rio Mumbaba e esquerda do rio Mamuaba próximo a sua nascente encontra-se a forma de relevo denudacional denominada nessa pesquisa de Dd. Essa forma de relevo com grau de dissecação 31 pode ser interpretada como uma superfície dômica ainda mediantemente dissecada pela hidrografia. Essa forma de relevo apresenta um entalhamento médio dos vales, com um aprofundamento considerado médio, variando entre 40 e 80 m, e uma

dimensão interfluvial muito grande, maior que 1.500 m. Nesse valor de dissecação a formação dômica se torna mais evoluída e visível na paisagem (Fig. 34, pág. 122).

O padrão de forma de relevo denominado de Dd 32 pode ser observado em duas superfícies dômicas mediantemente dissecadas com grande dimensão interfluvial. Na porção central da área, essa superfície encontra-se em contato entre as litologias sedimentar e cristalina, sendo sua dissecação comandada pelos afluentes dos altos cursos dos rios Mumbaba, Mamuaba e Gramame. O mesmo processo é observado no extremo sul da área, onde essa superfície está sendo dissecada pelos rios Itapirema e Tracunhaém (Fig. 34, pág. 122).

O padrão de relevo dômico mais representativo da área de estudo foi delimitado como Dd 41. Esse padrão de relevo apresenta uma forma circular dômica, indicando o valor 41 de índice de dissecação nas partes sul e norte desse alto estrutural. Esse valor representa um entalhe médio dos vales forte entre 80 e 160 m e dimensão interfluvial média muito grande (>1500 m).

Esses valores de dissecação sugerem que essa forte incisão se deu por processos erosivos agressivos, e demonstram, ainda, que a estrutura dômica está em franco processo denudacional, pela sua elevada altimetria e as altas declividades apresentadas nas vertentes, que, por sua vez, aumentam a energia e o poder de erosão dos fluxos hídricos. O padrão e o tipo de relevo resultante desse processo correspondem a estrutura representativa de um círculo com drenagem radial. Essa área está localizada no Domo da Embratel e encontra-se em processo de forte dissecação pelos afluentes dos rios Mamuaba ao norte e Gramame ao sul (Figura 50).

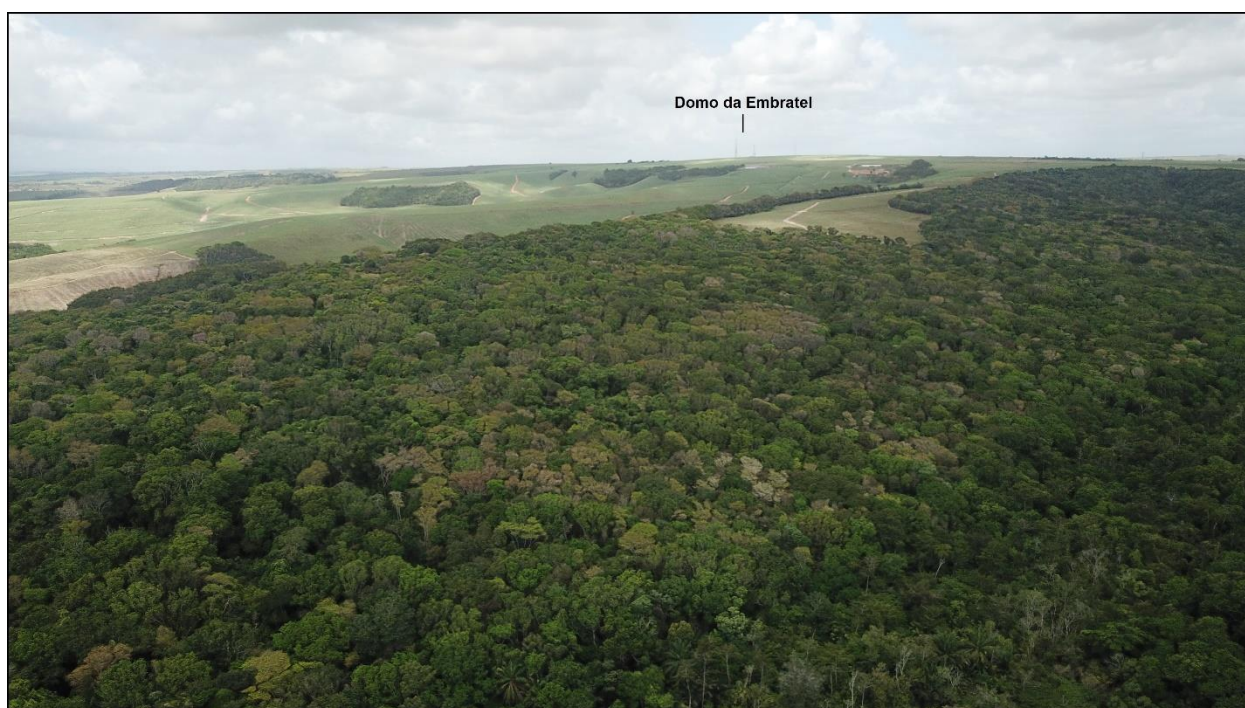


Figura 50 – Relevo com superfície circular dômica, sendo fortemente dissecado pelos afluentes do rio Gramame. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Com a conclusão dos perfis topográficos, foi possível visualizar diversas formas referentes à configuração das vertentes nas morfoesculturas aqui descritas e que serão detalhadas a seguir. Os perfis traçados para representação das vertentes dessas morfoesculturas foram denominados de Perfil C e Perfil D (Fig. 38, pág. 127).

O perfil C (N-S) foi traçado sobre os padrões de formas de relevo Dt 42, Dt 41, Dd 41, Dd 31 e Dt 31. Esse perfil demonstra um relevo com topo predominantemente plano formando extensos tabuleiros pouco dissecados pela drenagem. Na área de predominância do Dd 41 é possível notar sua forma dômica característica da região em análise onde está situado o Domo da Embratel. É notória a importância dessas formas circulares na configuração do relevo da área de estudo. São nessas áreas que se verificam as maiores altitudes da região e suas adjacências. As vertentes nessa área, em sua maioria, apresentam formas convexas, porém, também ocorrem formas retilíneas (rio Fundo) e côncavas (alto curso do rio Mamuaba) (Fig. 38, pág. 127).

No perfil D (N-S) estão presentes os padrões de forma de relevo Dsc 41, Dt 31 e Dt 21, pode-se observar nesse traçado de perfil os fortes entalhes causados pelos rios e riachos, que são influenciados diretamente pelo Alto Estrutural Coqueirinho. As vertentes encontradas são bastante variadas, podendo verificar, por exemplo, as vertentes retilíneas do rio Aterro e convexas no rio Guruji e Gramame. As vertentes côncavas podem ser verificadas em pequenos riachos que não foram denominados nessa pesquisa.

6º táxon correspondente às formas de relevo atuais naturais e antrópicas, nas quais estão inseridas as formas tecnogênicas. Serão agora relatadas de acordo com o que foi mapeado no mapa geomorfológico e com os trabalhos de campo realizados. No mapa geomorfológico, foram descritos no sexto táxon para as morfoestruturas da Bacia Sedimentar Paraíba e para Cobertura Sedimentar de Plataforma as áreas de voçorocas (naturais e urbanas), lagoas tecnogênicas, dolinas, mineração de calcário e de areais, terraceamentos, depósitos tecnogênicos, ravinamentos e terrenos escavados.

Em relação às formas de erosão tecnogênicas, foram encontrados ravinamentos antropogênicos e voçorocas, que, mesmo tendo origem natural, passam por modificação na evolução dos processos que a tangem (Figura 51 e 52). Essas formas foram encontradas em grandes quantidades na área em questão, principalmente no município do Conde, estando presentes também em áreas urbanas.



Figura 51 – Formação de ravinas na Formação Barreiras, próximo a áreas agrícolas no município do Conde -PB. **Foto:** Vinicius F. Lima (2018).



Figura 52 – Voçoroca na Formação Barreiras, próximo ao rio da Salsa no município do Conde – PB. **Foto:** Vinicius F. Lima (2018).

Em regiões urbanas, as voçorocas têm seus processos erosivos intensamente acelerados, devido a fatores como: impermeabilização do solo da cidade e aumento do escoamento de águas pluviais em direção à voçoroca; desmatamento das áreas adjacentes e aumento do aporte de sedimentos; ocupação das áreas contíguas à voçoroca; e um grande agravante que, inclusive, acontece em uma voçoroca urbana no Conde (Figuras 53), que é o acúmulo de detritos e lixo orgânico nas margens da área de declive da voçoroca e também em seu interior.

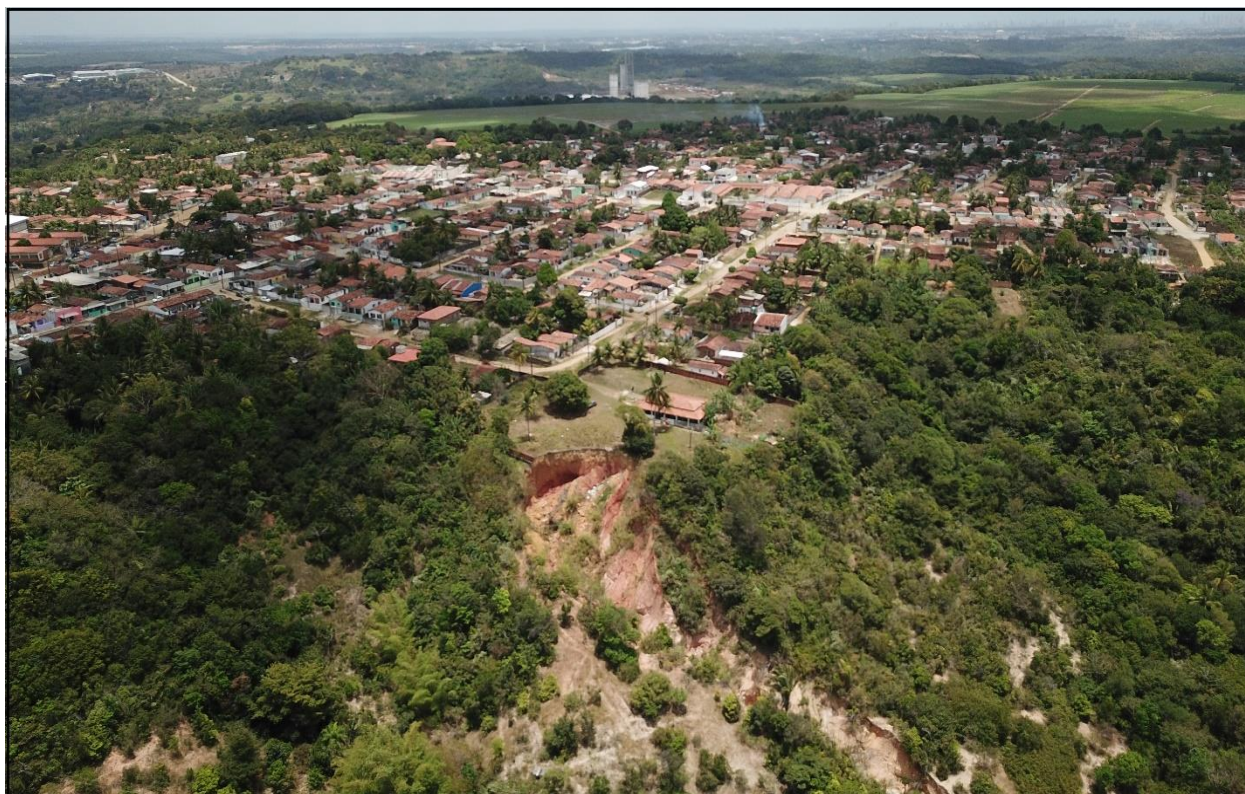


Figura 53 – Voçoroca urbana no município do Conde -PB. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

As voçorocas do município do Conde não se restringem só a essa região do centro da cidade, mas são bem mais presentes na zona litorânea, onde se contabilizam pelo menos oito grandes voçorocas e outras de menor porte. Mesmo na área de erosão natural dominada pelas voçorocas, existe um agravante trazido pela ação antropogênica, pois as regiões contíguas às voçorocas se encontram loteadas e já existem alguns elementos urbanos sobre esses loteamentos, como início de construções de alvenaria, casas prontas, rede de iluminação pública com postes de energia elétrica etc. (Figura 54).

Outras formas tecnogênicas referentes a representação do 6º táxon, que se destacam na área de estudo, são as grandes quantidades de mineração de areia presentes basicamente em todos os municípios da região e a mineração de calcário que está quase sempre ligada aos afloramentos da Formação Gramame.



Figura 54 – Sequência de voçorocas na zona litorânea do Conde, entre as praias de Tambaba e Coqueirinho. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

A partir das imagens de satélite e da confirmação em campo, foi possível identificar várias feições no relevo ligadas a mineração de areia em toda área pesquisada. Em relação às formas resultantes da mineração, podemos indicar as antigas minas de extração de areia, que hoje estão inativas, geralmente formado áreas degradacionais preenchidas por água e sedimentos, e agradacionais formada pelo acúmulo desses sedimentos (Figura 55).



Figura 55 – Formas agradacionais e degradacionais ligadas a mineração de areia no município de Alhandra. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Nessa mesma perspectiva, também pode-se observar na região a mineração de calcário formando áreas agradacionais e degradacionais principalmente nos municípios de João Pessoa, Conde, Alhandra, Pitimbu e Itapissuma (Figura 56). Devido a presença do calcário da formação Gramame, essa área possui muito mais terrenos antropogênicos ligados a mineração do que a área cristalina trabalhada no item anterior.



Figura 56 – Formas agradacionais e degradacionais formadas pela mineração de calcário no município de Pitimbu – PB. **Nota:** (A) Formas degradacionais criadas a partir da mineração intensa de calcário. (B) depósito tecnogênico formando relevos agradacionais pelo depósito de rejeito de mineração. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Em relação aos depósitos tecnogênicos e aos terrenos escavados foi possível identificar várias formas com essa característica na área. Devido à grande extensão da área essas formas foram agrupadas para facilitar a visualização, onde foi possível ajuntar na mesma imagem depósitos tecnogênicos como aterro sanitário e depósito de areia e petcoke e terrenos escavados relacionados a mineração e retirada de material (Figura 57).



Figura 57 – Depósitos tecnogênicos e terrenos escavados no município de Santa Rita. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Um dos mais impressionantes depósitos tecnogênicos da área pode ser verificado no município de Pitimbu, sendo formado pelo acúmulo de lixo na cabeceira de drenagem em um dos afluentes do riacho Engenho Velho, mudando as características naturais do terreno e influenciando diretamente no escoamento superficial da água (Figura 58). Para este estudo são considerados as contribuições de Peloggia (1998), que caracteriza os depósitos de materiais detrítico com lixo orgânico de origem humana como depósitos gárbicos.

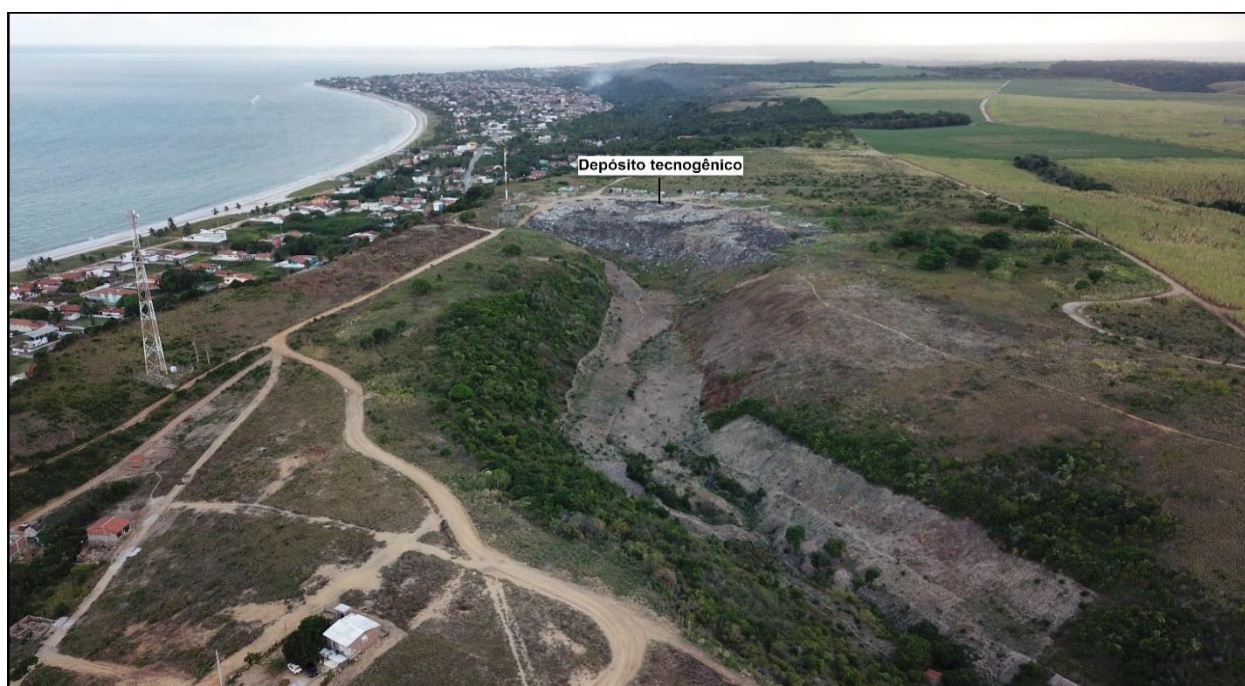


Figura 58 – Depósito tecnogênico formado pelo acúmulo de lixo em cabeceira de drenagem. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Entende-se nessa pesquisa que todas essas mudanças diretamente causadas pela ação antropogênica podem contribuir para alteração dos processos morfogenéticos da porção sudeste da Paraíba e nordeste de Pernambuco, e por isso não podem ser menosprezados principalmente nas áreas costeiras e suas adjacências que historicamente são consideradas as áreas mais habitadas mundialmente, devido ao enorme grau de variedade de recursos naturais presente nesse ambiente, relevante para o desenvolvimento econômico de uma sociedade.

8.3.3 Geomorfologia da morfoestrutura Sedimentos Quaternários

A morfoestrutura Sedimentos Quaternários apresenta diversos tipos de sedimentos depositados, a exemplo de depósitos aluvionares que se estendem em quase todos os vales dos rios regionais, depósitos litorâneos praias que ocorrem de norte a sul seguindo a linha de costa e outros depósitos de localizações mais restritas, a exemplo de depósitos de mangue.

Sobre essa morfoestrutura, foi delimitado a morfoescultura de acumulação da Baixada Litorânea. Essa morfoescultura é composta pelos depósitos sedimentares onde se desenvolvem formas de relevo de caráter agradacionais compostos por sedimentos de praia, mangue e aluviais. Os processos de acumulação desses depósitos sedimentares deram origem a formas de relevo peculiares na área. Os padrões de relevo agradacionais encontrados na área, tiveram em alguns casos, que ser agrupados devido à escala adotada e também à dificuldade em distingui-los precisamente.

Dessa forma, foram mapeadas na presente tese as unidades de Formas de Planície Interdial (Api), Formas de Planície Fluvial (Apf), Forma de Terraço Fluvial (Atf), Forma de Terraço e Planície Marinha (Atpm) e Forma de Colúvio, Terraço e Planície Fluvial (Actpf).

Na área esses terrenos possuem altitudes modestas, geralmente inferiores a 10 m, embora ocorram planícies fluviais mais afastadas da linha de costa com altitudes superiores. A Baixada Litorânea é composta de formas variadas que resultam da acumulação de sedimentos marinhos, fluviais e flúvio-marinhos.

A evolução da Baixada Litorânea tem sido influenciada por uma gama de processos morfogenéticos e geodinâmicos, destacando-se entre eles a litologia e os regimes tectônico e climático. A litologia determina os padrões de afloramentos tanto no continente como no assoalho oceânico, e o regime tectônico possibilita os soerguimentos ou subsidências das massas rochosas.

Compartimentando a Baixada Litorânea, podemos encontrar vales drenados por rios perenes que desenvolvem terraços e planícies aluviais, sendo estas muito mais expressivas quando se aproximam da linha de costa e sofrem influência das marés. Progressivamente, para montante

dos rios, percebe-se um estreitamento desses depósitos, que em alguns casos chegam até mesmo a desaparecer.

As formas de acumulação mapeadas no setor sudeste da Paraíba e nordeste de Pernambuco serão descritas separadamente, para facilitar a descrição dos processos que lhes deram origem.

As Formas de Terraço e Planícies Marinhas (Atpm), ocorrem em toda linha de praia na área de estudo, existindo diversas variações no avanço dessas ocorrências em relação ao continente, formando áreas estreitas composta basicamente pelas praias atuais, onde se observa terraços marinhos de abrasão, alternadas com áreas mais largas onde podem ser observados terraços marinhos de acumulação mais extensos ligados geralmente a desembocadura dos principais rios da área.

A área de maior representatividade dessa forma de acumulação encontra-se principalmente no extremo norte da área entre os municípios de Cabedelo e João Pessoa e na porção sul entre os municípios de Pitimbu na Paraíba e Itamaracá em Pernambuco. São formadas por areias praias atuais de composição variada e por terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos (Figura 59).



Figura 59 – Forma de Terraço e Planícies Marinhas: (A) município de Cabedelo – PB e (B) município de Itamaracá – PE. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Nos demais trechos do litoral, os terraços e planícies marinhas são bastante estreitos, confinados pelas falésias inativas e ativas e pelos depósitos de mangue nas desembocaduras dos cursos fluviais (Figura 60).



Figura 60 – Forma de Terraço e Planícies Marinhas confinados pelas falésias e depósitos de mangue na desembocadura do rio Graú. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Na área de estudo pode-se observar muitas evidências de erosão em várias praias, sendo os indicadores de erosão costeira mais visíveis: quedas de blocos nas falésias ativas, coqueiros tombados e/ou grande exposição de suas raízes e destruição de construções, como casas, muros e cercas.

Os processos erosivos são comandados nessa região pelas correntes litorâneas e o regime de marés, além de outros processos que também contribuem para a evolução das formas litorâneas, mesmo que em menor escala, como a ação das águas pluviais e fluviais e o intemperismo físico, químico e biológico. Quando considerado o tempo histórico, a atividade humana também possui sua parcela de influência, modificando e transformando o meio ambiente através do uso e ocupação do solo.

A Forma de Planície Interdial (Api), conhecida popularmente como mangue, tem como característica principal a presença de material argiloso sendo influenciado pela água salgada das marés. Essas planícies são formadas por acúmulo de material argiloso e matéria orgânica e ocorre normalmente no baixo curso dos rios, apresentando pequeno gradiente topográfico. Em consequência, a energia fluvial é atenuada e não consegue carregar muito da carga sedimentar do rio que é depositada, preenchendo o vale com sedimentos fluviais e fluviomarinhos.

As maiores planícies recobertas por mangue da área de estudo, encontram-se no estuário dos rios Paraíba e Goiana, até onde se faz sentir os efeitos da maré a oeste. Essas planícies vêm sofrendo forte intervenção humana que, em alguns casos, descaracteriza-a totalmente, não sendo mais possível mapeá-la.

Em alguns casos, parte dessa planície foi aterrada, sendo transformada em terraços tecnogênicos ou são utilizadas para carcinicultura (Figura 61). A partir do rio Paraíba em direção ao sul, são encontradas as planícies interdiais do rio Cuiá, do rio Gramame, do rio Gurujá, do rio Graú, do rio Mucatu do rio Abiaí, do rio Goiana e do rio Itapessoca.



Figura 61 – Forma de Planícies Interdial ocupada por carcinicultura nas proximidades da desembocadura do rio Goiana. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Já a Forma Planície Fluvial (Apf), pode ser encontrada em praticamente todas as bacias hidrográficas de grande porte que fazem parte da área de estudo. A planície fluvial caracteriza-se por ser formada pela deposição de material aluvial erodido em áreas mais elevadas. Segundo Guerra e Guerra (1997), planícies fluviais são aquelas justapostas ao fluxo fluvial, com formas alongadas (quando de nível de base local) e são produzidas pelos depósitos deixados pelos rios.

Com exceção das cabeceiras dos cursos fluviais, em praticamente todo o restante de seus trajetos, ocorrem planícies fluviais de extensões variadas que, em grande parte dos casos, não foi possível sua individualização tendo sido então, generalizadas e mescladas com outras formas de agradação, como as Formas de Colúvio, Terraço e Planície Fluvial (Actpf), perfazendo áreas de agradação maiores, possíveis de serem mapeadas na escala proposta nessa pesquisa. Essas

planícies podem ser identificadas e mapeadas com facilidade no baixo curso dos rios Gramame e Abiaí.

As planícies fluviais geralmente estão a retaguarda da planície interdial na área (Figura 62). Como se pode perceber na Depressão do Abiaí, onde a rede de drenagem é extremamente complexa formando um emaranhado de canais e afluentes que vão formar o estuarino do rio Abiaí. Devida essa complexidade da rede de drenagem, foi muito complicado diferenciar, com precisão adequada, o que é planície fluvial do que é terraço fluvial, mas com ajuda de imagens de satélite e trabalhos de campo foi possível fazer essa diferenciação.



Figura 62 – Forma de Planícies Interdial e Forma de Planície Fluvial divididas pela PB -008 na Depressão do Abiaí. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

A unidade Formas de Terraço Fluvial (Atf) teve sua ocorrência principal, na presente tese, registrada na área da ilha da Restinga, parcialmente presente na área, situada no estuário do rio Paraíba, onde foi possível, diante da sua dimensão territorial e da escala adotada, mapear essa unidade separada, assim como em outras pequenas ilhas situadas nesse estuário.

Foi possível mapear essa unidade também no baixo curso e áreas estuarinas dos rios Gramame, Abiaí, Goiana e Itapessoca. Essa denominação já foi utilizada por Furrier (2007) para designar a área que se encontra mais elevada e não está submetida aos processos de inundações (Figura 63). As planícies fluviais são diferenciadas dos terraços fluviais, por sofrerem inundações frequentes, devido aos transbordamentos dos rios, ocasionando, portanto, acumulação sedimentar atual.

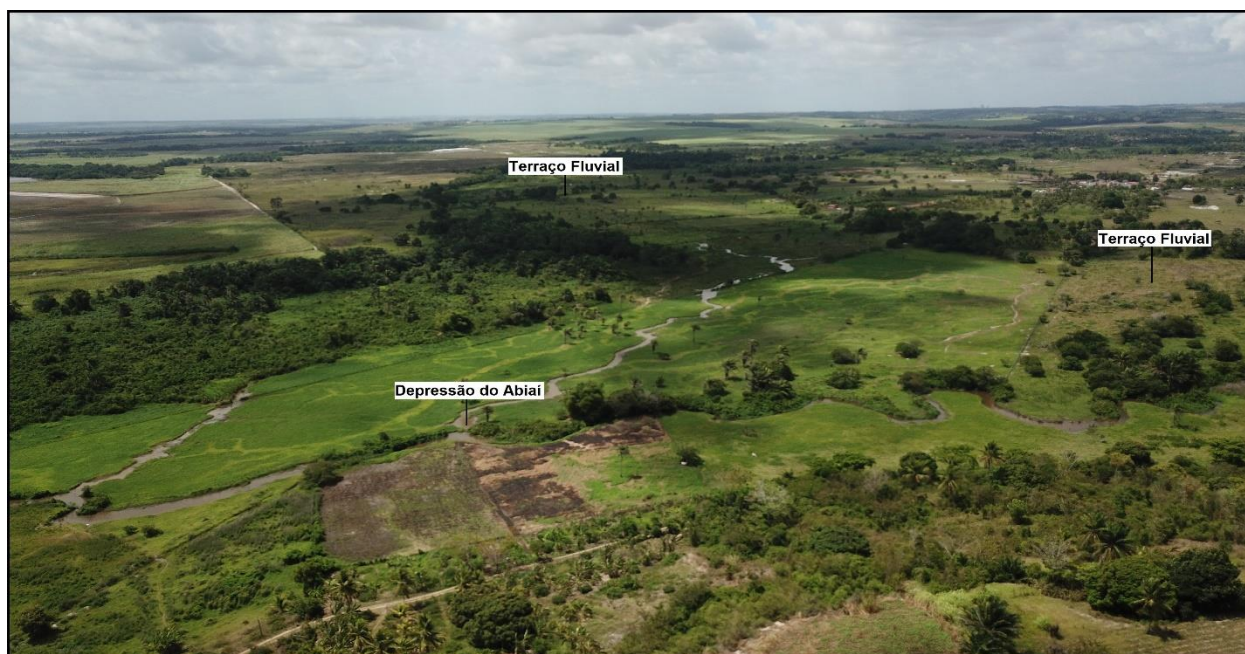


Figura 63 – Forma de Terraço Fluvial na Depressão do Abiaí. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Devido a escala empregada na pesquisa e a dificuldade de diferenciação em campo, foram aglutinadas as seguintes unidades, Forma de Colúvio, Terraço e Planície Fluvial (Actpf). Os depósitos de colúvio são bastante comuns na área, principalmente nos limites das vertentes com os tabuleiros, mas são de difícil delimitação com os terraços fluviais, sendo praticamente impossível seu correto mapeamento sem uma quantidade exaustiva de trabalhos de campo. Esse compartimento está praticamente todo tomado pelo cultivo de cana-de-açúcar. As áreas de terraço são uma superfície horizontal ou levemente inclinada, construída por depósitos sedimentares, ou superfície topográfica modelada pela erosão fluvial na área de estudo.

Essas formas de acumulação aqui apresentadas, encontram-se bastante descaracterizadas na área, por processos atuais comandados por interferência antrópica. Essas interferências estão relacionadas principalmente a mineração de areia e a prática da carcinicultura, que resultam na formação de áreas degradacionais geralmente preenchidas por água, mudando quase que completamente a dinâmica natural do rio.

A prática de carcinicultura é amplamente utilizada nessa região, podendo ser mapeada com facilidade devido sua expressividade. Pode-se encontrar grandes áreas de carcinicultura presentes nas proximidades das margens dos rios e nos complexos estuarinos das bacias hidrográficas dos rios Paraíba, Goiana e Itapessoca (Figura 64).

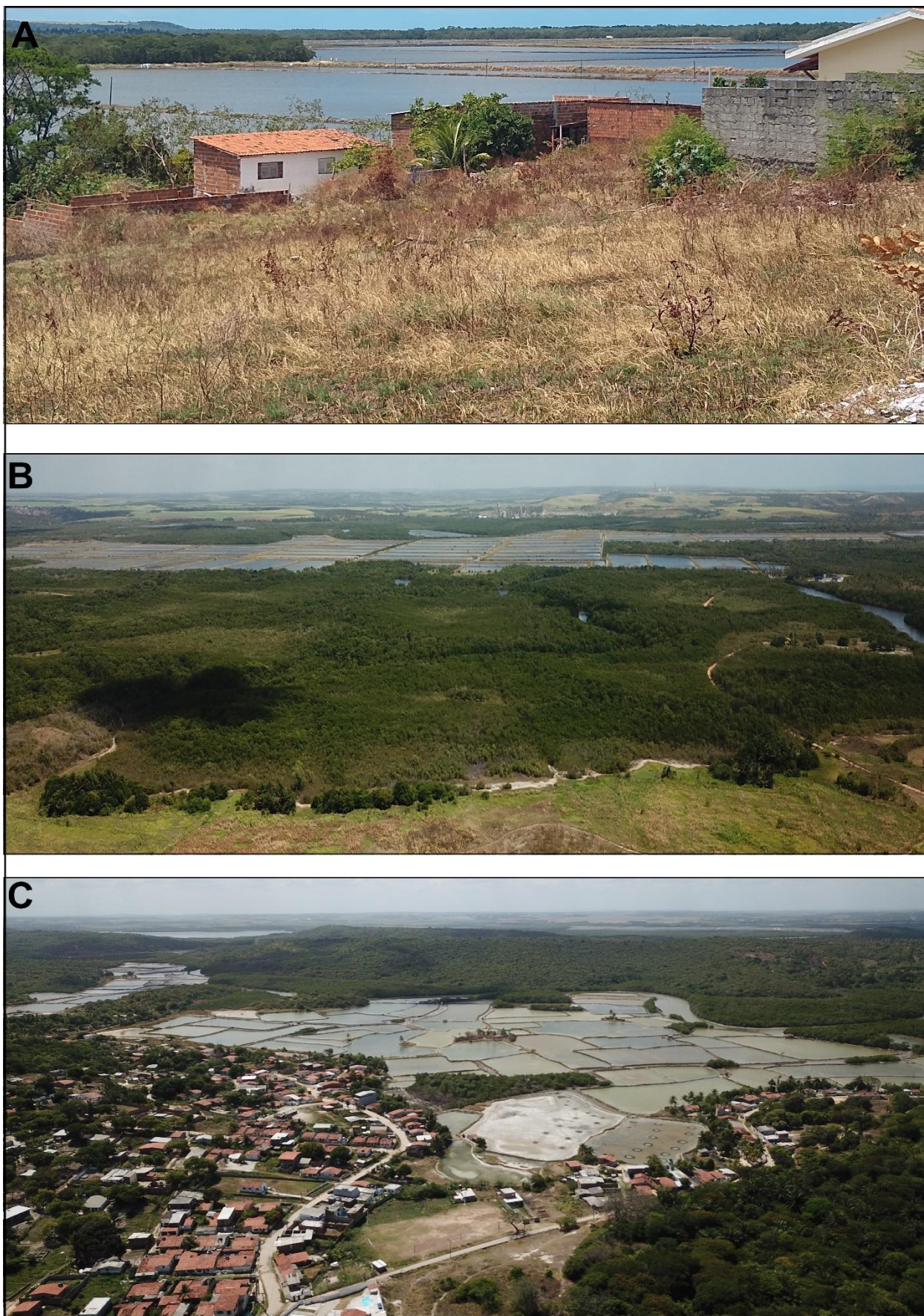


Figura 64 – Carcinicultura presente nas Planícies Interdiais no: (A) rio Paraíba; (B) rio Goiana e (C) rio Itapessoca. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

No município de Pitimbu foi possível mapear nas proximidades da Lagoa do Frazão vários tanques de carcinicultura que foram embargados e parado sua construção, não sendo finalizados. Ficaram expostas as marcas no relevo antropogênico, formando um amplo terreno escavado com dimensões equivalentes a própria Lagoa do Frazão (Figura 65).



Figura 65 – Projeto de carcinicultura embargado na Lagoa do Frazão no município de Pitimbu - PB. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Outra interferência antrópica importante é referente a retificação dos rios. Foram identificadas na área vários canais retificados artificialmente nas bacias dos rios Paraíba e Abiaí. Segundo Furrier (2007), essa última planície sofreu forte impacto na década de 1930 quando obras de engenharia retificaram vários rios, nesse local, para aumentar a vazão dos mesmos e diminuir as áreas alagadas que na época, eram foco de febre amarela.

Em trabalho de campo na área, verificaram-se antigos redutos de manguezais hoje ocupadas por formas distintas de vegetação e cultivo, principalmente de cana-de-açúcar. A retificação artificial dessa planície também interfere diretamente na sedimentação formando terraços isolados de fácil identificação, como os que podem ser notados em grande parte dos canais na Depressão do Abiaí (Figura 66).

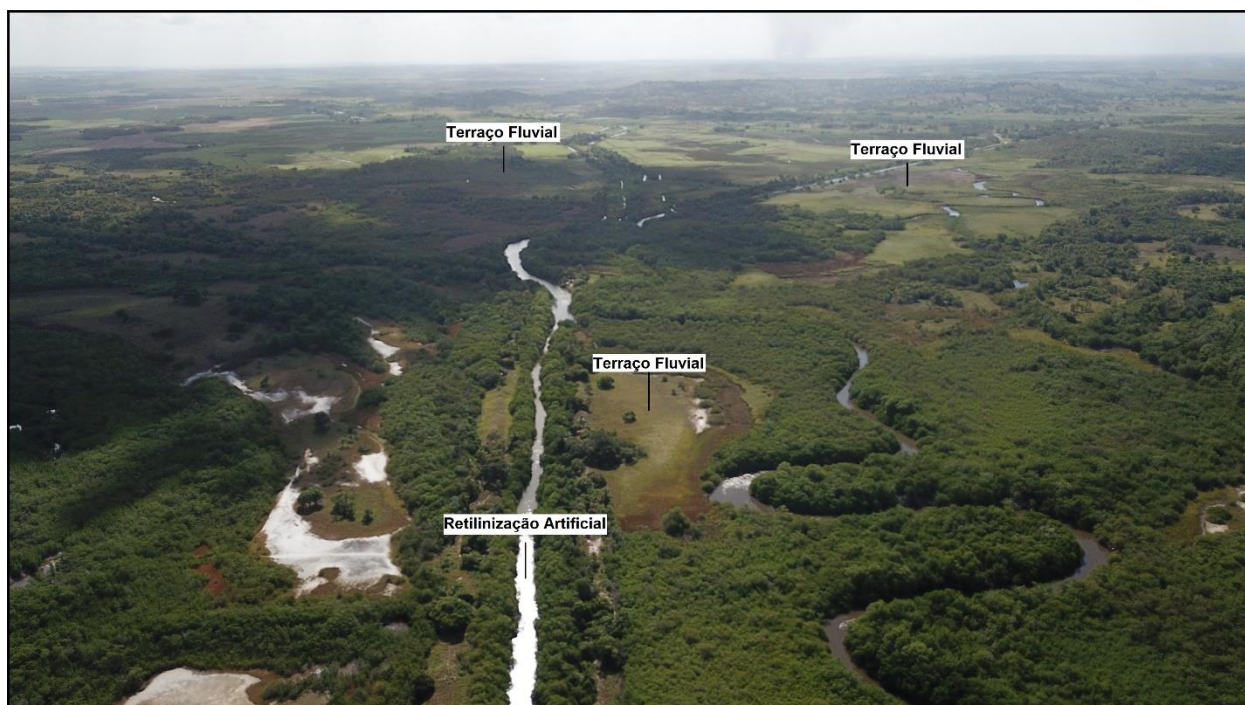


Figura 66 – Rio retilizado artificialmente influenciando na formação de terraços na Depressão do Abiaí. **Foto:** Vinicius F. Lima (2020).

Pode-se constatar, que a variedade de unidades geomorfológicas apresentadas e suas espacializações na área, demonstram o complexo conjunto de fatores que interagem no desenvolvimento do relevo e da rede de drenagem do setor sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco.

Devido a isso, torna-se imprescindível a elaboração do mapa geomorfológico que funciona como elemento chave para compreensão das características morfológicas e morfométricas de uma área, tornando-se um documento de síntese, que apresenta nas unidades de relevo estabelecidas, o conhecimento formulado através dos materiais teóricos consultados e dos elementos morfológicos e morfométricos trabalhados na presente pesquisa.

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Conclui-se que a partir do contexto teórico analisado, dos materiais cartográficos produzidos, dos registros e análises realizados em campo, da aplicação dos índices morfométricos e do estabelecimento das unidades geomorfológicas, foi possível notar que a geomorfologia do setor Sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco apresenta influências consideráveis da atuação das estruturas litológicas, atividade tectônica e da atuação humana na elaboração do relevo e da rede de drenagem local e regional.

A análise morfológica mostrou que nas áreas de litologia cristalina predomina o caráter morfoestrutural do relevo e da rede de drenagem, visto que as estruturas herdadas das antigas zonas de cisalhamento estabelecem influência direta através da facilitação dos processos erosivos sobre suas configurações, sem a necessidade da ocorrência de atividade tectônica; assim, são formas generalizadas geradas por processos passivos, portanto, morfoestruturais. Já o relevo morfotectônico nessa litologia ocorre em locais pontuais, onde o relevo e a rede de drenagem apresentam formas sugestivas de atuação de atividades tectônicas recentes.

Na litologia sedimentar notou-se que é de grande importância que os estudos de cunho tectônico nessas regiões litorâneas e em sua retaguarda não desprezem as bacias hidrográficas, considerando também os Tabuleiros Litorâneos esculpidos sobre os sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras, visto que as propriedades litológicas dessa formação impedem, por muitas vezes, que estruturas deformacionais expostas às fortes intempéries do litoral brasileiro sejam preservadas por tempos geológicos.

O padrão de drenagem visualizado na área mostra que a hidrografia está intimamente atrelada ao fator estrutural e tectônico, visto que seu arranjo está fortemente vinculado a altos estruturais que cortam a área e se destacam na topografia da região, funcionando como divisores de águas regional separando as principais bacias, que desenvolveram formas de relevo e padrões de drenagem totalmente distintos. Esses resultados alcançados corroboram a ideia de que o fator tectônico não pode ser negado ou subestimado no Brasil, principalmente na borda oriental do Nordeste.

Visto isso, destacamos que em trabalhos de cunho geomorfológico e/ou de mapeamento geomorfológico a geologia deve ser destacada, em seu caráter estrutural, litológico e tectônico, haja vista que o entendimento atual é de que o Brasil não é isento de ajustes tectônico-estruturais. Essa perspectiva foi enfaticamente abordada neste trabalho, pois para cada morfoestrutura se mapeou as morfoesculturas correspondentes, além de ser atribuídos aspectos morfométricos para análise do relevo.

Os resultados das diversas análises executadas nesta pesquisa, permitiram reconhecer padrões anômalos na rede de drenagem tanto nos aspectos qualitativos como quantitativos, e nas formas de relevo, que provavelmente encontram correspondência direta com eventos tectônicos recentes, de caráter regional, que abrange toda a borda oriental do Nordeste do Brasil.

Dentro da geomorfologia da região, apresentaram-se vários padrões de deformação que agregam fortes indicadores de atuação das estruturas litológicas e de atividades tectônicas no desenvolvimento do relevo e da rede de drenagem, tanto nas áreas de litologia cristalina quanto nas de litologia sedimentar, a exemplo de: sucessão de *grabens* e *horsts*; domos topográficos, que podem estar associados às estruturas de inversão tectônica; alinhamentos de relevo e da rede de drenagem; diferentes altitudes em interflúvios de topos tabulares que confinam os vales dos rios regionais; canais de drenagem retilíneos que apresentam fortes inflexões; ocorrência de desníveis abruptos em canais fluviais (*knickpoints*); fortes entalhes fluviais com elevadas declividades que em alguns pontos exumam formações sotopostas da bacia sedimentar, entre outras destacados no decorrer da pesquisa.

Por meio da combinação da análise morfológica e dos cálculos morfométricos realizados de RDE, RFAV e FA, foi permitido verificar a possível presença de atividades tectônicas recentes atuantes sobre a área de estudo. Estes índices morfométricos se demonstraram de grande valia para que fosse alcançado o objetivo proposto na pesquisa. Faz-se então necessário que mais estudos levem em consideração esse tipo de análise em outras áreas da costa do Nordeste ou em qualquer outro lugar do Brasil para averiguação de possíveis atividades neotectônicas, haja vista, que o território brasileiro não é estável do ponto de vista tectônico e várias pesquisas de cunho geomorfológico publicadas em décadas passadas praticamente desprezaram esse assunto.

O mapeamento geomorfológico produzido, mostrou-se como um importante instrumento de síntese, permitindo o entendimento das variedades de unidades geomorfológicas presentes na área e suas espacializações, demonstrando um complexo conjunto de fatores que interagem no desenvolvimento do relevo e da rede de drenagem, fato que torna a elaboração do mapa geomorfológico um elemento chave para compreensão das características morfológicas e morfométricas de uma área.

Dessa forma, pode-se observar que as características geomorfológicas da unidade mapeada sobre o setor Sudeste da Paraíba e Nordeste de Pernambuco representam de forma satisfatória o contexto tectônico e/ou estrutural no qual a área de estudo está inserida, propício ao desenvolvimento de variações bruscas no relevo e na rede de drenagem de acordo com a intensidade de suas manifestações e da atuação dos fatores exógenos no desgaste das estruturas

geradas. Além disso, não podem ser desconsiderado os fatores antrópicos como motivadores de processos menores, mas que são importantes para o modelado da área em questão.

Dentro dos fatores antrópicos a mineração de calcário ganha destaque na área. Um dos motivos que levou à formação de áreas de mineração a céu aberto na região estudada, se deu pelo fato de o arcabouço geológico da área permitir o afloramento e a disponibilização de tais materiais rochosos a poucos metros de profundidade. No município de João Pessoa, atualmente, a área onde se localizam as pedreiras é bastante urbanizada e ainda se verificam atividades mineradoras realizadas de forma clandestina.

Dessa forma, diante das inúmeras evidências registradas nas formas de relevo e na rede de drenagem que sugerem a atuação de processos tectônicos sobre essa área de litologia cristalina e sedimentar, fica clara a conotação morfotectônica generalizada sobre as unidades geomorfológicas mapeadas. Por tanto, todas essas mudanças diretamente causadas pela reativação de falhas tectônicas ou influenciadas pela ação antropogênica contribuem para alteração dos processos morfogenéticos da porção sudeste da Paraíba e nordeste de Pernambuco, e por isso não podem ser menosprezados mesmo em uma Margem Continental Passiva.

REFERÊNCIAS

- ABREU, A. A. **Análise Geomorfológica: reflexão e aplicação** (Tese de Livre Docência). São Paulo: FFLCH-USP. 1982.
- ABREU, A. A. A teoria geomorfológica e sua edificação: análise crítica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, ano 4, n. 2, p. 51-67, 2003.
- AB'SABER, A. N. O relevo brasileiro e seus problemas. In: AZEVEDO, A. (Org.). **Brasil - a terra e o homem**. 1964.
- AB' SABER, A. N. Problemas do mapeamento geomorfológico no Brasil. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 6, p. 1-16, 1969.
- AB'SABER, A. N. Megageomorfologia do território brasileiro. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Orgs.) **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, p. 71-106, 1998.
- ALBERTÃO, G. A. MARTINS Jr., P. P. A possible tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Pernambuco, Northeastern Brazil. **Sedimentary Geology**, 104: 189-201. 1996.
- ALHEIROS, M. M.; FERREIRA, M. G. V. X.; LIMA FILHO, M. F. Definição da Formação Beberibe na faixa Recife-João Pessoa. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 15., 1993, Natal. **Atas...** Natal: SBG, 1993. v. 13, p. 51-54.
- ALHEIROS, M. M.; LIMA FILHO, M. F.; MONTEIRO, F. A. J.; OLIVEIRA FILHO, J. S. Sistemas deposicionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 2, p. 753-760.
- ALMEIDA, F. F. M.; Brito Neves, B.B. e Carneiro, C. D. R. The Origin and evolution of the South American platform. **Earth Science Reviews**, 50, 77-111, 2000.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e Recursos minerais associados. In: BARTORELLI, A.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R.; MANTESSO NETO, V. **Geologia do continente Sul-Americano**. 1. ed. São Paulo: Beca, p. 674. 2004.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, H. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., 1977, Campina Grande. **Anais...** Campina Grande: SBG, p. 363-391. 1977.
- AHMED. L. H.; AL-QAYIM. B. GIS-based morphometric analysis of the Dewana basin, Sulaimani, Kurdistan, Iraq. **Journal of Zankoy Sulaimani**. P. 163-187. 2016.
- ALVES, F. C.; ROSSETTI, D. F. Influência neotectônica no estabelecimento dos vales dos rios Paraíba e Mamanguape, norte da bacia Paraíba (PB). **Rev. Bras. Geomorfologia** (Online), São Paulo, v.17, n.3, p.517-532, 2016.

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) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.

ANDRADES FILHO, C. O; ROSSETTI, D. F. Intensidade da atividade tectônica na porção emersa da Bacia Paraíba e embasamento cristalino adjacente, Nordeste do Brasil. **Pesquisas em Geociências**, p. 113-130, 2015.

ANGELIER, J. Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés: l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. **Comptes Rendus de l'Academie de Science de Paris**, v. 281, p. 1805 – 1808, 1976.

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

ARAI, M. Paleogeografia do Atlântico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 17, 331-351, 2009.

ARAÚJO, M. E. **Água e rocha na definição do sítio de Nossa Senhora das Neves, atual cidade João Pessoa – Paraíba**. 2012. 297 f. Tese (Doutorado em Arquitetura e Urbanismo) – Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2012.

ARGENTO, M. S. F. Mapeamento geomorfológico. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 7. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. p. 365-39.

ASMUS, H. E. Controle estrutural da deposição mesozoica nas bacias da margem continental brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, n. 3, p. 160-175, 1975.

ASSUMPÇÃO, A. P.; MARÇAL, M. S. Anomalias de drenagem na sub-bacia hidrográfica do Rio Sana (RJ). In: Simpósio Nacional de Geomorfologia/Regional Conference on Geomorphology, 6., Goiás. **Anais...** Goiás, 2006. p. 1-10.

BARBOSA, G. V.; SILVA, T. C.; NATALI FILHO, T.; DEL'ARCO, D. M.; COSTA, R. C. R. Evolução da metodologia para mapeamento geomorfológico do Projeto Radambrasil. **Boletim Técnico, Série Geomorfologia**. Salvador n. 1, 187 p., 1984.

BARBOSA, A. J.; BRAGA, A. P. G. Projeto Leste da Paraíba e Rio Grande do Norte. **Relatório final integrado, folhas SB-25-V-C e SB-25-Y-A**. Recife: DNPM/CPRM, 1974. 4v.

BARBOSA, J.A. **Evolução da Bacia da Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno: formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil**. Dissertação de Mestrado, Pós-graduação em Geociências UFPE. 230p. 2004.

BARBOSA, J. A.; SOUZA, E. M.; LIMA FILHO, M. F.; NEUMANN, V. H. A estratigrafia da bacia Paraíba: uma reconsideração. **Estudos Geológicos**, v. 13, p. 89-198, 2004.

BARBOSA, J. A.; LIMA FILHO, M. F. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços. **Boletim de Geociências da Petrobras**, p. 287-306. 2006.

BARBOSA, J.A. **A deposição carbonática na faixa costeira Recife – Natal, NE do Brasil: Aspectos estratigráficos, geoquímicos e paleotológicos**. Tese de Doutorado. Pós-graduação em Geociências UFPE. 270p. 2007.

BARBOSA, J. A.; NEUMANN, V. H.; LIMA FILHO, M.; SOUZA, E. M.; MORAES, M. A. Estratigrafia da faixa costeira Recife-Natal (Bacia da Paraíba e Plataforma de Natal), NE Brasil. **Estudos Geológicos**, v. 17, 2007.

BARBOSA, M. E. F. **Caracterização geomorfológica e tectônica da bacia hidrográfica do Rio Gurujá (PB) com apoio de índices morfométricos**. 2010. 103 f. Monografia (Graduação em Geografia) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2010.

BARBOSA, M. E. F. **Geomorfologia e tectônica da Folha Jacumã 1:25.000**. 2010. 117 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2013.

BARBOSA, M. E. F.; FURRIER, M. Caracterização geomorfológica e morfométrica para averiguação de atividade tectônica. **Mercator**, v. 14, n. 3, p. 123-149, 2015. <https://doi.org/10.4215/RM2015.1403.0008>

BARBOSA, M. E. F. VITAL, S. R. O.; LIMA, J. C. F.; FREITAS, G. M. A.; SANTOS, M. S.; FURRIER, M. Aplicação do índice Relação Declividade-Extensão na bacia hidrográfica do rio Gurujá para detecção de deformações neotectônicas sobre os sedimentos do Grupo Barreiras, litoral sul do estado da Paraíba, Brasil. **Geología Colombiana**, v. 36, n. 1, Edición Especial, 2011.

BARBOSA, M. E. F. e FURRIER, M. Sistemas de diaclases e influência tectônica da borda sudeste da bacia sedimentar do Parnaíba: parque nacional serra da Capivara, Brasil. **Revista do Departamento de Geografia – USP (São Paulo-SP)**, 23, 250-266. 2012. <https://doi.org/10.7154/RDG.2012.0023.0011>

BARBOSA, T. S.; FURRIER, M. Avaliação morfológica e morfométrica da bacia hidrográfica do rio Marés – PB, para verificação de influência neotectônica. **Cadernos de Geociências**, v. 9, n. 2, p. 112-120, nov. 2012.

BARBOSA, T. S.; LIMA, V. F.; F, M. Anomalias em padrões de redes de drenagem como fator de verificação de neotectônica - um estudo de caso nas sub-bacias do rio Mamuaba-PB. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 26, p. 195-213, 2013. <https://doi.org/10.7154/RDG.2013.0026.0010>

BARBOSA, T. S. **Geomorfologia Urbana e Mapeamento Geomorfológico do Município de João Pessoa – PB, Brasil**. 2015. 115f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2015.

BARRETO, L. L.; COSTA, L. R. F. Evolução geomorfológica e condicionantes morfoestruturais do cânion do rio Poti – Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia** – UGB (Porto Alegre-RS), 15, 411-424. 2014.

BERLIN, M.M., Anderson, R.S.: Modeling of knickpoint retreat on the Roan Plateau, western Colorado. **J. Geophys. Res.** 112. 2007. <https://doi.org/10.1029/2006JF000553>

BEURLIN, K. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife João Pessoa. **Bol. Geol.**, São Paulo, v. 16, n. 1, p. 43-53, 1967.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E. Sensoriamento remoto aplicado à neotectônica da faixa litorânea oriental do estado do Rio Grande do Norte. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 9., 1998. Santos. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 1998. p. 361-369.

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.

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 Cariatá trough, northeastern Brazil. **Geomorphology**, n. 97, p. 555–582, 2008.

BEZERRA, F. H. R. Deformação tectônica na Formação Barreiras: exemplos das bacias Potiguar e Paraíba, Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 13.; ENCONTRO DO QUATERNÁRIO SULAMERICANO, 3., 2011, Búzios-RJ. **Anais...** Búzios: Abequa, 2011.

BEZERRA, F. H. R.; ROSSETTI, D. F.; OLIVEIRA, R. G.; MEDEIROS, W. E.; BRITO NEVES, B. B.; BALSAMO, F.; NOGUEIRA, C. C.; DANTAS, E. L.; ANDRADES FILHO, C.; GÓES, A. M. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. **Tectonophysics**, 614, 2014. p. 78–90.

BJÖRNBERG, A.J.S. **Contribuição ao estudo Cenozoico paulista: tectônica e sedimentologia.** São Carlos, 1969. 128 p. Tese (Provisionamento do cargo de Professor) – Universidade de São Paulo. 1969.

BORETO, G. M.; CIOCCALE, M.; TELLO, J.; ARÁOZ, E. G.; GORDILLO, S. Identification of Knickpoints in Littoral Basins of Argentine Patagonia: Geomorphic Markers in a Passive Margin. **Springer** Nature Switzerland. p. 1–27, 2020. https://doi.org/10.1007/978-3-030-22621-3_10

BOYD, K.F. & SCHUMM, S.A. Geomorphic evidence of deformation in the Northern part of the New Madrid seismic zone. In: SCHEDLOCK, K.M. & JOHNSTON, A.C. (eds.) **Investigations of the New Madrid seismic zone.** U.S. Geol. Survey Professional Paper 1538-R, 35 p. 1995.

BRASIL. Ministério de Minas e Energia. CPRM. **Geologia e recursos minerais do estado da Paraíba.** Recife: CPRM, 2002. 142 p. il., 2 mapas. Escala 1:500.000.

BRASIL. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa-SPI, 2006.

BRASIL. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Divulga os procedimentos metodológicos utilizados nos estudos e pesquisas de geociências. **Manual Técnico em Geociências**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2007.

BRASIL. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. **Manual técnico de geomorfologia**. 2. ed. - Rio de Janeiro: IBGE, 2009. 182 p.

BRASIL, Ministério das Minas e Energia, CPRM- Serviço Geológico do Brasil. Mapa Geológico da **Folha Limoeiro SB.25-Y-C-V**, ESCALA 1:100.000. Programa Geologia do Brasil - Carta Geológica: Escala 1:100.000. Brasília, 1991.

BRASIL, Ministério das Minas e Energia, CPRM- Serviço Geológico do Brasil. Mapa Geológico da **Folha Sapé SC.25-Y-C-II**, ESCALA 1:100.000. Programa Geologia do Brasil - Carta Geológica: Escala 1:100.000. Divisão de Cartografia – DICART. Recife, Pernambuco, 2011.

BRASIL, Ministério das Minas e Energia, CPRM- Serviço Geológico do Brasil. Mapa Geológico da **Folha Itamaracá S B.25-Y-C-VI**, ESCALA 1:100.000. Programa Geologia do Brasil - Carta Geológica: Escala 1:100.000. Divisão de Cartografia – DICART. Recife, Pernambuco, 2014.

BRASIL. Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste. Biblioteca Celso Furtado. **Catálogo das Cartas Topográficas do Nordeste do Brasil 1:25.000**. Disponível em: <http://www.sudene.gov.br/system/resources/BAhbBlsHOgZmSSJBMjAxMi8wNS8wOS8xMV80OV81MI85ODVfQ2FydGFfdG9wb2dyYWZpY2FfZXNjYWxhXzFfMjUwMDAucGRmBjoGRVQ/Carta_topografica_escala_1_25000.pdf>. Acesso em: 10 ago. 2013.

BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A. **Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework**. Oxford: Blackwell Publications, 2005.

BRITO NEVES, B. B. **Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino**. 1975. 198 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1975.

BRITO NEVES, B.B. **O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1/1.000.000**. Livre Docência Thesis, University of São Paulo, São Paulo. 177p. 1983.

BRITO NEVES, B. B.; RICCOMINI, C., FERNANDES, T. M. G., SANT'ANNA, L. G. O sistema tafrogênico terciário do Saliente Oriental Nordestino na Paraíba: um legado proterozoico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, p. 127-134, 2004.

BRITO NEVES, B.B.; ARAUJO FILHO, J.C., BEZERRA, F.H.R.; CORREA, A.; BEZERRA, A.M. A unidade Pedostratigráfica de Engenho Novo no Leste da Paraíba (Saliente Oriental Nordestino). In: XXI Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, **Bol. de Resumos expandidos**, 204-207. 2005.

BRITO NEVES, B. B.; MANTOVANI, M. S. M.; MORAES, C. F.; SIGOLO, J. B. As anomalias geológicas e geofísicas da área norte de Itapororoca-PB, Folha Guarabira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 1, p. 1-23, 2008.

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). **Geol. USP, Sér. Científica**, v. 9, n. 2, p. 63-87, jun. 2009.

BRITO NEVES, B. B.; SPRÖESSER, W. M.; PETRONILHO, L. A.; SOUZA, S. L. Contribuição à Geologia e à Geocronologia do Terreno Rio Capibaribe (TRC, Província Borborema). **Geol. USP, Sér. cient**, v. 13, p. 9-122, 2013.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; FUCK, R. A.; LIRA SANTOS, L. C. M. L. A preserved early Ediacaran magmatic arc at the northernmost portion of the Transversal Zone central subprovince of the Borborema Province, Northeastern South America. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, p. 491-508, 2016. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160004>

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, L. C. M. L. Alto Moxotó Terrane, a fragment of Columbia supercontinent in the Transversal Zone interior: Borborema Province, Northeast Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, Special Session. 2020. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020190077>

BULL, W. B. Tectonic geomorphology. **Journal of Geological Education**, v. 32, p. 310-324, 1984.

BULL, W. B.; MCFADDEN, L. D. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: GEOMORPHOLOGY SYMPOSIUM-GEOMORPHOLOGY IN ARID REGIONS, 8., 1977, Binghamton. **Anais...** Binghamton: Doebling, D.O., 1977. p. 115-138.

BURNETT, A.W. & SCHUMM, S.A. Alluvial river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. **Science**, v. 222, p. 49-50. 1983.

CABRAL, J. Neotectónica de Portugal continental. **Memórias do Instituto Geológico e Mineiro**. (1995).

CARETTA, A.R. Análise Morfométrica da Bacia do Ribeirão Bom Jesus, Alto Rio Pardo SP/MG. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 6, 2006, Goiânia. **Anais...** Goiânia: VI SINAGEO e Regional Conference on Geomorphology, v. 1, p. 185-185, 2006.

CASSETI, V. **Geomorfologia**. [S.l.]: [2005]. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/pdf/index.php>>. Acesso em: 5 de Maio de 2015.

CARVALHO, M. G. R. F. **Estado da Paraíba**: classificação geomorfológica. João Pessoa: Universitária/UFPB, 1982.

CAXITO, F.A., UHLEIN, A., DANTAS, E.L., STEVENSON, R., SALGADO, S.S., DUSSIN, I.A., SIAL, A.N. A complete Wilson Cycle recorded within the Riacho do Pontal Orogen, NE

Brazil: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province at the heart of West Gondwana. **Precambrian Research**, 282: 97-120. 2016.

CHOLLEY, A. Morfologia estrutural e morfologia climática. **Boletim Geográfico – IBGE**, ano 18, n. 155, p. 191-200, 1960.

CHOLLEY, R. J. **Geomorphology and general systems theory**. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 1962. 10p.

CRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blucher, 1980.

CRISTOFOLETTI, A. Aplicabilidade do conhecimento geomorfológico nos projetos de planejamento. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 7. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. p. 415-437.

CHRISTOPHERSON, R. W. **Geossistema: uma introdução a geografia física**. 7. ed. Porto Alegre: Bookman, 2012.

COBBOLD, P. R.; MEISLING, K. E.; MOUNT, V. S. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 85, n. 11, p. 1925-1944, 2001.

CODIGNOTTO, J.; KOKOT, R.; MARCOMINI, S. Neotectonism and sea level changes in the coastal zone of Argentina. **Journal of Coastal Research**, v8, p125–133. 1992.

COLTRINARI, L. Cartografia geomorfológica detalhada: a representação gráfica do relevo entre 1950-1970. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, n.3, p.121- 130, 2011.

CORIOLOANO, A. C. F. **Reavaliação de critérios estruturais na hidrogeologia de terrenos cristalinos, com ênfase na neotectônica e sensoriamento remoto**. 2002. 128f. Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal: UFRN, 2002.

CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Orgs.). Tectonic evolution of South America. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Proceedings...** Rio de Janeiro, 2000. p. 19-40.

CORRÊA, A. C. B.; FONSÊCA, D. N. Lineamentos de drenagem e de relevo como subsídio para a caracterização morfoestrutural e reativações neotectônicas da área da bacia do rio Preto, serra do Espinhaço Meridional – MG. **Revista de Geografia**. Recife, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, p. 72-83, set. 2010.

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**, 31, 35-52. 2010.

CORREA FILHO, O. J; ALENCAR, M. L; BARBOSA, J. A; NEUMANN, V. H. Proposta de formalização da formação Tambaba, Eoceno da bacia Paraíba, NE do Brasil. **Estudos Geológicos**, v. 25, n. 2, p. 61-81, 2015.

COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JÚNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. E. L.; COSTA, M. L.; FERNANDES, J. M. G. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Geonomos**, v. 4, n. 2, p. 23-44, 1996.

COSTA, L. R. F.; MAIA, R. P.; BARRETO, L. L.; SALES, V. C. C. Geomorfologia do Nordeste Setentrional brasileiro: uma proposta de classificação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 21, nº 1, p. 185-208, 2020.

CUNHA. P. P; PAIS. J; LEGOINHA. P. Evolução geológica de Portugal continental durante o Cenozóico - sedimentação aluvial e marinha numa margem continental passiva (Ibéria ocidental). **6º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico**. 2009.

CZUBA, W. Seismic View on the Svalbard Passive Continental Margin. **Acta Geophysica**. vol. 61, no. 5, 2013.

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

DEMEK, J. (Ed.) **Manual of Detailed Geomorphological Mapping**. IGU Commission for Geomorphological Mapping. Academia, Prague, 1972.

DEMEK, J. Generalization of geomorphological maps. **Progress Made in Geomorphological Mapping**, Brno, p. 36-72, 1977.

DIKAU, R. The application of a digital relief model to landform analysis. In: RAPER, J. F. (Ed.). **Three dimensional applications in Geographical Information Systems**. London: Taylor & Francis, 1989. p. 51-77.

DIVYADARSHINI, A.; SINGH, V. Identifying active structures in the Chitwan Dun, Central Nepal, using longitudinal river profiles and SL index analysis. **Quaternary International**. v 462, p 176-193. 2017. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.07.008>

EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, J.; KELLER, E. A. Assessment of relative tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). **Geomorphology**, v. 96, n. 1-2, p. 150-173, 2008.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Plano Diretor do Centro de Pesquisa Agropecuária dos Tabuleiros Costeiros (CPATC)**. Brasília: Embrapa, SPI, 1994.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Detection of neotectonic deformations along the Rio do Peixe Valley, western São Paulo state, Brazil, baseado

on the distribuion of late quaternary allounits. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 6, n. 1, p 109-114, 2000.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Aplicação do Índice Relação Declividade-Extensão – RDE na bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v. 4, n. 2, p. 43- 56, 2004.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; SANTONI, G. C.; CASADO, F. C.; FULFARO, V. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Revista de Geociências USP**, v. 25, p. 271-289, 2006.

FELIPE, L. B.; MORALES, N. Influência neotectônica na evolução geomorfológica e geológica da região de Marabá-PA. **Contribuições à Geologia da Amazônia**.v, 10. 2020.

FERREIRA, J. M. *et al.* Superposition of local and regional stresses in NE Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. **Geophysical Journal International**, v. 134, p. 341-355, 1998.

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. p.15-28, 2005.

FITZ, P. R. **Geoprocessamento sem complicação**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FLORENZANO, T. G. Introdução à Geomorfologia. In: FLORENZANO, T. G. (Org.) **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. Cap. 1, p. 11-30.

FOLGUERA, A., GIANNI, G., SAGRIPANTI, L., VERA, E.R., COLAVITTO, B., ORTS, D., RAMOS, V.A.: Active deformation, uplift and subsidence in southern South America throughout the quaternary: a general review about their development and mechanisms. In: Gasparini, G., et al. (eds.) Marine Isotope Stage 3 in Southern South America, 60 KA BP-30 KA BP. **Earth System Science Series**, pp. 107–127. 2016.

FORD, J., KESSLER, H., COOPER, A.H., PRICE, S.J, HUMPAGE, A.J. 2010. An Enhanced Classification For Artificial Ground. **British Geological Survey**. p 1-29. 2010.

FRANÇOLIN, J. B. L.; SZATMARI, P. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 2, p. 196-207, 1987.

FREITAS, G. M. A. **Caracterização geomorfológica e morfométrica da Folha Alhandra (1:25.000)**. 2012. 126 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal da Paraíba. João Pessoa, 2012.

FURRIER, M.; ARAÚJO, M. E.; MENESES, L. F. Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no estado da Paraíba. **Geol. USP Sér. Científica**, v. 6, n. 2, p. 61-70, out. 2006. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300008>

FURRIER, M. **Caracterização geomorfológica e do meio físico da folha João Pessoa 1:100.000**. 2007. 213f. Tese (Doutorado) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

FURRIER, M.; NÓBREGA, W. R.; SOUZA, A. S. Análise morfométrica e morfotectônica do Gráben do rio Mamanguape e adjacências, borda oriental do Estado da Paraíba, Brasil. *Revista do Departamento de Geografia – USP*, v. 28, p. 25-38, 2014. <https://doi.org/10.11606/rdg.v28i0.474>

FURRIER, M.; CUERVO, G. V. Geomorfologia estrutural, morfotectônica e morfometria da folha Cartagena 1:100.000 - Colômbia. **Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía**, v. 27, n. 1, p. 67-86, 2018. <http://dx.doi.org/10.15446/rcdg.v27n1.54929>

GERASIMOV, I. P. Essai d'interprétation geomorphologique du schéma general de la structure geologique de l'URSS. **Problèmes de Géographie Physique**, v. 12, Tzd. Vo AN SSSR, Moscou. 1946.

GERASIMOV, I. P. e MESCHERIKOV, J. A. Morphostructure. In *The encyclopedia of geomorphology*. Ed. R.W. Fairbridge, 731-732, New York: Reinhold Book Co. 1968.

GOPINATH, T. R.; COSTA, C. R. S.; SOUSA JÚNIOR, M. A. Minerais pesados e processos deposicionais dos sedimentos da Formação Barreiras, Paraíba. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE**, 1993, Natal. **Atas...** Natal: SBG/Núcleo Nordeste, 1993. v. 1, p. 47-48.

GOREN, L.; WILLETT, S. D.; HERMAN, F.; BRAUN, J. Coupled numerical-analytical approach to landscape evolution modeling. **Earth Surface Processes and Landforms**, vol. 39, p. 522–545, 2014.

GOY, J. L.; RODRÍGUEZ LÓPEZ, A. M.; MARTÍNEZ-GRAÑA, R.; CRUZ, V. V. Geomorphological Analysis Applied to the Evolution of the Quaternary Landscape of the Tormes River (Salamanca, Spain). **Sustainability**. 2019.

GROTZINGER, J.; JORDAN, T. **Para entender a Terra**. 6. ed. Porto Alegre: Bookman, 2013.

GUEDES, L. S. **Monitoramento geoambiental do estuário do rio Paraíba do Norte – PB por meio da cartografia temática digital e de produtos de sensoriamento remoto**. 2002. 91 f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2002.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1997.

GUIMARÃES, I. P.; SCHULZE, S. M. B. B.; FARIAS, D. J. S.; YADAV, R.; ANDRADE, C. N. **Geologia e recursos minerais da Folha Sapé SB.25-Y-C-II EE escala 1:100.000**. Estado da Paraíba. Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2017.

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

HARE P. W.; GARDNER I. W. 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA M.; HACK J.T (eds.) **Tectonic Geomorphology**. Proceedings 15th. Annual Binghamton Geomorphology Simp., 1985.

HARRIS, S. E. e Mix, A. C. Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0-13. **Geology**, 30, 447-450, 2002.

HASBARGEN, L. E.; PAOLA, C. Landscape instability in an experimental drainage basin. **Geology**, vol. 28, p. 1067–1070, 2000.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZOICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1., 1990, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG/MG, v. 1, p. 1-31. 1990.

HILLS, E. S. **Elements of Structural Geology**. Second edition. London: Science Paperbacks, 1972. 502p.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C. Neotectônica no planalto de Campos do Jordão, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 375-384, 2001.

HOOKE, R. L. On the efficacy of humans as geomorphic agents. **GSA Today**, v. 4, n. 9, p. 217, 224-225, 1994.

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

IVANOV, M. A.; YERMOLAEV, O. P. Capability of applying morphometric parameters of relief in river basins for geomorphological zoning of a territory. **Earth and Environmental Science**, 2018, n. 107

JORDAN, G. Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: a case study. **Earth Surface Processes and Landforms**, n.28, p.807–822, 2003.

JARDIM DE SÁ, E.F. **A Faixa Seridó (Província Borborema; NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasiliana/Pan-Africana**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências; Universidade de Brasília; 803pp. 1994.

KELLER, E. A; PINTER, N. **Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape**. New Jersey: Prentice Hall, 362 p. 2002.

KEGEL. W., Geologia do fosfato de Pernambuco Boletim 157; **Divisão de Geologia e Mineração**; DNPM. 54p. 1955.

KLIMASZEWSK, M. Detailed geomorphological maps. **ITC Journal**, n. 3, p. 265- 272. 1982.

KORRAT, I. M.; EL AGAMI, N. L.; HUSSEIN, H. M.; EL-GABRY, M. N. Seismotectonics of the passive continental margin of Egypt. **Journal of African Earth Sciences**. p. 145–150, 2005.

KULKARNI, M. D. The Basic Concept to Study Morphometric Analysis of River Drainage Basin: A Review. *International Journal of Science and Research*, v.4, p. 2277-2280, 2015.

LAGESE, 2003. - Relatório Técnico, 200p.

LAVOR, L. F. **Geodiversidade e sítios históricos na porção terminal do baixo curso do Rio Paraíba do Norte**. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Departamento de Geociências, Centro de Ciências Exatas e da Natureza, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2016. 175p.

LIMA, C. C. U. O neotectonismo na costa do Sudeste e do Nordeste brasileiro. **Revista de Ciência e Tecnologia**, n. 15, p. 91-102, 2000.

LIMA FILHO, M. F.; SOUZA, E. M. Marco estratigráfico nos arenitos calcíferos do Campaniano da Bacia Paraíba: estratigrafia e significado paleoambiental. In: Simpósio de Geologia do Nordeste; Natal . Bol. de Resumos 17; 87-88. 2001.

LIMA, V. F. **Estudo neotectônico e geomorfológico em Margem Continental Passiva: um estudo de caso na carta topográfica Rio Mamuaba 1:25.000**. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Departamento de Geociências, Centro de Ciências Exatas e da Natureza, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2016. 117p.

LIMA, V. F.; FURRIER. M. Detail geomorphological mapping proposal: a practical application in tabular relief. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v 13, n. 07. dez. 2020. <https://doi.org/10.26848/rbgf.v13.07.p3478-3497>

LOCZY, L.; LADEIRA, E. A. **Geologia Estrutural e Introdução a Geotectônica**, São Paulo: Edgar Blucher em co-edição com CNPq, 1976. 528 p.

LOPES, E. S. S.; RIEDEL, P. S.; VIDOTTI, M.; MERINO, E. R. Análise de modelo numérico do terreno para modelos geomorfológicos. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA. 2006. Goiânia. **Anais...** Goiânia: Universidade Federal de Goiás, 2006. v. 2. p. 1-9.

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**. n. 71, p.351-362, 1993.

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

MAIA, R. P. **Geomorfologia e Tectônica no vale do Rio Apodi-Mossoró-RN**. 2012. 218f. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) – Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do rio Grande do Norte, Natal, 2012.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. **Tópicos de Geomorfologia Estrutural: nordeste brasileiro**. Fortaleza: Edições UFC, 2014.

MARINHO, E. G. A. **Bases geológicas das organizações espaciais no município de João Pessoa (PB)**. 2011. 318 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2011.

MARPLE, R.T. & TALWANI, P. Evidence of possible tectonic upwarping along the South Carolina coastal plain from an examination of river morphology and elevation data. **Geology**, v. 21, p. 651-654. 1993.

MARQUES, J. S. Ciência Geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Orgs.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994. p. 23-50.

MARQUES, J. S. Ciência geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 10. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2012. p. 23-50.

MARTINELLI, M. **Mapas da geografia e cartografia temática**. 6. ed. São Paulo: Contexto, 2011.

MARTINEZ, M.; HAYAKAWA, E. H.; STEVAUX, J. C.; PROFETA, J. D. SL Index as indicator of anomalies in the longitudinal profile of Pirapó River. **Geociências**, v. 30, n. 1, p. 63-76, 2011.

MAYER, L. **Quantitative analysis of landforms: A way to delineate active tectonic structures**. Oxford, USA. 48 p. Geomorphology Laboratory – Department of Geology – Miami University Annual Technical Report. 1992

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

MELO, A. S. T. de. **Paraíba: desenvolvimento econômico e a questão ambiental**. João Pessoa: Grafset, 2003.

MESCERJAKOV, J. P. Les conceito de morphostruture et de morphosculture: um nouveau instrument de l'analyse geomorphologique. **Annales de Geographie**, Paris, 77 années, n. 423, p. 539-532, 1968.

MIGON, P. Book Review: **Morphotectonics**. Progress in Physical Geography, 30(1), 138-140. 2006.

MISSURA, R. **Bacia do Riacho Pioré-PE, Análise Morfotectônica e Morfoestratigráfica**. 2013. 198 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2013.

MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ-FILHO, A.; MILANI, E. J. e CÉSERO, P. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 15, 183-198, 2002.

MOREIRA, A. N. Cartas geomorfológicas. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 5, p. 1-11, 1969.

MORNER, N. Neotectonics and structural geology: general introduction. **Bulletin International Quaternary**, Association Neotectonic Commission, v. 13, p. 87, 1990.

NEVES S.P. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. **Tectonics**, 22: 1031-1045. 2003.

NÓBREGA, V.A; ALHEIROS, M.M. Petrografia do arenito Beberibe, Bacia Pernambuco-Paraíba. In: **SIMP. GEOL. NORDESTE**, 11, Natal, 1984. *Atas* Natal, Soc. Bras. Geol., p. 75-77. 1991.

NOGUEIRA F. C. C., BEZERRA F. H. R., CASTELO BRANCO R. M. Radar de penetração no solo (GPR) aplicado ao estudo de estruturas tectônicas neógenas na bacia Potiguar – NE no Brasil. **Revista de Geologia**, v. 18, n. 2, p. 139-149, 2006.

NOGUEIRA, T. C.; PINESE JÚNIOR, J. F.; RODRIGUES, S. C. Compartimentação morfológica com base em dados SRTM: estudo de caso bacia do rio Uberabinha, UberlândiaMG. **Revista Geografia Acadêmica**. v. 2, n. 2, p. 154-169. 2008.

NUNES, F. C.; SILVA, E. F.; VILAS BOAS, G. S. **Grupo Barreiras : características, gênese evidências de neotectonismo**. Rio de Janeiro : Embrapa Solos, p 31. 2011.

OLIVEIRA, P. C. A.; RODRIGUES, S. C. Cartografia do relevo: um estudo aplicado na região oeste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 8, n. 2, p. 37- 44. 2007.

OTTO, J. C.; DIKAU, R. Geomorphologic System Analysis of a High Mountain Valley in the Swiss Alps. **Zeitschrift für Geomorphologie**, n. 48(3), p. 323-341, 2004

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

PARAÍBA. Superintendência de Administração do Meio Ambiente. **Mapa pedológico do estado da Paraíba**. João Pessoa: Sudema, 2004. Escala: 1:500.000.

PELOGGIA, A. U. G. **O homem e o ambiente geológico**: geologia, sociedade e ocupação urbana no município de São Paulo. São Paulo: Xamã, 1998. 270 p.

PELOGGIA, A. U. G.; SILVA, E. C. N.; NUNES, J. O. R. Technogenic Landforms: conceptual framework and application to geomorphologic mapping of artificial ground and landscapes as transformed by human geological action. **Quaternary and Environmental Geosciences**, 2014.

PENCK, W. **Morphological analysis of landforms**. London: Macmillan and Co, 1953.350p.

PENHA, H. M. Processos endógenos na formação do relevo. In: GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia**: uma atualização de bases conceituais. 10. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2012. Cap. 2, p. 51-92.

PENTEADO M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. Rio de Janeiro: FIBGE, 1974.

PEREIRA, M. D. B.; MONTEIRO, D. C. S.; SILVA, N. T.; MOURA, M. O. Avaliação quantitativa das precipitações diárias intensas na cidade de João Pessoa, Paraíba. **Revista Geonorte**, ed. esp. 2, v. 1, n. 5, p. 921-929, 2012.

PEREIRA, Diamantino M. I.; PEREIRA, Paulo J. S.; SANTOS, Leonardo J. C.; SILVA, J. M. F. Unidades geomorfológicas de Portugal Continental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, 2014, v.15, n.4, p.567-584.

PEREZ-FILHO, A.; QUARESMA, C. C.; ESPINDOLA, C. R.; RODRIGUES, T. R. I. Geomorfologia antropogênica: reativação da rede de drenagem e processos erosivos relacionados à construção civil. In: VI Simpósio Nacional de Geomorfologia, 6. **Anais do VI...** Goiânia, 2006.

PÉREZ-PEÑA, J.V.; AZAÑÓN, J.M.; AZOR, A. CalHypso: an ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. **Computers & Geosciences**, v. 35, n. 6, p. 1214-1223, 2009.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. **Mercator**, ano 1, n. 1, p. 113-150, 2002.

POLZIN, M. A. Análise da aplicação do método de Hack no estudo geomorfológico em afluentes do curso superior da Bacia hidrográfica do Itapocu – SC – Brasil. **Geografia: Ensino & Pesquisa**, Santa Maria, v. 12, n. 2, p. 59-66, 2008.

PORTO, D. R.; PELLEGRINI, P. S.; ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R. Análise morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Aguapeí, Planalto Ocidental Paulista, mediante fluviomorfometria e fotointerpretação. **Geociências**, v. 32, n.2, p.227-246, 2013.

PRESS, S.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. **Para entender a Terra**. 3. ed. Porto Alegre: Artmed, 2006.

PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. Stream capture as driver of transient landscape evolution in a tectonically quiescent setting. **Geology**, vol. 39, p. 823–826, 2011.

REINHARDT, L.; ELLIS, M. A. The emergence of topographic steady state in a perpetually dynamic self-organized critical landscape. **Water Resources Research**, vol. 51, p. 4986–5003, 2015.

RIBEIRO, A. C. Tectonic history and the biogeography of the freshwater fishes from the coastal drainages of eastern Brazil: an example of faunal evolution associated with a divergent continental margin. **Neotrop. Ichthyol.**, v. 4, n. 2, p. 225-246, 2006.

RICÓN, 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.

RICCOMINI, C.; ASSUMPÇÃO, M. Quaternary tectonics in Brazil. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 221-225, 1999.

RICCOMINI, C.; ALMEIDA, R. P.; GIANNINI, P. C. F.; MANCINI, F. Processos fluviais e lacustres e seus registros. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. (Orgs.). **Decifrando a Terra**. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. Cap. 11, p. 306-333.

RODRIGUES, M. J.; SOUZA, J. O. P. Parâmetros de controle de estilos fluviais na bacia hidrográfica do alto curso do rio Piranhas, semiárido paraibano. **Caderno de Geografia**, v.30, n.62, 2020. <https://doi.org/10.5752/p.2318-2962.2020v30n62p650>

RODRIGUES, S. C. **Análise Empírico-Experimental da Fragilidade do Relevo-Solo no Cristalino do Planalto Paulistano**: Sub-bacia do Reservatório Billings. 267p. 1998. Tese (Doutorado em Geografia Física) – FFLCH – USP, São Paulo, 1998.

RODRIGUES, S. C.; BRITO, J. L. S. Mapeamento geomorfológico de detalhe: uma proposta de associação entre o mapeamento tradicional e as novas técnicas em geoprocessamento. **Caminhos de Geografia**, 1 (1), p. 1-6, Uberlândia: UFU, set. 2000.

RODRIGUES, S. C.; OLIVEIRA, P. C. A. Cartografia do relevo: um estudo aplicado na região oeste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 8, n. 2, p. 37-44, 2007.

RODRIGUEZ, S. K.; SUGUIO, K. Gradientes hidráulicos das drenagens de 2ª ordem: uma contribuição para os estudos de neotectônica da “Volta Grande” do Rio Xingu, Altamira – PA. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, p p. 598-600. 1992.

ROSS, J. L. S. Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia da FFLCH/USP**, n. 4, p. 25-39, 1985.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia, ambiente e planejamento**. São Paulo: Contexto, 1992.

ROSS, J. L. S. Geomorfologia aplicada aos EIAS-RIMAS. In: GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. (Orgs.). **Geomorfologia e meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. Cap. 6, p. 291-336. 1996.

ROSS, J. L. S; MOROZ, I. C. **Mapa geomorfológico do estado de São Paulo**. São Paulo: FFLCH-USP/IPT/FAPESP, 1997.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia: Ambiente e Planejamento**. 7 ed. (Coleção Repensando a Geografia). São Paulo: Contexto. 2003.

ROSS, J. L. S. O relevo brasileiro nas macroestruturas antigas. **Revista Continentes (UFRRJ)**, ano 2, n.2, p. 8-27, 2013

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; BEZERRA, F. H. R.; VALERIANO, M. M.; BRITO NEVES, B. B.; OCHOA, F. L. Contribution to the stratigraphy of the onshore Paraíba Basin, Brazil. **An. Acad. Bras. Ciênc.**, v. 84, n. 2, Rio de Janeiro, jun. 2012.

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais**: Tese de Livre-docente, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Brasil, 285 p. 1991.

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.

SALOMÉ, A. I.; VAN DORSSER, H. J. Examples of 1:50.000 scale geomorphological maps of part f the Ardennes. **Zeitschrift fur Geomorpholoie**, v. 26, n. 4. Berlin: Stuttgart, p. 481-489. 1982.

SANTOS, E.J.; BRITO NEVES, B.B. Província Borborema. In: Almeida, F.F. & Yociteru, H., **O Precambriano do Brasil**. São Paulo, Edgard Blucher, 123-186. 1984.

SANTOS, E. J.; MEDEIROS, V. C. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, p. 73-84, 1999.

SANTOS, E. J., NUTMAN, A. P., BRITO NEVES, B. B. Idades SHRIMP U-PB do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da Zona Transversal, Província da Borborema. **Geol. USP Ser. Cient.** São Paulo, v 4, n.1, p. 1-12. 2004.

SANTOS, L. J. C.; OKA-FIORI, C.; CANALI, N. E.; FIORI, A. P.; SILVEIRA, C. T.; SILVA J. M. F.; ROSS, J. L. S. Mapeamento geomorfológico do estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 7, n. 2, p. 3-12, 2006.

SCHEIDEGGER, A. E.; AI, N. S. Tectonic processes and geomorphological design. **Tectonophysics** 126, pp. 285–300. 1986. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90234-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90234-9)

SCHEIDEGGER, A. E. **Morphotectonics**. Springer. 2004.

SCHUM, S. A; DUMONT, J. F; HOLBROOK, J. M. **Actives Tectonics and aluvial Rivers**. Cambridge University. 290p. 2000.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 92, p. 335-367, 1983.

SEIJMONSBERGEN, A. C.; GRAAFF, L. W. S. Geomorphological mapping and geophysical profiling for the evaluation of natural hazards in an alpine catchment. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, n. 6, p. 185-193, 2006.

SILVA, A. B. **Sistemas de Informações Georreferenciadas: conceitos e fundamentos**. Campinas: Unicamp, 2003.

SILVA, I. C. **Geomorfologia, hidrografia e tectônica da folha Fraçaji 1:25.000, estado da Paraíba**. 2014. 140 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2014.

SILVA, I. C.; FURRIER, M. Análise morfológica e morfométrica das sub-bacias dos rios cascata e tinto, litoral norte do estado da Paraíba – Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 2, n. 20, p. 239-254, 2019. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1505>

SILVA, I. C. **Geomorfologia, morfoestruturas e morfotectônica do Nordeste do Estado da Paraíba**. 2020. 232f. Tese (Doutorado) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2020.

SILVA, P. G.; GOY, J. L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. **Geomorphology**, v. 50, n. 1, p. 203-225, 2003.

SILVEIRA, R. M. P.; SILVEIRA, C. T.; OKA-FIORI, C. Emprego de técnicas de inferência espacial para identificação de unidades de relevo apoiado em atributos topográficos e árvore de decisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 1, p. 87-101, 2014.

SILVA, T. P.; MELO, C. L. Reativações neotectônicas na Zona de Cisalhamento do rio Paraíba do Sul (Sudeste do Brasil). **Geol. USP. Sér. Cient.**, v. 11, n. 1, 2011.

SILVEIRA, R. M. P. **Proposta metodológica para mapeamento geomorfológico com uso da análise digital do relevo no estado do Paraná**. 2019. 219f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal DO Paraná, Curitiba, 2019.

SISSAKIAN, V. K.; AL-ANSARI, N.; ABDULLAH, L. H. Neotectonic Activity Using Geomorphological Features in the Iraqi Kurdistan Region. **Geotech Geol Eng.** 2020.

SISSAKIAN, V. K.; ABDULLAH, L. H. Assessment of the tectonic activity of Dewana Basin using geomorphological indices, Kurdistan Region, NE Iraq. **Arabian Journal of Geosciences**, P 2-17. 2020. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-05510-8>

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.

SOARES, A. Q.; FUJIMOTO, N. S. V. M. Caracterização e compartimentação do relevo da bacia hidrográfica do rio do Silveira – São José dos Ausentes – RS. **SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA**, 13, 2009, Viçosa.

SOUZA, D. H.; HACKSPACHER, P. C.; TIRITAN, C. D.; RIBEIRO, L. F. B.; CAMPANI, M. M. Aplicação de análise morfométrica – relação declividade vs. extensão e perfil longitudinal das drenagens – na bacia do ribeirão das Antas para detecção de deformações neotectônicas no planalto de Poços de Caldas. **Revista de Geografia**, Recife, v. 27, n. 1 esp., 2010.

SOUZA, E.M., **Estratigrafia da sequência clástica inferior (andares Coniaciano-Maastrichtiano Inferior) da Bacia Paraíba; e suas implicações paleogeográficas**. Tese de Doutorado; Pós-Graduação em Geociências;UFPE, 350p. 2006.

SOUZA, L. S. B.; ROSSETTI, D. F. Caracterização da rede de drenagem na porção leste da ilha do Marajó e implicações tectônicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 1, p.69-83, 2011.

SOUZA, J. O. P. Análise da precisão altimétrica dos Modelos Digitais de Elevação para área semiárida do Nordeste brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia, USP**, v. 30, p. 56-64, dez. 2015.

SOUZA, A. S. **Caracterização Geomorfológica, Morfotectônica e Morfométrica da Folha Itapororoca 1:25.000, Paraíba, Brasil**. 2016. 116f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Departamento de Geociências, Centro de Ciências Exatas e da Natureza, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2016.

SOUZA, S. A.; FURRIER, M. Técnicas de mapeamento geomorfológico aplicadas em escala de detalhe. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 1, n. 20, p. 89-103, 2019. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i1.1391>

SPITZ, W.J. & SCHUMM, S.A. Tectonic geomorphology of the Mississippi Valley between Osceola, Arkansas, and Friars Point, Mississippi. **Eng. Geol.**, v. 46, p. 259-280. 1997

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

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, p. 1117-1142, 1952.

SUERTEGARAY, D. M. A. **Geografia Física e Geomorfologia: uma releitura**. Porto Alegre: Compasso, 2018.

SUPERINTENDÊNCIA DE DESENVOLVIMENTO DO NORDESTE. Recife: Sudene, 1974. 1 **Carta Topográfica. Escala 1: 25.000**.

SUDENE – SUPERINTENDÊNCIA DE DESENVOLVIMENTO DO NORDESTE. **Saliente Nordestino: carta topográfica**. Recife: Sudene, 2010. Escala 1:25.000.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**: (passado + presente = futuro?). São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 1999.

SUGUIO, K. A importância da geomorfologia em geociências e áreas afins. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 80-87, 2000.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.

TAKIYA, H. **Estudo da sedimentação neogênico-quaternária no município de São Paulo**: caracterização dos depósitos e suas implicações na geologia urbana. São Paulo, 1997. 152p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1997.

TATUMI, S.; SILVA, L.P., PIRES, E.L., ROSSETI, D., GÓES, A.M., MUNITA, C., Datação de sedimentos Pós-Barreiras no Norte do Brasil: implicações paleogeográficas. **Revista Brasileira de Geociências**, 38(4): 514-524. 2008.

TRICART, J. **Principes et méthodes de La géomorphologie**. Paris: Masson e Cie, 1965.

TRICART, J; CAILLEUX, A. Le problème de La classification des faits géomorphologiques. **Annales de Géographie**, v. 65, n. 349, p. 162-186. 1956.

TRICART, J.; CAILLEUX, A. **Introduction à la Géomorphologie Climatique**. Société d'Éditions d'Enseignement Supérieur, Paris, França, 1965.

TOKAREV, V.; GOSTIN, V. Morphotectonic evolution of the western portion of the Mt Lofty Ranges. In: ANZGG MEETING, 10., 2002, Kalgoorlie-Australia. **Anais...** Kalgoorlie, 2002.

TROLL, C. Teor, problemas e métodos de pesquisa geomorfológica. **Boletim Geográfico – IBGE**, ano 32, n. 334, p. 102-134, 1973.

TWIDALE, C. R. Backwearing of slopes - The development of an idea. **Revista C & G.**, 21, 135-146, 2007.

VALENÇA, .L. M. M.; SOUZA, N. G. A. **Geologia e recursos minerais da Folha Itamaracá, SB.25-Y-C-VI escala 1:100.000**. Estados de Pernambuco e da Paraíba. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2017.

VALERIANO, M. M. Dados topográficos. In: FLORENZANO, T. G. (Org.). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. p. 73-10.

VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B; HARCKSPACHER, P.; BABINSKY, M. U/BP and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province;Northeastern Brazil: Initial conclusions. **Journal of South American Earth Sciences**, 8: 267-288. 1995.

VERAS, J. D. D.; SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P.; NEUMANN, V. H. C and O Isotope Chemostratigraphy and Bulk Chemistry of Reef Limestones of the Tambaba Formation, Paraíba

Basin, Northeastern Brazil. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**, Vol. 42, p. 349-358. 2019.

VERSTAPPEN, H. T.; VAN ZUIDAM, R. A. **ITC system of geomorphological survey**. 3 ed. Amsterdam: ITC, 1975.

VERSTAPPEN, H. T. Old and New Trends in Geomorphological and Landform Mapping. In: SMITH, M. J.; PARON, P.; GRIFFITHS, J. (eds.) **Geomorphological Mapping: Methods and Applications**, Developments in Earth Surface Processes vol 15, Elsevier, Cap. 2. p. 13-35. 2011

VIDAL ROMANÍ, J. R. e Twidale, C.R. Structural or climatic control in granite landforms? The development of sheet structure, foliation, boudinage, and related features. **Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe (Coruña-ESP)**, 35, 189- 208. 2010.

VITA-FINZI C. **Recent Earth movements - an introduction to neotectonics**. 2 ed., London, Academic Press, 226 p. 1986.

VITTE, A. C. Os fundamentos metodológicos da Geomorfologia e a sua influência no desenvolvimento das Ciências da Terra. In: VITTE, A. C.; GUERRA, A. J. T. (Orgs.). **Reflexões sobre a Geografia Física no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004.

VOLKOV, N.G.; SOKOLOVSKY, I.L.; SUBBOTIN, A.I. Effect of recent crustal movements on the shape of longitudinal profiles and water levels in rivers. In: **International Symposium on River Mechanics**, Bern, Suiss, 1967. Proceedings... Bern, International Union of Geodesy and Geophysics, p. 105-116, 1967.