



UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – PPGG
DOUTORADO EM GEOGRAFIA

IVANILDO COSTA DA SILVA

**GEOMORFOLOGIA, MORFOESTRUTURA E MORFOTECTÔNICA DO
NORDESTE DO ESTADO DA PARAÍBA**

JOÃO PESSOA - PB
Fevereiro de 2020

**GEOMORFOLOGIA, MORFOESTRUTURAS E MORFOTECTÔNICA DO
NORDESTE DO ESTADO DA PARAÍBA**

IVANILDO COSTA DA SILVA

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

Orientador: Prof. Dr. Max Furrier

**JOÃO PESSOA - PB
Fevereiro de 2020**

Catálogo na publicação
Seção de Catalogação e Classificação

S586g Silva, Ivanildo Costa da.

Geomorfologia, Morfoestrutura e Morfotectônica do
Nordeste do Estado da Paraíba / Ivanildo Costa da
Silva. - João Pessoa, 2020.

232 f. : il.

Orientação: Max Furrier.

Tese (Doutorado) - UFPB/CCEN.

1. Relevo. 2. Rede de Drenagem. 3. Tabuleiros
Litorâneos. 4. Morfometria. 5. Mapeamento
Geomorfológico. I. Furrier, Max. II. Título.

UFPB/BC

**Geomorfologia, Morfoestrutura e Morfotectônica do Nordeste do
Estado da Paraíba**

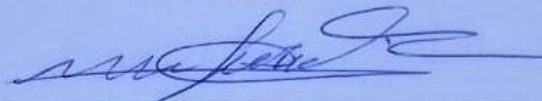
por

Ivanildo Costa da Silva

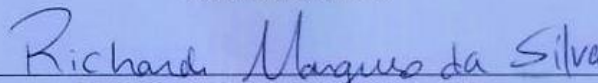
Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal da Paraíba, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Geografia.

Área de Concentração: Território, Trabalho e Ambiente.

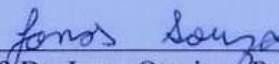
Aprovada por:



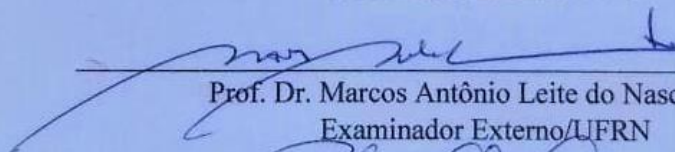
Prof. Dr. Max Furrier
Orientador/UFPB



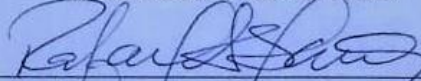
Prof. Dr. Richarde Marques da Silva
Examinador Interno/UFPB



Prof. Dr. Jonas Otaviano Praça de Souza
Examinador Interno/UFPB



Prof. Dr. Marcos Antônio Leite do Nascimento
Examinador Externo/UFRN



Prof. Dr. Rafael Albuquerque Xavier
Examinador Externo/UEPB

**Universidade Federal da Paraíba
Programa de Pós-Graduação em Geografia
Curso de Doutorado em Geografia**

Fevereiro/2020

A toda criança pobre do meu país que nutre em seu coração o desejo de estudar para ocupar os lugares que lhes foram historicamente negados na sociedade, eu dedico.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, Senhor e salvador da humanidade, pelas vitórias obtidas em cada dia de minha vida.

Aos meus pais José Manoel da Silva e Irene Maria Costa da Silva, que sempre me apoiaram em todos os momentos de minha vida.

À minha esposa Walkíria Nascimento Silva, pela ajuda incondicional em diversos momentos do desenvolvimento dessa pesquisa.

Ao professor Dr. Max Furrier, pelo apoio de sempre e pela eficiência no desenvolvimento de suas funções como orientador.

Aos professores Dr. Marcos Antônio Leite do Nascimento, Dr. Rafael Albuquerque Xavier, Dr. Richarde Marques da Silva e Dr. Jonas Otaviano Praça de Souza, pela avaliação desta pesquisa e pelo debate e sugestões apresentadas.

Aos professores Dr. Osvaldo Girão da Silva e Dr. Eduardo Galliza do Amaral Marinho, pela disponibilidade em fazer parte da banca avaliadora dessa pesquisa na condição de suplentes.

À todos os meus amigos que contribuíram de forma singular nas 35 idas a campo realizadas nessa pesquisa, a saber, Edvaldo Júnior, na região de Serra da Raiz e adjacências, Maycon Araújo, na região de Jacaraú e adjacências, Adalberto Nascimento, na região de Santa Rita e adjacência, Geraldo Silva, na região de Itapororoca e adjacência, Samuel Souza, na região de Baía da Traição e adjacências, Floriano Franklin, na região de Araçagi e adjacências, além de Tiago Laurindo, Ariane Silva, Gildo Figueiredo, Luciellen Rodrigues, Nalva Santos e Márcia Alexandrino que também contribuíram nas idas a campo dessa pesquisa.

Aos membros do Laboratório de Estudos Geológicos e Ambientais (LEGAM) da Universidade Federal da Paraíba, Vinícius Lima, Tamires Barbosa e Alexandre Souza que sempre se disponibilizaram a ajudar quando necessitei.

Aos amigos Alexandro Medeiros, Francisco Vilar (Segundo Neto), Utaiguara Borges e Ramon Santos, pela ajuda incondicional na elaboração dos produtos cartográficos.

Ao amigo prof. Dr. Lanusse Tuma, que contribuiu de forma exemplar na banca de qualificação dessa tese, além de em conjunto com Francisco Fábio, Juliana Vilar e Evandro Silva ter manifestado disponibilidade para realizar pesquisas de campo.

À todas as pessoas que indicaram locais de ocorrências de formas sugestivas de atuação de controle litológico e de atividade tectônica no relevo e na rede de drenagem, tanto nas redes sociais quanto nas comunidades visitadas.

À Prefeitura Municipal de Curral de Cima-PB, em especial ao prefeito Antônio Ribeiro Sobrinho (Totó Ribeiro), que permitiu meu afastamento das atividades laborais para me dedicar a elaboração dessa Tese.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pelo apoio financeiro.

“Seria uma atitude ingênua esperar que as classes dominantes desenvolvessem uma forma de educação que proporcionasse às classes dominadas perceber as injustiças sociais de maneira crítica”.

(Paulo Freire)

GEOMORFOLOGIA, MORFOESTRUTURAS E MORFOTECTÔNICA DO NORDESTE DO ESTADO DA PARAÍBA

RESUMO

As análises voltadas ao entendimento das influências das estruturas litológicas e da atividade tectônica na elaboração do relevo e da rede de drenagem despontam como significativas contribuições aos estudos de geomorfologia, visto que em combinação com as condições climáticas, esses elementos originam morfologias próprias no desenvolvimento dos processos geomorfológicos, resultando em relevos de conotação morfoestruturais e morfotectônicas, respectivamente. Nesse sentido, o objetivo principal da presente tese é analisar as influências das estruturas litológicas e da atuação da atividade tectônica na configuração geomorfológica da região Nordeste do Estado da Paraíba. Para tanto, foram elaborados materiais cartográficos, a exemplo do Modelo Digital do Terreno (MDT), mapas hipsométrico, clinográfico e geomorfológico e aplicados os índices morfométricos Relação Declividade-Extensão (RDE), Razão Fundo-Altura de Vale (RFAV) e Fator de Assimetria (FA) em bacias e sub-bacias hidrográficas selecionadas, além de exaustivas visitas a campo para localizar e registrar tais influências. Os resultados obtidos mostraram que o contexto geomorfológico da área de estudo agrega 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. Os principais indicadores dessa atuação são: alinhamentos de relevo e da rede de drenagem que seguem os mesmos direcionamentos de estruturas criadas por zonas de cisalhamentos pré-cambrianas reativadas na era Cenozoica; diferentes altitudes em interflúvios de topos tabulares que separam os rios regionais desenvolvidos em condições litológicas e climáticas homogêneas; ocorrências localizadas de deslocamentos verticais em linhas de pedras (*stone lines*) em sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras; canais de drenagem retilíneos que apresentam fortes inflexões; formação de facetas triangulares no relevo; meandros abandonados em canais de 1ª ordem; indícios de paleocanais sugestivos de captura de drenagem; terraços fluviais escalonados e ocorrência generalizada de desníveis abruptos em canais fluviais (*knickpoints*) com formação de cachoeiras, sendo algumas encontradas em linhas de falhas tectônicas estabelecidas em mapeamentos geológicos. Além dessas evidências morfológicas, os valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos também atestaram fortes anomalias na rede de drenagem resultantes das condições morfoestruturais e morfotectônicas do relevo da porção nordeste do Estado da Paraíba. Por fim, entende-se que as características gerais apresentadas foram também evidenciadas nas unidades geomorfológicas mapeadas através de variadas incisões dos vales e dimensões interfluviais compatíveis com as condições estruturais e tectônicas atuantes em cada área.

Palavras-chave: Relevo, Rede de Drenagem, Tabuleiros Litorâneos, Morfometria, Mapeamento Geomorfológico.

GEOMORPHOLOGY, MORPHOSTRUCTURE AND MORPHOTECTONICS OF THE NORTHEAST OF PARAÍBA STATE

ABSTRACT

The analyzes aimed at understanding the influences of lithological structures and tectonic activity in the relief elaboration and the drainage network emerge as significant contributions to the studies of geomorphology, since, in combination with the climatic conditions, these elements originate their own morphologies in the development of processes geomorphological, resulting in morpho structural and morphotectonic connotation reliefs, respectively. In this sense, the main objective of this thesis is to analyze the influences of lithological structures and the performance of tectonic activity in the geomorphological configuration of the Northeast region of Paraíba State. To this end, cartographic materials were prepared, such as the Digital Terrain Model (DTM), hypsometric, slope and geomorphological maps and applied the morphometric indexes Slope vs Length (SL), Ratio of Valley-Floor width to Valley Height (Vf) and Asymmetric Factor (AF) in selected basins and sub hydrographic-basins, besides the exhaustive field visitations to locate and to record such influences. The results obtained showed that the geomorphological context of the study area aggregates strong indicators of the performance of lithological structures and tectonic activities in the development of the relief and drainage network, both in the areas of crystalline and sedimentary lithology. The main indicators of this performance are: relief alignments and the drainage network that follow the same directions from structures created by Precambrian shear zones reactivated in the Cenozoic era; different altitudes in tabular tops interfluves that separate the regional rivers developed in homogeneous and lithological climatic conditions; localized occurrences of vertical displacements in stone lines in poorly consolidated sediments from the Barreiras Formation; rectilinear drainage channels that present strong inflections; formation of triangular facets in the relief; meanders abandoned in 1st order channels; evidence of paleochannels suggestive of drainage capture; staggered river terraces and widespread occurrence of abrupt river channels unevenness (*knickpoints*) with formation of waterfalls, some of which are found in lines of tectonic faults established in geological mapping. In addition to these morphological evidences, the values obtained with the application of the morphometric indices also attested to strong anomalies in the drainage network resulting from the morpho structural and morphotectonic conditions of the relief from the northeast portion of Paraíba State. Finally, it is understood that the general characteristics presented were also evidenced in the geomorphological units mapped through various incisions of the valleys and interfluvial dimensions compatible with the structural and tectonic conditions operating in each area.

Key words: Relief, Drainage Network, Coastal Tablelands, Morphometry, Geomorphological Mapping.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área de estudo e suas respectivas cartas topográficas na escala de 1:25.000. Fonte: Adaptado de SUDENE	29
Figura 2 – Cidades e principais rodovias de acesso nas dependências da área de estudo	30
Figura 3 – Localização e contexto geotectônico da Província Borborema no Nordeste do Brasil	36
Figura 4 – Padrões aeromagnéticos e compartimentação tectônica do Estado da Paraíba com suas respectivas subdivisões.	37
Figura 5 – Material semelhante a brecha de falha (linhas amarelas) paralelo a superfície estriada (linhas azuis) com ocorrência de fragmentos de rochas e quartzos angulosos (destaque em vermelho) envolvidos por matriz de difícil distinção sugestivo da ocorrência de atividade tectônica.	39
Figura 6 – Geologia cristalina da área de estudo	40
Figura 7 – Material dobrado com aspecto de brecha tectônica de caráter rúptil na área da unidade das Vulcânicas Félsicas	42
Figura 8 – Geologia sedimentar da área de estudo	48
Figura 9 – Depósitos aluviais no baixo curso do rio Mamanguape	49
Figura 10 – Áreas de manguezais nos estuários dos rios Mamanguape (a) e Camaratuba (b)	50
Figura 11 – Dunas recobertas por vegetação, município de Mataraca-PB	52
Figura 12 – Areias brancas acumuladas nas proximidades do acesso a cidade de Pedro Régis-PB, as margens da PB-071	54
Figura 13 – Taxonomia da Quarta Fase da metodologia empregada no projeto RADAMBRASIL	64
Figura 14 – Unidades taxonômicas de classificação do relevo segundo Ross (1992)	66
Figura 15 – Estágios de dissecação em uma escarpa de falha	74
Figura 16 – Tipos de falhas e relevos associados	75
Figura 17 – Esquema representativo de terraços aluviais pareados	76
Figura 18 – Padrões básicos de drenagem	78
Figura 19 – Principais propriedades de drenagem	80
Figura 20 – Parâmetros do cálculo do índice RDEs/RDEt	88

Figura 21 – Fórmula matemática e procedimentos de medida para obter os valores do índice RFAV	90
Figura 22 – Resposta da rede de drenagem ao soerguimento ao longo de uma linha de falha	91
Figura 23 – Localização dos pontos visitados nas análises de campo	93
Figura 24 – MDT e rede de drenagem da área de estudo	96
Figura 25 – Mapa hipsométrico da área de estudo	99
Figura 26 – Relevo morfotectônico sugerido pela formação de vales em V desenvolvidos sobre segmentos de falha mapeadas por Brasil (2014b) (linhas amarelas). Sentido dos fluxos: setas azuis	100
Figura 27 – Pequena escarpa alinhada a um vale retilíneo que exhibe afloramentos rochosos no sítio Serrote, município de Belém-PB	101
Figura 28 – Forte inflexão em canal de 1ª ordem sugestivo de controle estrutural da litologia. Município de Caiçara-PB	102
Figura 29 – Forte incisão em canal com forma de V em tributário do rio Pitanga com destaques para ocorrência de knickpoints com formação de cachoeiras	103
Figura 30 – Áreas elevadas de serras residuais da borda leste do Planalto da Borborema e relevos suave ondulados e erodidos da Depressão Leste do Borborema	104
Figura 31 – Alinhamento anômalo da rede hidrográfica por influência da atuação de zonas de cisalhamento	105
Figura 32 – Alinhamento anômalo de relevo por influência da atuação de zonas de cisalhamento	106
Figura 33 – <i>Knickpoint</i> no curso do rio Mamanguape que dá forma a cachoeira na época das chuvas mais intensas, sítio Cachoeirinha, no município de Mulungu-PB	107
Figura 34 – Formação de corredeiras, cotovelo de drenagem e terraços fluviais no médio curso do rio Araçagi, proximidades da cidade de Araçagi-PB	108
Figura 35 – Fortes inflexões e exposição de rochas no leito do médio curso do rio de Araçagi-PB	109
Figura 36 – Extensa área de acumulação de sedimentos no baixo curso de rio Mamanguape	110
Figura 37 – Rochas do TAP soerguida (a), margem norte do rio Mamanguape com destaque para localização as rochas do TAP soerguidas e o desnível abrupto em stone lines (b), desnível abrupto em stone lines nas rochas da Formação Barreiras (c)	111
Figura 38 – <i>knickpoints</i> sucessivos nas proximidades da pedreira, saída da cidade de Mamanguape para a cidade de Itapororoca.	112
Figura 39 – Afloramento granítico (seta amarela) na comunidade de Salema, Rio Tinto-PB	113

Figura 40 – Facetas em estágio avançado de dissecação com topos convexos desenvolvidas sobre os Tabuleiros Litorâneos (linhas amarelas) na área do gráben do Mamanguape	113
Figura 41 – Área de transição entre as rochas sedimentares da Formação Barreiras e as rochas cristalinas do TAP. Notar as diferenças no relevo e o destaque para o knickpoint em canal de 1ª ordem. Município de Mulungu-PB.	114
Figura 42 – Sequência linear entre falha tectônica estabelecida em mapeamento geológico (1 e 2), deslocamento horizontal em dique de rocha máfica (3), inflexão no curso do rio Mamanguape (4) e alinhamento do baixo curso do rio Guandu (5), sugerindo controle tectônico, nas proximidades da barragem de Aruá, Tríplice fronteira dos municípios de Itapororoca, Cuité de Mamanguape e Araçagi.	116
Figura 43 – Relevo tabular no interflúvio dos rios Mamanguape-Miriri com destaque para o oceano Atlântico, município de Rio Tinto -PB	117
Figura 44 – Deslocamentos verticais por falhas normais em linhas estabelecidas nos sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras, falésia norte do estuário do rio Miriri, praia do Oiteiro, Rio Tinto-PB	119
Figura 45 – Riacho de 1ª ordem entalhando seu vale nos sedimentos da Formação Barreiras (linha amarela) no baixo curso do rio Miriri, sítio Estiva de Geraldo, Santa Rita-PB	120
Figura 46 – Vale do rio Caboclo alinhado no mesmo sentido da falha tectônica que direciona o baixo curso do rio Miriri, divisa dos municípios de Lucena-PB e Rio Tinto-PB	121
Figura 47 – Classes de declividade da área de estudo	122
Figura 48 – Desnível altimétrico de aproximadamente 2 metros afetando canal de riacho de 1ª ordem nas proximidades da cidade de Serra da Raiz-PB	123
Figura 49 – Vale retilíneo em forma de V, apresentando alta declividade nas encostas, próximo a cidade de Pedro Régis-PB	124
Figura 50 – Bacias e sub-bacias hidrográficas selecionadas para análise morfológica de detalhe e valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos RDEs/RDEt, RFAV e FA	127
Figura 51 – Geologia, hidrografia e pontos analisados em campo na sub-bacia do riacho do Luís	129
Figura 52 – Canais de drenagem de 1ª ordem afetados por inflexões e knickpoints em lados oposto do interflúvio que os separam na sub-bacia do riacho do Luís	131
Figura 53 – Vale entulhado de sedimentos, knickpoint, inflexão em canal de 1ª ordem e formação de área rebaixada em formato retangular na sub-bacia do riacho do Luís (linhas vermelhas tracejadas)	132
Figura 54 – Escapa registrada dentro da área rebaixada em formato retangular (estrela vermelha) na sub-bacia do riacho do Luís	133

Figura 55 – Canal de primeira ordem 1ª ordem com vale em forma de V exibindo escarpa e possível área rebaixada na sub-bacia do riacho do Luís	134
Figura 56 – Configuração morfotectônica no relevo do setor sudeste da sub-bacia do riacho do Luís	134
Figura 57 – Escarpa sugestiva de origem tectônica registrada na sub-bacia do riacho do Luís	135
Figura 58 – Anomalias de relevo e em drenagem de 1ª ordem com representação aproximada da falha tectônica mapeada por Brasil (2014b) (linha amarela tracejada) na sub-bacia do riacho do Luís	136
Figura 59 – Desníveis escalonados de relevo sugestivos de movimentos verticais por falha normal na sub-bacia do riacho do Luís	137
Figura 60 – Desnível abrupto e retilíneo no relevo com formação de knickpoint em canal de 1ª ordem na sub-bacia do riacho do Luís	137
Figura 61 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do riacho Roncador	138
Figura 62 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do riacho Roncador	139
Figura 63 – Sequência de <i>knickpoints</i> no baixo curso do riacho Roncador	140
Figura 64 – Cachoeira formada em <i>knickpoint</i> no baixo curso do riacho Roncador	141
Figura 65 – Desnível altimétrico sugestivo de espelho desenvolvido por falha normal de deslocamento recente no baixo curso do riacho Roncador	141
Figura 66 - Veio de rocha félsica com características semelhantes na parte superior e inferior do espelho de falha. Notar o destaque para a largura do veio nos dois locais indicados e as sugestões do movimento lateral (setas e linha branca) e vertical (setas e linha amarela) dessa estrutura	143
Figura 67 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do riacho Tiriri	144
Figura 68 – <i>Knickpoint</i> com desnível aproximado de 9 metros no alto curso do riacho Tiriri	145
Figura 69 – Canais retilíneos com entalhamentos moderados dos vales, possivelmente, alinhados por falha tectônica no alto curso do riacho Tiriri	146
Figura 70 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do rio Pitanga	147
Figura 71 – Canal principal do rio Pitanga apresentando retilinearidade e alinhamento sobre falha tectônica mapeada por Brasil (2014b) (linhas tracejadas amarelas)	148
Figura 72 – Cachoeira do Pinga, desnível com aproximadamente 4,5 metros de altura no alto curso da sub-bacia do rio Pitanga	149
Figura 73 – Facetas triangulares desenvolvidas perpendicularmente a um segmento de falha tectônica estabelecida por Brasil (2014b) no alto do rio Pitanga	150

Figura 74 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do rio Mataraquinha	151
Figura 75 – <i>Knickpoint</i> com aproximadamente 10 metros de altura delimitado por encostas abruptas (linha branca) no alto curso do rio Mataraquinha	152
Figura 76 – Canal em forma de V muito encaixado apresentando profundidade aproximada de 4 metros e delimitado por encostas abruptas a montante do <i>knickpoint</i> do alto curso do rio Mataraquinha	153
Figura 77 – Alinhamento de drenagens de 1ª ordem no sentido NE-SW na área do <i>knickpoint</i> do alto curso do rio Mataraquinha, um indicativo de controle tectônico da rede de drenagem nessa área	154
Figura 78 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do rio Catu	155
Figura 79 – Formação de novo canal de drenagem na mesma direção de falha tectônica estabelecida por Brasil (2014b) em inflexão do alto curso do rio Catu (seta branca)	157
Figura 80 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do riacho Canafístula	158
Figura 81 – Desnível abrupto de relevo alinhado com a formação de meandros abandonados e inflexão no canal do riacho Canafístula e inflexão do canal do rio Araçagi (linhas tracejadas amarelas)	159
Figura 82 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do rio Itapororoca	161
Figura 83 – Alinhamento de drenagens no alto curso do rio Itapororoca com canais de sub-bacias vizinhas, por influência de controle litológico das estruturas das zonas de cisalhamento atuantes nessa área	162
Figura 84 – Pontos analisados em campo na sub-bacia do rio Itapororoca	163
Figura 85 – <i>knickpoint</i> com cerca de 3 metros e escarpa alinhada na direção NW-SE no médio curso do rio Itapororoca	164
Figura 86 – Inflexão no canal do rio Itapororoca frente a elevação da unidade geológica da Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca (Ki?)	165
Figura 87 – Desnível abrupto de relevo alinhado a trecho de canal inflexionado (linha tracejada) e formação de <i>knickpoint</i> com cachoeira direcionado pela estrutura litológica local (linhas amarelas)	166
Figura 88 – Canal apresentando inflexões com formação de <i>knickpoint</i> e trecho retilíneo no médio curso do rio Itapororoca	167
Figura 89 – Possível paleocanal (linhas brancas) com segmento do canal atual alinhado a montante (linhas tracejadas vermelhas), formação de terraços fluviais, inflexões bruscas influenciadas pelo alinhamento de rochas cristalinas sugestivo de soerguimento tectônico e incisão acentuada no canal do rio Itapororoca (setas amarelas) em sua desembocadura	168
Figura 90 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do riacho Gameleira	169

Figura 91 – Alinhamento de drenagens em lados opostos da sub-bacia do riacho Gameleira influenciado por linhas estruturais estabelecidas por contatos litológicos em zonas cisalhamento	170
Figura 92 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do rio Seco	172
Figura 93 – Alinhamento em arco de drenagem com sentidos de fluxo opostos com destaque para a lagoa de Campinas orientada no sentido E-W no alto curso da sub-bacia do rio Seco	173
Figura 94 – <i>Knickpoint</i> registrado no baixo curso da sub-bacia do rio Seco	174
Figura 95 – Relações complexas entre a formação de <i>Knickpoint</i> com cachoeira, encostas com declividade acentuada e exposição de granitos e alinhamentos de canais em segmentos de falhas tectônicas mapeadas por Brasil (2014b) no baixo curso da sub-bacia do rio Seco	175
Figura 96 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do rio Tinto. Notar alinhamento do alto curso a direção da falha estabelecida por Brasil (2014b) para o riacho Luís Dias	176
Figura 97 – Alinhamento de drenagens no mesmo sentido da falha mapeada por Brasil (2014b) no riacho Luís Dias e presença de <i>knickpoint</i> no alto curso do rio Tinto	177
Figura 98 – <i>Knickpoint</i> com aproximadamente de 4,5 metros de altura, desenvolvido em rochas da Formação Barreiras, registrado no alto curso do rio Tinto	178
Figura 99 – Geologia e hidrografia da bacia do rio Estiva	180
Figura 100 – Baixa incisão no trecho inicial da drenagem do alto curso do rio Sinimbu, afluente do rio Estiva, com destaque para sua largura (retângulo amarelo)	182
Figura 101 – Corredeiras e formação de terraço fluvial no baixo curso do rio Jacaré, na bacia hidrográfica do rio Estiva	181
Figura 102 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do rio Cuité	184
Figura 103 – Relevo dissecado em rocha cristalina na sub-bacia do rio Cuité	185
Figura 104 – Fortes inflexões no rio Cuité ajustadas a alinhamentos de rochas com aspectos de soerguimento e formação de corredeira (setas azuis) nas proximidades da cidade de Cuité de Mamanguape-PB	186
Figura 105 – Desnível altimétrico (<i>knickpoint</i>) com aproximadamente 2 metros de altura próximo a sua desembocadura do rio Cuité	186
Figura 106 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do rio Cascata	187
Figura 107 – Trecho com corredeira no médio curso do rio Cascata	189
Figura 108 – Mapa geomorfológico do Nordeste do Estado da Paraíba	191

Figura 109 – Serras residuais alongadas na unidade Dc 42 com destaque para as primeiras elevações da borda leste do Planalto da Borborema	192
Figura 110 – <i>Knickpoints</i> sequenciais (setas brancas) e facetas triangulares (linhas amarelas) registrados na unidade Dc 42, no sítio Suspiro, município de Serra da Raiz-PB	193
Figura 111 – Relevo da unidade Dc 32a apresentando desnível altimétrico e dissecação diferenciada em lados opostos do canal de drenagem, além de fortes inflexões e formação de <i>knickpoint</i> (destaque no retângulo vermelho) no sítio Macedo, no município de Jacaraú-PB	195
Figura 112 – Relevo em colinas com dissecação mediana nas proximidades do distrito de Olho D'água, município de Capim-PB	196
Figura 113 – Relevo suave ondulado registrado na unidade Dc 21, município de Duas Estradas-PB	197
Figura 114 – Inflexões e formação de corredeiras (linhas amarelas) no médio curso do rio Mamanguape, sítio Mulunguzinho, Araçagi-PB	197
Figura 115 – Incisão de canal de 1ª ordem avançando sobre relevo de topo plano na porção leste da unidade Dp 41 (linha amarela), próximo ao sítio Concriz, município de Itapororoca-PB	199
Figura 116 – Rochas da unidade geológica Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca sobrepostas a rochas do terreno Alto Pajeú, sítio Currallinho, município de Itapororoca-PB	199
Figura 117 – Relevo da unidade Dc 41 em destaque por sua altimetria superior as áreas adjacentes (seta preta), sítio Currallinho, município de Itapororoca-PB	200
Figura 118 – Atuação dos processos de dissecação do relevo na unidade Dt 41 com destaques para as áreas de relevo com topo convexo e a formação de faixas estreitas de relevo tabular	202
Figura 119 – <i>Knickpoint</i> com desnível aproximado de 3 metros no médio curso do rio Camaratuba, sítio Brejinho, Mamanguape-PB	203
Figura 120 – Relevo tabular preservado no interflúvio que separa os rios Miriri e Mamanguape da unidade Dt 31, com destaque para a elevação superior do interflúvio dos rios Mamanguape e Camaratuba na unidade Dt 41	204
Figura 121 - Avanço da dissecação sobre as dunas inativas com diminuição da vegetação (linhas vermelhas) e evidências de atuação das marés no processo erosivo da base desses sedimentos	206
Figura 122 – Alinhamento sinuoso de topo convexo no setor norte da unidade Dc 32b	207
Figura 123 – Setor sul da unidade Dc 32b (linha branca) com destaque para seu topo convexo e para o topo tabular da unidade Dt 31 situada a oeste	207
Figura 124 – Assimetria da linha de praia entre os setores norte e sul da desembocadura	

do rio Camaratuba	209
Figura 125 – Formação de terraço de abrasão marinha e exposição de rochas da Formação Barreiras na porção sul da desembocadura do rio Camaratuba	209
Figura 126 – Unidade Atpm no povoado de Costinha, no município de Lucena-PB, com destaque para seu limite abrupto com os Tabuleiros Litorâneos a oeste (linha amarela) (a) e norte da cidade de Cabedelo-PB (b)	210
Figura 127 – Depósito de mangue no estuário do rio Camaratuba, município de Mataraca-PB	211
Figura 128 – Alinhamento de <i>beachrocks</i> na desembocadura do rio Mamanguape atenuando a ação da dinâmica marinha sobre os sedimentos de mangue do seu estuário	212
Figura 129 – Área da unidade Atf registrada na Ilha da Restinga no estuário do rio Paraíba	212
Figura 130 – Depósitos aluviais no leito do rio Curimataú, município de Logradouro-PB	213
Figura 131 – Terraços escalonados identificados na desembocadura do rio Itapororoca e no rio Mamanguape (linhas amarelas) ao sul da cidade de Itapororoca-PB	214
Figura 132 – Última exposição de rocha cristalina observada no leito do rio Mamanguape na área do gráben de Mamanguape (BRITO NEVES, <i>et al.</i> , 2004) e formação de terraços fluviais nas proximidades da cidade de Mamanguape-PB	215
Figura 133 – Área alagada de planície fluvial do rio Estiva, as margens da rodovia PB-041, saída da cidade de Baía da Traição-PB	216

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Padrões de formas do relevo	68
Quadro 2 – Matriz dos índices de dissecação do relevo	68

LISTA DE SIGLAS

3D	3 dimensões
A	Acumulação (deposição)
Actf	Área de colúvio e terraço fluvial
Add	Altitude da linha de interflúvio da porção direita do vale
Ade	Altitude da linha de interflúvio na porção esquerda do vale
Api	Formas de planície interdial (mangue)
Atf	Formas de terraços fluviais
Atpf	Formas de terraços e planícies fluviais
Atpm	Área de terraço e planície marinha
BR	Brasil
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
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 tabulares
Dv	Forma de vertentes
E	Leste
<i>E_fv</i>	Elevação do fundo do vale
ESE	Este - Sudeste
Ga	Bilhões de anos
GIS	Geographic Information System
INQUA	<i>Union for Quaternary Science</i>
km	Quilômetro

km ²	Quilômetro quadrado
L	Leste
<i>L_fv</i>	Largura do fundo de vale
LP	Lineamento Patos
m	Metro
Ma	Milhões de anos
MDT	Modelo Digital do Terreno
N	Norte
NE	Nordeste
Ni	Níquel
NO	Noroeste
NW	Noroeste
O	Oeste
PB	Paraíba
R.	Rio
Rch.	Riacho
RDE	Relação Declividade-Extensão
RDE _s	Relação Declividade-Extensão por segmento de drenagem
RDE _t	Relação Declividade-Extensão total
RFAV	Relação Fundo Altura de Vale
RN	Rio Grande do Norte
S	Sul
SE	Sudeste
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SJC	São José do Campestre
SUDENE	Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste
SW	Sudeste
SPL	Superfície Pré-litorânea

TAP	Terreno Alto Pajeú
Tc	Setor de Vertente de topos convexos
Tp	Setor de Vertente de topos planos
UEPV	Unidade (Para)-Estratigráfica Piriri do Vigário
URSS	União das Repúblicas Socialistas Soviéticas
UTM	Universal Transversa de Mercator
Vc	Setor de Vertente convexo
Vcc	Setor de Vertente côncavo
Ve	Setor de Vertente escarpado
VF	<i>Valley floor</i>
Vpi	Setor de Vertente em patamares inclinados
Vpp	Setor de Vertente em patamares planos
Vr	Setor de Vertente retilíneo
W	Oeste
WNW	Oeste – Noroeste

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	26
2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	29
3 JUSTIFICATIVAS.....	31
4 HIPÓTESE.....	33
5 OBJETIVOS.....	34
5.1 OBJETIVO GERAL.....	34
5.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	34
6 GEOLOGIA DO NORDESTE DO ESTADO DA PARAÍBA.....	35
6.1 TERRENOS TECTONO-ESTRATIGRÁFICOS.....	36
6.2 BACIA SEDIMENTAR PARAÍBA E PLATAFORMA DE NATAL.....	42
6.3 FORMAÇÃO BARREIRAS.....	45
6.4 SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS.....	47
6.4.1 Depósitos Aluviais.....	49
6.4.2 Depósitos de Mangue.....	50
6.4.3 Depósitos Eólicos Litorâneos Vegetados.....	51
6.4.4 Depósitos Litorâneos Praiais.....	52
6.4.5 Coberturas Colúvio-Eluviais.....	53
7 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	55
7.1 ELEMENTOS MORFOESTRUTURAIS E MORFOTECTÔNICOS NO CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO.....	55
7.2 TAXONOMIA DO RELEVO E MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO NO BRASIL.....	62

7.3 ABORDAGENS MORFOLÓGICAS E MORFOMÉTRICAS DO RELEVO E DA REDE DE DRENAGEM.....	71
8 ELABORAÇÃO DO MATERIAL CARTOGRÁFICO, APLICAÇÃO DOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS E INVESTIGAÇÕES DE CAMPO.....	81
8.1 GERAÇÃO DO MODELO DIGITAL DO TERRENO.....	82
8.2 ELABORAÇÃO DO MAPA HIPSOMÉTRICO.....	83
8.3 ELABORAÇÃO DO MAPA CLINOGRÁFICO.....	84
8.4 ELABORAÇÃO DO MAPA GEOMORFOLÓGICO.....	85
8.5 APLICAÇÃO DOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS.....	87
8.5.1 Índice Relação Declividade/Extensão (RDE).....	87
8.5.2 Índice Razão Fundo/Altura de Vale – RFAV.....	89
8.5.3 Índice Fator de Assimetria – FA.....	91
8.6 ANÁLISES DE CAMPO.....	92
9 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	94
9.1 ANÁLISE MORFOLÓGICA DO RELEVO E DA HIDROGRAFIA DO NORDESTE DO ESTADO DA PARAÍBA.....	95
9.2 ANÁLISE MORFOLÓGICA E MORFOMÉTRICA DAS BACIAS E SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS SELECIONADAS.....	126
9.2.1 Sub-Bacia do riacho do Luís.....	128
9.2.2 Sub-Bacia do riacho Roncador.....	138
9.2.3 Sub-Bacia do riacho Tiriri.....	143
9.2.4 Sub-Bacia do rio Pitanga.....	146
9.2.5 Sub-Bacia do rio Mataraquinha.....	150
9.2.6 Sub-Bacia do rio Catu.....	155
9.2.7 Sub-Bacia do riacho Canafístula.....	157

9.2.8 Sub-Bacia do rio Itapororoca.....	160
9.2.9 Sub-Bacia do riacho Gameleira.....	168
9.2.10 Sub-Bacia do rio Seco.....	171
9.2.11 Sub-Bacia do rio Tinto.....	175
9.2.12 Bacia do rio Estiva.....	179
9.2.13 Sub-Bacia do rio Cuité.....	183
9.2.14 Sub-Bacia do rio Cascata.....	187
9.3 MAPA GEOMORFOLÓGICO DO NORDESTE DO ESTADO DA PARAÍBA.....	189
9.3.1 Contexto geomorfológico da morfoestrutura Terrenos Tectono-Estratigráficos São José do Campestre e Alto Pajeú.....	192
9.3.2 Contexto geomorfológico da morfoestrutura Rochas Vulcânicas Félsicas Itapororoca.....	198
9.3.3 Contexto geomorfológico da morfoestrutura Cobertura Sedimentar Formação Barreiras.....	200
9.3.4 Contexto geomorfológico da morfoestrutura Sedimentos Quaternários.....	205
10 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	217
REFERÊNCIAS.....	221

1 INTRODUÇÃO

O Estado da Paraíba dispõe de um conjunto de formas de relevo bastante diversificado, tornando-se um excelente campo para o desenvolvimento de estudos geomorfológicos que podem levar a interpretações mais completas e complexas dos fatores e processos que deram origem a essa variedade de formas.

Esses fatores podem ser atribuídos, além dos agentes exógenos, a questões tectônicas e/ou estruturais, que ao se desenvolverem deixam suas marcas registradas na litologia e na rede de drenagem, a exemplo de antigas áreas de contatos de placas tectônicas, lineamentos oriundos de falhamentos, além de áreas soerguidas ou em subsidências, que podem estar atreladas a processos tectônicos recentes.

Na presente tese, se entende por processos tectônicos recentes aqueles movimentos crustais ocorridos a partir do Mioceno Médio (13 Ma), período considerado por Hasui (1990) como marco inicial das manifestações neotectônicas no território Brasileiro.

Esses registros da atuação de processos tectônicos e estruturais recentes ou antigos na litologia são primordiais para o entendimento do relevo e da hidrografia de uma área; nesse sentido, entende-se que o modelado do relevo no qual a acomodação dos elementos da rede de drenagem ocorre ao mesmo tempo das deformações crustais, estabelecendo, assim, um caráter ativo e simultâneo para as feições, deve ser entendido pelo termo morfotectônica (SAADI, 1991).

Já as feições passivas, resultantes de deformações pretéritas, nas quais a geometria dos cursos d'água podem se amoldar sobre as estruturas geradas, fazendo com que o padrão local da rede de drenagem reflita a disposição dos corpos rochosos, abrangem o termo morfoestrutural (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004).

No Nordeste do Estado da Paraíba podem ser citados como indicativos regionais de formas de relevos morfotectônicos e morfoestruturais, respectivamente, as variações altimétricas dos interflúvios dos rios principais na área sedimentar ao leste e o controle da drenagem no segmento do Lineamento Patos na litologia cristalina ao oeste. É importante ressaltar que tanto o relevo morfotectônico quanto o morfoestrutural influenciam na configuração da hidrografia, dando assim base para estudos integrados envolvendo esses elementos para a compreensão da configuração geomorfológica.

Para um entendimento satisfatório do relevo, nos moldes aqui propostos, foi necessária uma análise atenta das feições de relevo e da hidrografia de dimensões locais, muitas vezes negligenciadas em estudos geomorfológicos no Brasil. Tais feições são representadas por pequenas escarpas de linha de falha, desníveis abruptos que ocasionam quedas d'água, estruturas sugestivas de espelho de falha, meandros abandonados em pequenos cursos d'água, além de formas conjuntas, a exemplo de pequenos riachos que comportam no mesmo local cotovelo de drenagem, desnível com queda d'água, escarpa de linha de falha, acumulação de sedimentos no seu leito e falhas mapeadas por órgãos oficiais, casos que geralmente encontram explicações na atuação tectônica ou estrutural da litologia local.

Para essa compreensão local dos efeitos tectônicos e estruturais regionais no relevo e na rede de drenagem, além de uma análise das grandes unidades de relevo e dos principais rios que drenam a área, foram efetuados estudos detalhados em 14 bacias e sub-bacias hidrográficas, onde foram analisadas questões morfológicas e morfométricas e registradas formas anômalas no relevo e na rede de drenagem.

Os elementos analisados a partir de dados qualitativos e quantitativos foram a existência de alinhamentos de relevo positivos e negativos, a configuração geológica e tectônica da área, os padrões hidrográficos, a inclinação das vertentes, os canais fluviais, os desníveis anômalos que se destacam no relevo, sua morfologia e dimensões morfométricas (STRAHLER, 1952; HACK, 1973; CHRISTOFOLETTI, 1980; ANDRADES FILHO, 2010; MAIA; BEZERRA, 2014).

Dessa forma, além da compreensão regional, o principal interesse da presente pesquisa é compreender como os elementos tectônicos, estruturais e climáticos interagem na elaboração das formas de relevo e da hidrografia dentro de cada bacia e sub-bacia hidrográfica analisada e, assim, contribuir com a geografia e a geomorfologia no sentido de apresentar formas locais concretas que evidenciem a atuação desses elementos na elaboração do relevo.

Diante dessa abordagem é possível estabelecer as diretrizes para analisar os diferentes processos que deram origem ao modelado do relevo e os fatores que contribuíram para sua evolução no decorrer do tempo, levando em consideração os padrões hidrográficos que podem estar influenciados diretamente por diferenciação litológica ou pela atuação de processos tectônicos tanto em áreas compostas por rochas cristalinas quanto em litologias sedimentares (SOARES; FIORI, 1976; CHRISTOFOLETTI, 1980; JORDAN, 2003; CHRISTOPHERSON, 2012; GROTZINGER; JORDAN 2013; KAUR *et al.*, 2014; KULKARNI, 2015).

Na área de estudo a cobertura sedimentar facilita a melhor compreensão desse caráter morfoestrutural e morfotectônico na disposição do relevo, sobretudo pela sua tendência genética de ser plana e apresentar altitudes relativamente constantes que, fora do controle estrutural e tectônico e em área de influências exógenas homogêneas se desenvolveria sem grandes variações altimétricas entre seus topos. No entanto, a conspícua incisão dos vales em forma de V e a assimetria topográfica acentuada nessa região, em forma de “teclas de piano”, são indicativos da interligação direta do modelado do relevo e da rede de drenagem com movimentos crustais verticais e horizontais sugestivos de esforços tectônicos recentes (FURRIER *et al.*, 2006; FURRIER, 2007; GÜRBÜZ, 2010; BRITO NEVES, 2016).

Dessa forma, diante do caráter tectônico e estrutural regional já estabelecido em estudos anteriores, se reforça a importância do desenvolvimento de estudos locais para registrar as formas de relevo e da hidrografia que corroborem com essas características mais amplas, principalmente por meio da utilização de análises qualitativas, quantitativas e também com a incorporação do sensoriamento remoto e a geração dos modelos de relevo em 3 dimensões (modelos 3D). Os modelos 3D ampliam capacidade de registrar as características do relevo e suas interrelações com a hidrografia, a tectônica e as ações humanas (SILVA; GIRÃO, 2016; PASSARELLA *et al.*, 2016; LUIZ; LAMAS, 2017).

Esses avanços nas análises remotas, além de impulsionarem os estudos qualitativos e quantitativos do relevo e da rede de drenagem, também favoreceram os mapeamentos geomorfológicos. Na presente tese, o mapeamento geomorfológico foi baseado na metodologia proposta por Ross (1992) e posteriormente adaptada por Furrier (2007), Furrier e Cuervo (2018) e Souza e Furrier (2019) onde são utilizados parâmetros taxonômicos para definir e espacializar as formas de relevo.

Diante do exposto, se entende que a presente pesquisa tem um importante papel no contexto dos estudos geomorfológicos de caráter morfotectônico e morfoestrutural e representa uma contribuição que vem a somar com esforços já empregados no sentido de esclarecer as complexas relações dos elementos naturais na elaboração das formas de relevo e da hidrografia, visto que essas características - na área de estudo - fazem dela um fértil campo para essa investigação ao mesmo tempo que são escassos ou inexistentes trabalhos desenvolvidos nessa área que considerem os procedimentos aqui propostos.

2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo da presente pesquisa compreende a porção Nordeste do Estado da Paraíba, abrangendo as áreas emersas das Folhas Guarabira na escala de 1:100.000 (Folha SB.25-Y-A-V) e da Folha Cabedelo na escala de 1:100.000 (Folha SB.25-Y-A-VI). A área de estudo possui aproximadamente 3.570 km² e seus limites geográficos são, ao norte, o paralelo 6°30'S, ao sul o paralelo 7°00'S e, a oeste, o meridiano 35°30'W, sendo o limite leste representado pelo oceano Atlântico.

Essa área engloba um total de 21 cartas topográficas na escala de 1:25.000, de onde foram extraídos os dados para elaboração do material cartográfico, abrangendo partes ou a totalidade de 35 municípios, sendo 30 no Estado da Paraíba e partes de 5 municípios do Estado do Rio Grande do Norte, localizados no limite norte da área (Figura 1).

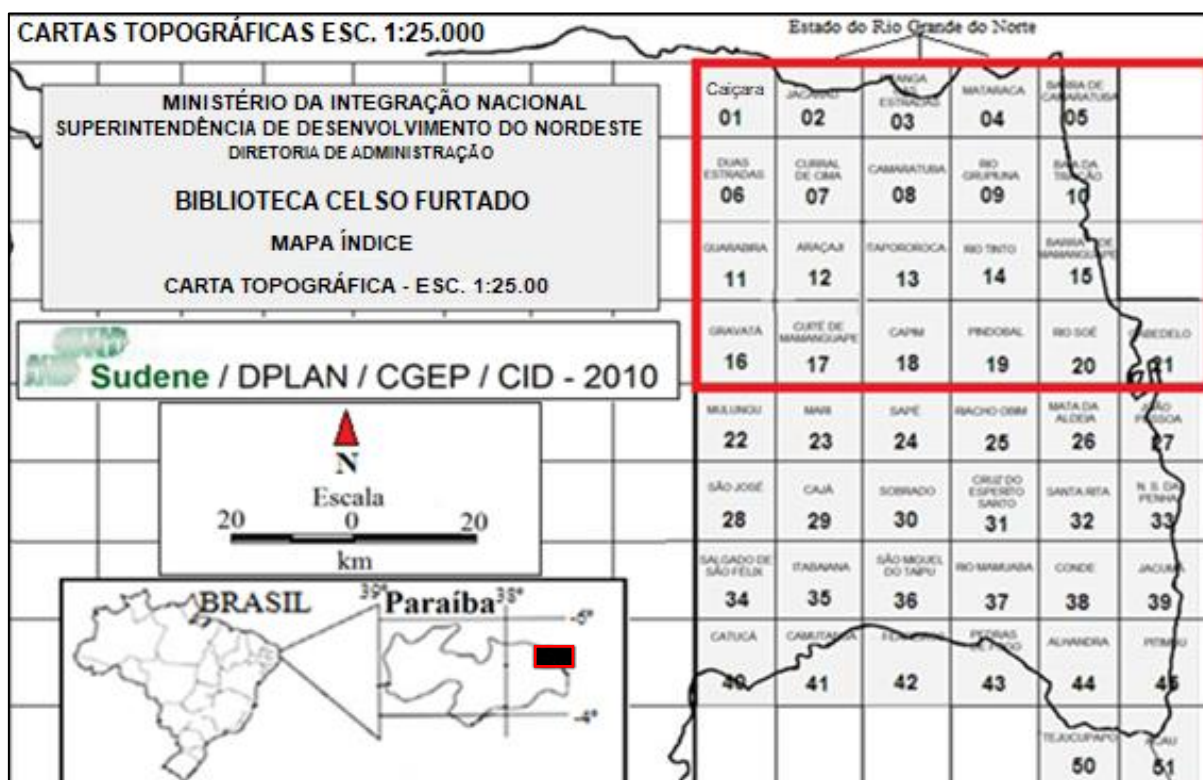


Figura 1 – Localização da área de estudo e suas respectivas cartas topográficas na escala de 1:25.000. **Fonte:** Adaptado de SUDENE (2010).

Os principais acessos à área de estudo se dão, no sentido norte-sul, pela rodovia federal BR-101, pelas rodovias estaduais PB-041 e PB-057 partindo da cidade de Mamanguape, nos sentidos leste e oeste, respectivamente, além de outras que permitem os acessos para as áreas das extremidades do recorte espacial em estudo (Figura 2).

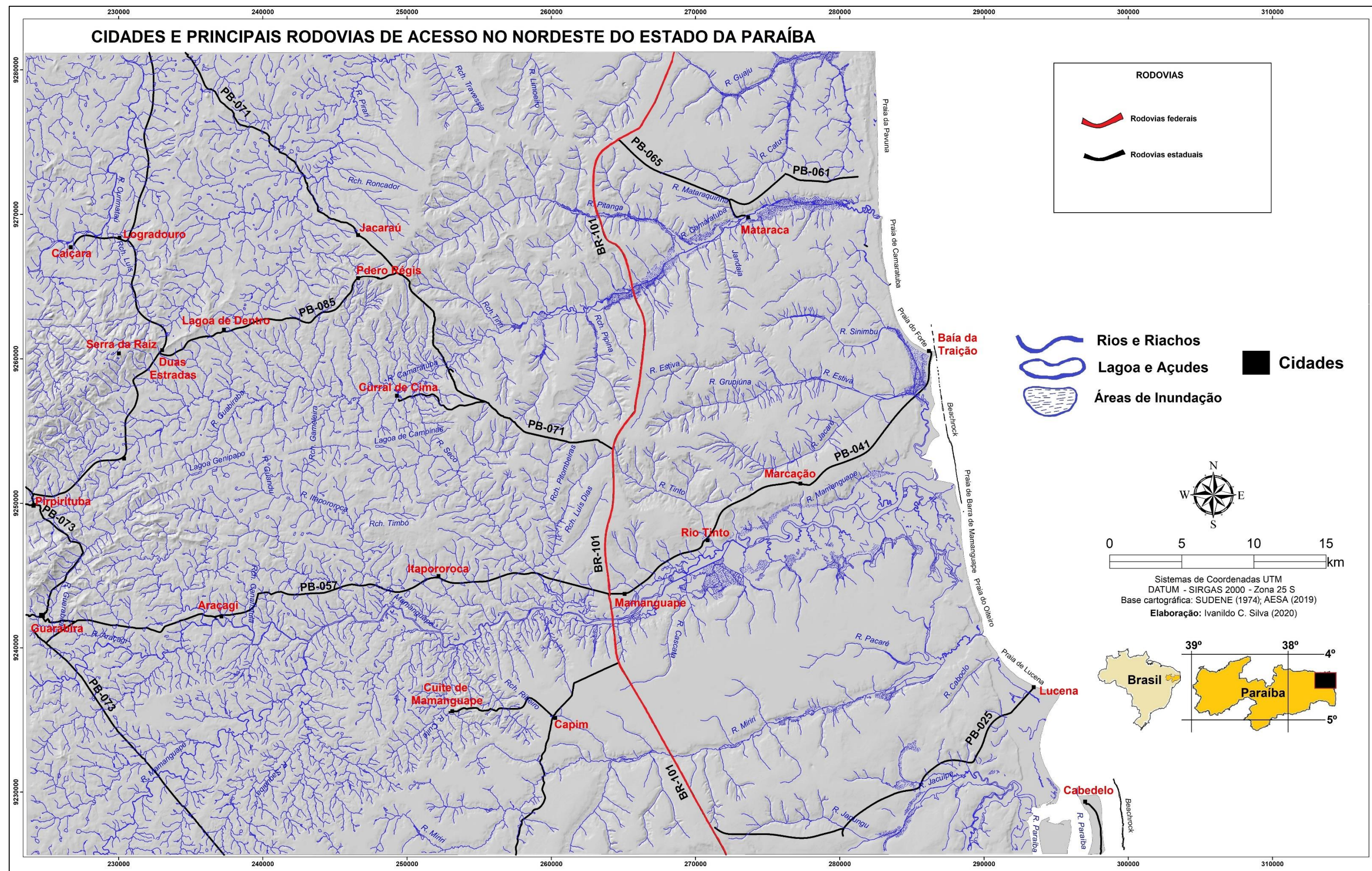


Figura 2 – Cidades e principais rodovias de acesso nas dependências da área de estudo. **Elaboração:** Ivanildo Costa da Silva (2020).

3 JUSTIFICATIVAS

O Brasil foi historicamente considerado uma área de baixa atividade tectônica que não teria atuação significativa na configuração do relevo e da rede de drenagem, fato que vem sendo repensado diante dos resultados apresentados em diversas pesquisas no âmbito da geologia e da geomorfologia no Brasil como um todo e no Estado da Paraíba em particular, a exemplo de Hasui (1990), Mabesoone e Alheiros (1993), Lima (2000), Barbosa e Lima Filho (2006), Furrier *et al.* (2006), Brito Neves *et al.* (2008), Andrades Filho (2010), Bezerra (2011), Silva e Furrier (2013), Bezerra *et al.* (2014) e Silva e Furrier (2019).

Nesse sentido, estudos geomorfológicos que busquem identificar e analisar formas que representem modelados morfotectônicos e/ou morfoestruturais em bacia e sub-bacias hidrográficas se fazem urgentes na área de estudo e são de grande relevância para a ciência geográfica, visto que, podem somar importantes informações que contribuem com as discussões atuais no contexto dessa ciência, principalmente no que se refere à existência dessas formas na Margem Continental Passiva do Nordeste brasileiro.

Dessa forma, se entende que a melhor compreensão dos efeitos da tectônica e das estruturas litológicas na configuração do relevo e da rede de drenagem, são indispensáveis para se entender a evolução geomorfológica e para o planejamento de atividades econômicas, que foram historicamente intensificadas na zona litorânea do país e na sua retaguarda.

O Nordeste do Estado da Paraíba representa um importante campo para estudos geomorfológicos desse porte, visto que abriga partes de importantes estruturas do embasamento geológico nordestino e paraibano, que refletem seus efeitos no modelado do relevo e nos padrões hidrográficos. Estão entre essas estruturas de norte a sul: a) o Lineamento Patos (vale do Rio Camaratuba e ramificações); b) o Gráben do Rio Mamanguape; c) o Vale do Rio Miriri e; d) os interflúvios desses rios, que apresentam importantes alterações de declividade e altimetria, sugestivas de influências da estruturação litológica e atuação da atividade tectônica recente nessa área (FURRIER *et al.*, 2006; FURRIER, 2007, BEZERRA *et al.*, 2014; MAIA, BEZERRA, 2014).

Na direção E-W, a área apresenta diferentes unidades geomorfológicas, a exemplo de: a) Baixada Litorânea; b) Tabuleiros Litorâneos; c) Depressão Leste do Borborema e d) as primeiras elevações da borda leste do Planalto da Borborema (MORAIS NETO; ALKIMIM, 2001; FURRIER, 2007). Diante do exposto, é notório que a área de estudo apresenta uma gama de

estruturas geológicas, geomorfológicas e hidrográficas que, se estudadas de forma integrada, podem revelar diversas informações sobre as contribuições da estrutura litológica e da atividade tectônica que atuaram e atuam na elaboração do modelado geomorfológico e da rede de drenagem.

Nas pesquisas desenvolvidas nas proximidades da área de estudo que consideram aspectos geomorfológicos, hidrográficos e/ou tectônicos, sempre foi dada prioridade aos enfoques regionais com forte apoio em técnicas de sensoriamento remoto, no qual se considerou, prioritariamente, as bacias hidrográficas de maior extensão territorial dos rios mais imponentes, a exemplo de Andrades Filho (2010), Alves e Rossetti (2015; 2016) e Gonçalves, Fonseca, Correa (2017).

Um diferencial da presente pesquisa é que mesmo estudando uma área de abrangência regional, a mesma foi pautada em análises de fatores locais, presentes em bacias e sub-bacias hidrográficas, baseadas em inúmeros trabalhos de campo e registro de formas que evidenciem a atuação da tectônica recente ou da estrutura litológica na configuração do relevo e da rede de drenagem. Essa análise permite distinguir com maiores detalhes quais áreas são compostas por formas morfotectônicas de relevo e quais preservam características morfoestruturais na sua elaboração.

A importância desse tipo de abordagem local em estudos com ampla área territorial pode elucidar problemas na diferenciação da influência da tectônica e das estruturas litológicas na configuração geomorfológica. É necessário compreender que a atuação dos processos morfoestruturais são de ordem regional e exprimem de forma exemplar suas características na disposição do relevo e da rede de drenagem à medida que a erosão avança, sem a necessidade de atuação da tectônica, a exemplo de alinhamentos positivos e negativos, quedas d'água e inflexões em canais fluviais, que podem ser resultados apenas da erosão diferencial.

Desse modo, a presente pesquisa se destaca por ter realizado uma análise das feições morfotectônicas considerando os aspectos incomuns em locais específicos das morfoestruturas que não sejam explicados pelos processos erosivos, a exemplo de desníveis abruptos com formação de cachoeiras em litologia uniforme, espelho de falha com indícios claros de deslocamentos verticais e laterais e formas escarpadas que apresentem ligação direta com quedas d'água e inflexões de cursos de rios.

4 HIPÓTESE

É considerada, na presente tese, a hipótese de que a configuração do relevo e da rede de drenagem da área de estudo está sob forte influência tanto de fatores estruturais quanto de eventos tectônicos recentes. Essa hipótese se fundamenta na existência de formas de relevo e feições da rede de drenagem que são incompatíveis com uma evolução baseada apenas em questões climáticas.

Entre as condições morfológicas podem ser citadas o padrão escalonado da topografia dos Tabuleiros Litorâneos, as encostas abruptas e a formação de facetas triangulares que podem ser observadas em diversas áreas, a exemplo do baixo curso do rio Mamanguape, além dos canais fluviais desenvolvidos em forma de V, canais retilíneos e/ou com fortes inflexões e o basculamento desenvolvido em diversas bacias e sub-bacias hidrográficas da região, sendo todas essas formas indicativas de manifestação tectônica recente ou de atuação do processo erosivo sobre as estruturas litológicas preexistentes.

As condições morfométricas que podem justificar a hipótese aqui proposta são as cotas altimétricas desproporcionais observadas em pequenas áreas de litologia homogênea, que podem ser atribuídas a possíveis fatores tectônicos, visto que, o clima também é homogêneo na região. Pode ser citada também a alta inclinação das vertentes, que em alguns casos formam escarpas e desenvolvem desníveis bruscos em canais fluviais, além da distribuição desigual de área em algumas bacias hidrográficas em relação ao lado direito ou esquerdo do canal principal dos rios e riachos, sugerindo que o relevo dessas áreas está sob influência da estrutura geológica ou de possíveis fatores tectônicos.

Por meio da hipótese e das evidências acima descritas, se faz necessária a realização de estudos detalhados para que se possa buscar respostas cada vez mais precisas, no sentido de esclarecer os processos que atuaram e atuam na elaboração do relevo e da rede de drenagem da área em estudo.

5 OBJETIVOS

5.1 OBJETIVO GERAL

Analisar as possíveis influências da estrutura litológica e da atuação de eventos tectônicos na configuração geomorfológica da área de estudo.

5.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Localizar e identificar formas sugestivas da atuação das estruturas litológicas e atividades tectônicas, como lineamentos, falhas, dobras, desníveis altimétricos abruptos e brechas de falhas e analisar suas influências sobre o relevo e a hidrografia;
- Analisar qualitativa e quantitativamente os padrões morfológicos e morfométricos do relevo e da rede de drenagem em bacias e sub-bacias hidrográficas na área de estudo;
- Classificar as unidades taxonômicas do relevo considerando até o quarto táxon da metodologia proposta por Ross (1992) com ajustes de Furrier (2007) e Souza e Furrier (2019);
- Analisar as distintas influências morfoestruturais e morfotectônicas no relevo e na rede de drenagem nas diferentes unidades taxonômicas mapeadas.

De posse dessas informações, foi possível projetar as conexões entre os elementos e através das correlações estabelecer os processos pretéritos e atuais envolvidos na elaboração do modelado geomorfológico, além de entender quais foram as abrangências e influências dos processos morfoestruturais e morfotectônicos na área de estudo diante das diferentes unidades geomorfológicas estabelecidas no mapa geomorfológico elaborado.

6 GEOLOGIA DO NORDESTE DO ESTADO DA PARAÍBA

A margem continental da porção Nordeste do Estado da Paraíba está localizada em uma área onde ocorrem manifestações de atividades tectônicas de baixa intensidade. Nesse sentido, para o Nordeste do Brasil, Bezerra e Vita-Finzi (2000) afirmam que por meio de detecções em registros de poços, liquefação induzida por terremotos e datação de rochas de praia por radiocarbono é possível inferir que nessa região existem registros sísmicos estabelecidos com ocorrência de terremotos pré-históricos do Holoceno com magnitude considerável.

No âmbito da geologia, Hessel e Barbosa (2005) afirmam que a região das imediações do baixo curso do rio Mamanguape é uma das áreas menos conhecidas das bacias costeiras do Brasil. Mabesoone e Alheiros (1993) salientaram que essa região representa o último elo de conexão terrestre entre os continentes sul-americano e africano e atribuíram a escassez de pesquisas nesse setor à inexistência de combustíveis fósseis, o que acabou não despertando interesse em investimentos na área.

Em trabalho recente Bezerra *et al.* (2014) afirmam que algumas regiões do Nordeste do Brasil podem ser consideradas sismicamente as mais ativas da região continental estável da América do Sul. Essas atividades estariam concentradas na fronteira Norte da Bacia Paraíba, na fronteira das bacias Potiguar e Ceará e ao longo da parte leste da zona de cisalhamento de Pernambuco. Tais interpretações reforçam a importância de uma análise criteriosa dos dados obtidos nesse campo de pesquisa, sobretudo nas informações obtidas no contexto geológico, que podem indicar possíveis atuações de atividade tectônica e remeter um caráter morfoestrutural e morfotectônico à configuração geomorfológica.

A litologia da área de estudo é composta por rochas cristalinas e sedimentares. No contexto cristalino ocorre uma configuração dividida em terrenos tectono-estratigráficos, sendo os mais representativos o São José do Campestre (SJC) de idade Arqueano-Paleoproterozóico e o Alto Pajeú (TAP) situado no Neoproterozóicos (BRITO NEVES *et al.*, 2008; BRASIL, 2014a; BRASIL, 2014b).

A litologia sedimentar está concentrada no setor leste da área de estudo e compreende uma série de depósitos quaternários que sobrepõem rochas miocênicas da Formação Barreiras. Embora ocorram em subsuperfície, não foram registradas rochas da Bacia Sedimentar Paraíba na área de estudo (BRASIL, 2014a; BRASIL, 2014b).

Como referência cartográfica principal na análise da geologia da área de estudo foram utilizadas as cartas geológicas da Folha Guarabira e da Folha Cabedelo, ambas na escala de 1:100.000, elaboradas no ano de 2014 pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM e como apoio complementar foi utilizado o mapa geológico do Estado da Paraíba elaborado por Brasil (2002).

Embora careça de alguns ajustes quanto a espacialização da litologia em algumas áreas, em grande parte por causa da escala na qual o material foi produzido, essas cartas geológicas dispõem de informações valiosas para a presente tese, por se tratar de uma produção recente e elaborada pelo órgão público oficial mais especializado para essa finalidade no país.

6.1 TERRENOS TECTONO-ESTRATIGRÁFICOS

Os terrenos tectono-estratigráficos São José do Campestre e Alto Pajeú fazem parte das subdivisões da Província Borborema, estabelecidas em grande parte durante a orogênese brasileira. Esses são os que melhor representam a litologia cristalina da área de estudo. A Província Borborema corresponde a uma faixa móvel brasileira de idade meso a neoproterozóica com cerca de 450.000 km², que evoluiu através de um mecanismo de “colagem” de terrenos tectono-estratigráficos, tendo seus limites definidos ao norte pelo cráton de São Luís, ao sul pelo cráton do São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a leste pelas Bacias Costeiras (ALMEIDA *et al.*, 1977; BRASIL, 2002; PINHEIRO, 2013) (Figura 3).

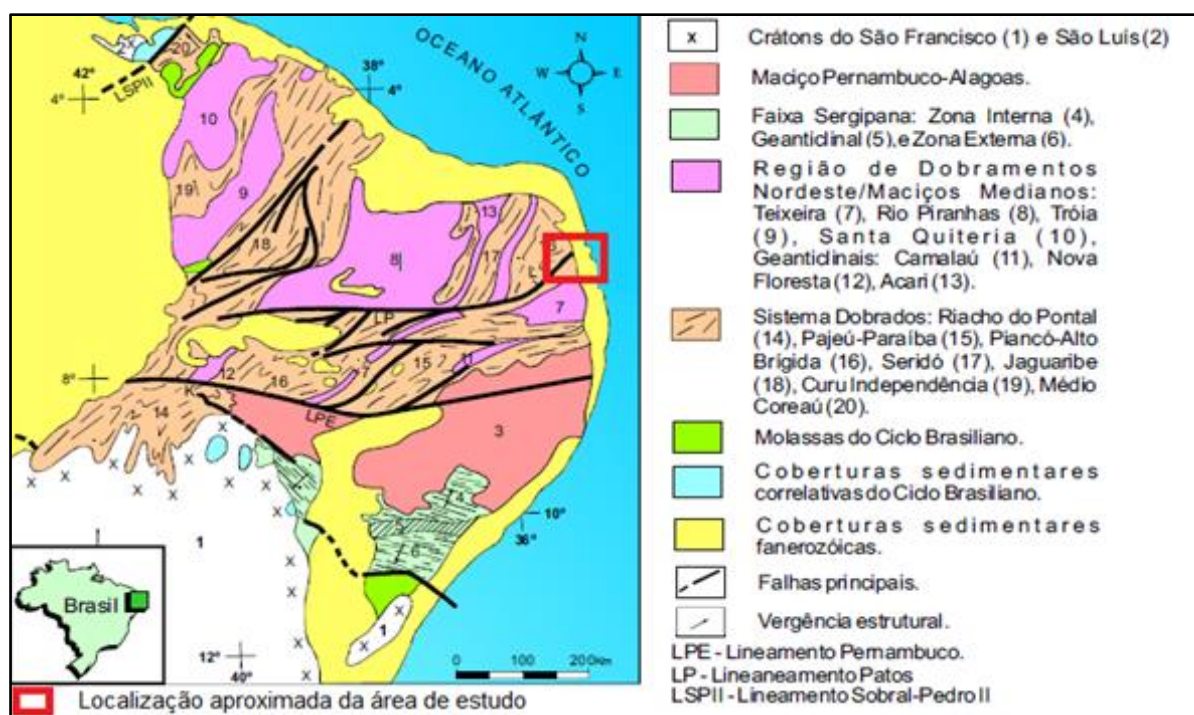


Figura 3 – Localização e contexto geotectônico da Província Borborema no Nordeste do Brasil. **Fonte:** Adaptado de Medeiros (2004) baseado em Almeida *et al.* (1977).

Brasil (2002) afirma que os terrenos tectono-estratigráficos são segmentos crustais também limitados por falhas ou zonas de cisalhamento, com estratigrafia e evolução tectônica definidas e distintas dos terrenos adjacentes. Medeiros (2004) relata que as principais características que definem os terrenos da Província Borborema são seus eventos de acreção, sedimentação, vulcanismo e plutonismo pré-brasilianos. Tais eventos conferem litologias e estruturas diferenciadas para cada um dos terrenos individualizados.

Na área de estudo, o terreno São José do Campestre está inserido na subdivisão do Domínio Rio Grande do Norte, já o terreno Alto Pajeú se encontra ao sul, em uma área denominada de Domínio da Zona Transversal (BRASIL, 2002; MEDEIROS; JARDIM DE SÁ, 2009). Esses domínios são separados pelas zonas de cisalhamentos brasileiras que foram reativadas no Cretáceo. O Domínio Rio Grande do Norte, por exemplo, é separado do Domínio da Zona Transversal pelo Lineamento de Patos, que corresponde a um limite crustal formado por um feixe de zonas de cisalhamento dúctil de extensão superior a 900 km, que continua no continente africano como Lineamento Adamaoua-Garaoa (BRASIL, 2002). Por meio da análise de dados aeromagnéticos, Medeiros (2004) afirma que essas zonas de cisalhamento podem atingir de 6 a 16 km de profundidade.

No Estado da Paraíba esses terrenos estão especializados como mostra a figura 4.

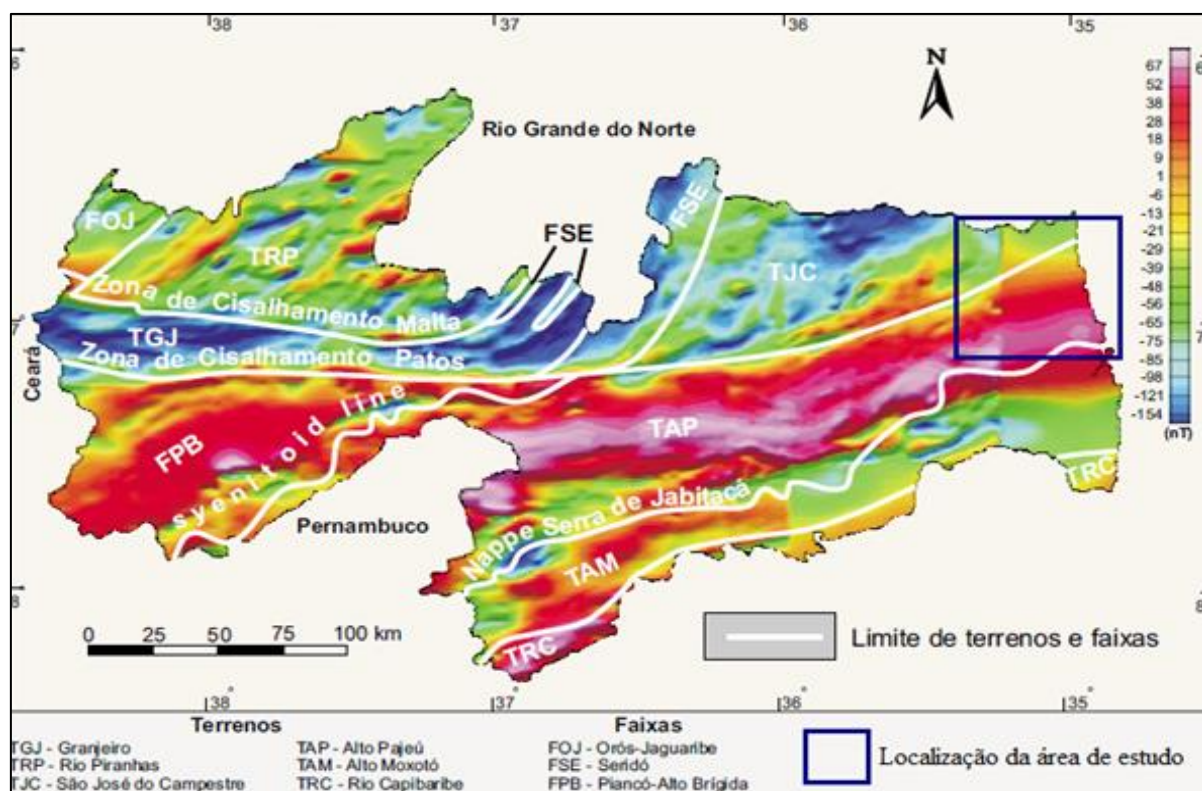


Figura 4 – Padrões aeromagnéticos e compartimentação tectônica do Estado da Paraíba com suas respectivas subdivisões. **Fonte:** Adaptado de Brasil (2002).

O Terreno São José do Campestre (TJC) é formado principalmente por rochas de idade arqueana e paleoproterozóica, com uma pequena relíquia neoproterozóica. Nessa área, diversos episódios de acreção ocorreram desde o Paleoarqueano (MEDEIROS, 2004). Nesse sentido, Brito Neves *et al.* (2001) afirmam que na área sul do terreno São José do Campestre (SJC) o embasamento é formado por diversos tipos de ortognaisses, tonalíticos e granodioríticos, com processos de migmatização e francamente atingidas pelas deformações cisalhantes do Lineamento Patos.

O Terreno Alto Pajeú (TAP), ao sul do Lineamento de Patos, é considerado relativamente jovem e uma área clássica do evento Cariris Velhos. Ele apresenta uma litologia com sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares mesoproterozóicas, granitóides mesoproterozóicos e faixas neoproterozóicas (BRITO NEVES *et al.*, 1995; BITTAR, 1998, SANTOS, 2012). Sales *et al.* (2011) obtiveram em seus estudos idades na faixa de 995 a 925 Ma na região de Afogados da Ingazeira, Estado do Pernambuco para esse terreno.

Para Brasil (2002), esse terreno faz parte da antiga Faixa Pajeú-Paraíba e trata-se de um *fold-thrust belt* do evento Cariris Velhos, retrabalhado durante o Brasiliano-Panafricano. Seu limite com o Terreno Alto Moxotó é caracterizado pela *nappe* Serra de Jabitacá; porém, Santos (2012) salienta que não é consenso esse limite sul para o TAP e reconhece que a zona de cisalhamento Afogados da Ingazeira tem se mostrado um forte candidato fronteiro.

Na área de estudo predomina as rochas metamórficas na litologia cristalina, no entanto, blocos graníticos podem ser observados. No geral, essa litologia exibe indícios claros de falhamentos tectônicos, fato sugerido pela ocorrência de material característico de brechas de falha observado na região da Barragem de Aruá, no limite tríplice dos municípios de Itapororoca, Araçagi e Cuité de Mamanguape. Esse material apresenta uma mistura complexa de rochas trituradas e fragmentos de quartzos angulosos emerso em matriz de difícil identificação (Figura 5).



Figura 5 – Material semelhante a brecha de falha (linhas amarelas) paralelo a superfície estriada (linhas azuis) com ocorrência de fragmentos de rochas e quartzos angulosos (destaque em vermelho) envolvidos por matriz de difícil distinção sugestivo da ocorrência de atividade tectônica. **Fotos:** Ivanildo C. da Silva (2018).

Brasil (2014a) e Brasil (2014b) apresentam a distribuição litológica na área de estudo onde pode ser observado o controle exercido pelo Lineamento Patos e suas zonas de cisalhamento associadas que limitam o terreno São José do Campestre ao norte e Alto Pajeú ao sul (Figura 6).

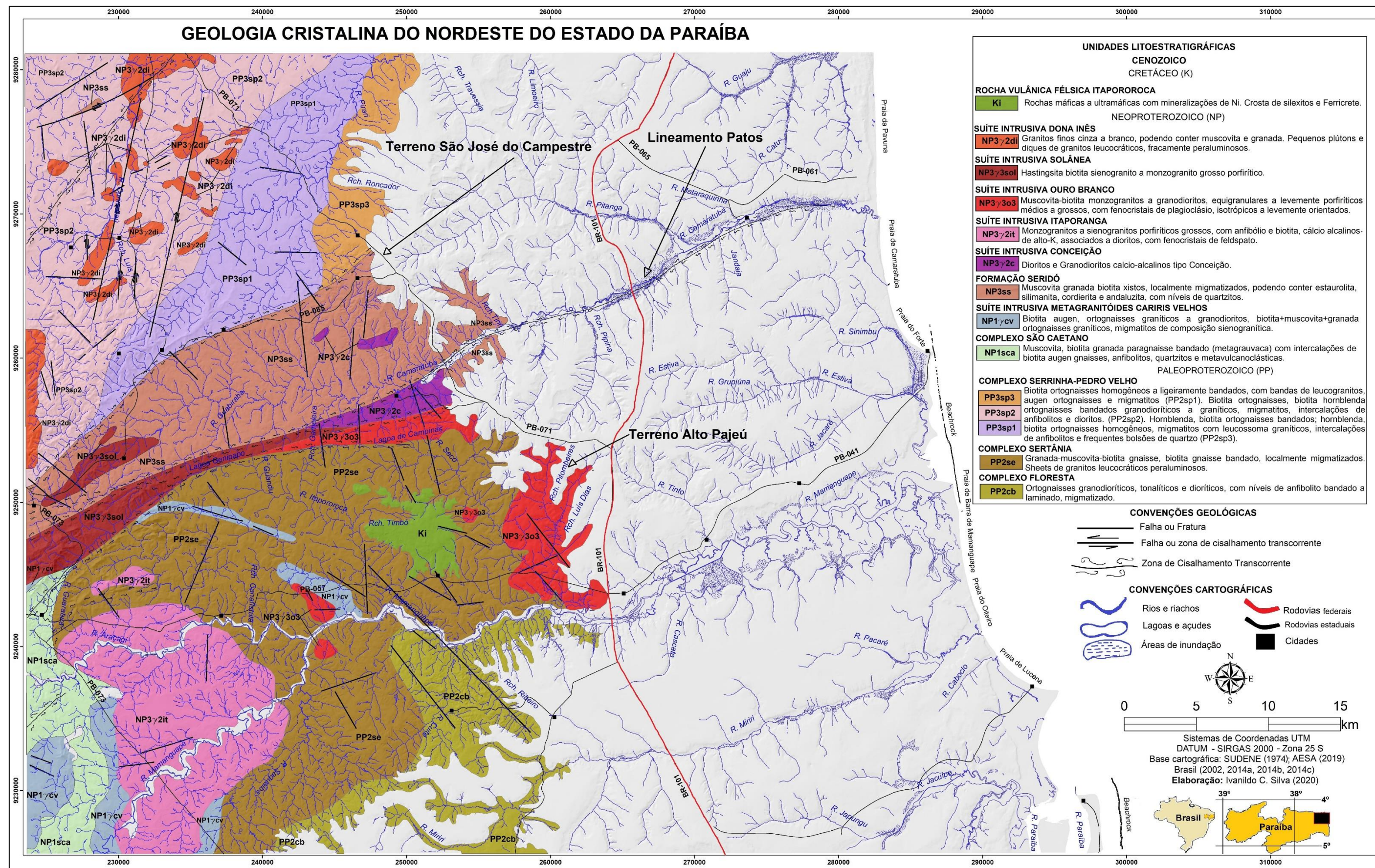


Figura 6 – Geologia cristalina da área de estudo. **Fonte:** Adaptado de Brasil (2014a) e Brasil (2014b).

A litologia cristalina mais jovem dessa área corresponde a unidade Rochas Vulcânicas Félsica Itapororoca (Ki?) (BRASIL, 2002) composta por rochas máficas a ultramáficas com mineralizações de Ni e crosta de silexitos e Ferricrete, incrustadas nas rochas do Terreno Alto Pajeú (BRASIL, 2014b).

Tal formação se diferencia totalmente do contexto litológico regional. Os estudos pioneiros de Assis (1964) descreveram essa litologia como uma rocha vulcânica de cor marrom escura e textura afanítica, classificando-a como fonolito. Posteriormente Bezerra *et al.* (1973) classificaram essa rocha, em ficha de campo, como de origem efusiva vacuolar com coloração marrom, silicificação intensa e granulação fina e homogênea, tratando-se para esses autores de um tufo pórfiro silicificado.

Para Brasil (2002), a unidade da Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca (Ki?) corresponde a um alto topográfico de bordas suaves e contorno ligeiramente oblongo, com extensão longitudinal aproximada de sete quilômetros. Na sua superfície desenvolve-se um solo castanho escuro bastante argiloso, em alguns locais ainda imaturo, constituído por um material pedregoso com blocos da própria rocha que ainda não foram totalmente decompostos.

Posteriormente, Brito Neves *et al.* (2008) denominaram informalmente e provisoriamente esse conjunto complexo de Unidade (Para)-Estratigráfica Piriri do Vigário (UEPV). Para esses autores a litologia dessa unidade é constituída de rochas com aspecto magmático, com processos de silicificação de rochas preexistentes de difícil identificação. Já a atuação de atividade tectônica nessa área foi inicialmente mencionada em trabalhos de Barbosa e Braga (1974), onde se constatou em estudos de seções delgadas texturas cataclásticas bem desenvolvidas, além da observação de pequenas fraturas.

Em estudos mais recentes realizados em amostras superficiais de rochas dessa unidade com uso de microscópio petrográfico em seções delgadas no laboratório de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN, Silva, Nascimento e Tuma (2014) observaram a existência de brecha tectônica, silexitos e brecha clástica, reforçando a ocorrência de esforços tectônicos no seu contexto geológico (Figura 7). Como pode ser observado, essa unidade é complexa e ainda suscita calorosos debates sobre sua formação.



Figura 7 – Material dobrado com aspecto de brecha tectônica de caráter rúptil na área da unidade das Vulcânicas Félsicas. **Fonte:** Silva (2014).

6.2 BACIA SEDIMENTAR PARAÍBA E PLATAFORMA DE NATAL

Embora não tenha sido observado afloramento de rochas pertencentes a Bacia Sedimentar Paraíba na área de estudo se faz necessário tecer algumas considerações sobre a mesma, visto que, os esforços tectônicos aos quais essa bacia sedimentar foi submetida no seu processo evolutivo afetaram de forma considerável algumas áreas onde estão sotopostos os sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras.

Barbosa (2004) estabeleceu que a Bacia Sedimentar Paraíba se estende desde o Alto Estrutural de Mamanguape, ao norte, até a Zona de Cisalhamento Pernambuco, ao sul. Esse autor salienta ainda que essa bacia sedimentar é formada estratigraficamente por sedimentos pertencentes as formações Beberibe (Santoniano?-Campaniano), Itamaracá (Campaniano-Maastrichtiano), Gramame (Maastrichtiano) e Maria Farinha (Daniano), que estão restritas a ao trecho acima mencionado. Pelo fato da área de estudo da presente tese transpor o limite norte

da área de abrangência da Bacia Paraíba e alcançar as dependências da Plataforma de Natal, foram também tecidas algumas considerações sobre essa área de deposição.

Para Barbosa (2007) essa Plataforma corresponde a faixa sedimentar que vai do Alto de Mamanguape até o norte da cidade de Natal, na estrutura denominada Alto de Touros, sendo dividida em duas sub-bacias: Canguaretama e Natal. Esse autor relata ainda que a falta de dados sobre os sedimentos que compõem a Plataforma de Natal já a colocaram tanto nos domínios da Bacia Paraíba quanto na Bacia Potiguar, sendo esse um assunto ainda aberto para discussão.

De modo geral, tanto a Bacia Paraíba quanto a Plataforma de Natal têm suas origens atreladas a evolução das bacias mesozoico-cenozoicas da margem continental brasileira, interpretadas como resultado do afastamento dos continentes sul-americano e africano (ASMUS, 1975). Para Mabesoone e Alheiros (1988) esse afastamento se deu por movimentos de rotação horária da América do Sul em relação a África, tendo sido essa a causa principal da formação das bacias sedimentares da margem atlântica e de suas estruturas.

Asmus (1975) estabeleceu quatro estágios tectono-sedimentares principais para o processo de evolução das bacias marginais brasileiras, a saber, *pré-rift*, *rift*, proto-oceano e marinho franco. Na fase inicial desses estágios, no Período Jurássico, a crosta continental passou por um intenso processo de estiramento associado a falhamentos em blocos e consequentes subsidências que favoreceram o acúmulo de sedimentos, essa fase compreendeu o estágio *pré-rift*. A partir do Cretáceo Inferior houve a evolução para o estágio de *rift*, onde os processos sedimentares estiveram diretamente associados aos processos tectônicos favorecendo assim a deposição de sedimentos clásticos oriundos do continente.

Já no estágio seguinte, o proto-oceano, os processos tectônicos apresentaram uma fase de calmaria nos limites das bacias sedimentares, influenciada pelo constante afastamento dos continentes sul-americano e africano, dando origem a um oceano raso onde formam depositados calcários de plataforma. O início do estágio marinho franco se deu no Cretáceo Superior, sendo resultado de um processo continuado de subsidência da margem continental. A causa da subsidência que deu origem a esse estágio associa-se a condição térmica da litosfera, que com o crescimento do assoalho oceânico perdeu temperatura e consequentemente ganhou densidade, favorecendo assim a subsidência e a instalação dos oceanos profundos (ASMUS, 1975).

Em relação aos proto-oceanos do Atlântico Sul e Atlântico Equatorial, Mabesoone e Alheiros (1988) relatam que esses se desenvolveram no Nordeste brasileiro em forma de *riftes* estreitos, crescendo pela expansão do assoalho oceânico no Rio Grande do Norte e em Alagoas.

Isso foi possível graças a um sistema de falhas transversais (os lineamentos de Pernambuco e Paraíba, respectivamente), que possibilitaram a manutenção de uma ligação entre Pernambuco e Nigéria. Essas falhas transversais atuaram, assim, como falhas transcorrentes nos continentes.

No tocante aos preenchimentos sedimentares, esses autores salientam que a Bacia Paraíba e a parte sul da sub-bacia Canguaretama tiveram início com a Formação Beberibe, de idade santoniana-campaniana. Esse preenchimento é representado por uma sequência de clásticos arenosos grossos a finos, passando em direção da costa para arenitos calcíferos, chamados por alguns autores de Formação Itamaracá.

Já no início do Maastrichtiano a grande transgressão marinha fez avançar a linha costeira, depositando a Formação Gramame, constituída por calcarenitosossilífero, localmente arenitos e calcários fosfáticos. Posteriormente, na fase regressiva do Paleoceno, foram depositados sedimentos calciclásticos finos e argilas calcíferas da Formação Maria Farinha, sendo essa a última formação depositada no processo de preenchimento sedimentar da Bacia Paraíba (MABESOONE; ALHEIROS, 1988).

Esse processo evolutivo conferiu a Bacia Sedimentar Paraíba e a Plataforma de Natal um contexto tectônico influenciado pelos grandes falhamentos que originaram uma sequência de altos e baixos estruturais, dinamizando assim o processo de deposição dos sedimentos nessas áreas e, conseqüentemente, o processo de formação do relevo.

Nesse sentido, Barbosa e Lima Filho (2006) salientam que a partir da Falha de Mamanguape até a região de Natal-RN, registra-se a ocorrência de altos estruturais e a cobertura sedimentar nesse trecho é menos espessa em relação à faixa correspondente à Bacia da Paraíba. Ainda segundo esses autores, coberturas sedimentares mais espessas estão localizadas imediatamente ao sul da falha de Mamanguape e compõem a depressão onde está situada sub-bacia Alhandra/Miriri, que é delimitada, ao sul, pelo Alto de Goiana, no estado de Pernambuco.

Os processos evolutivos da Bacia Paraíba e da Plataforma de Natal aliados as reativações de falhas Pré-Cambrianas na era Cenozoica (BRITO NEVES *et al.*, 2004, 2008; MAIA; BEZERRA, 2014) originaram estruturas que refletem diretamente no relevo através da formação de patamares altimétricos distintos e outra série de influências sobre os canais fluviais na área de estudo.

6.3 FORMAÇÃO BARREIRAS

A Formação Barreiras se distribui no território brasileiro, desde o Estado do Amapá até o Estado do Rio de Janeiro, com uma ocorrência quase contínua ao longo da zona litorânea. Diversas questões a respeito dessa Formação ainda permanecem sem explicação, fato que pode estar associado, entre outros motivos, à sua ampla espacialização e complexidade, que dificultam o melhor entendimento da sua gênese e o estabelecimento do termo apropriado para se referir a esses sedimentos.

Segundo Arai (2006), a origem da Formação Barreiras está atrelada a elevação eustática global que teve seu máximo na parte média do Mioceno, mais precisamente no intervalo do Burdigaliano ao Serravaliano. Porém, a origem marinha defendida por Arai (2006) não é unânime, diversos autores atribuem a essa formação a origem continental.

Alheiros *et al.* (1988), por exemplo, acreditam que a Formação Barreiras representa a evolução de um sistema fluvial construído em fortes gradientes e sob clima predominantemente árido, sujeito a oscilações. Para Brito Neves *et al.* (2008) a farta bibliografia e as frequentes revisões da Formação Barreiras, realizadas por Alheiros e Lima Filho (1991), entre outros, dispensa a necessidade de novas considerações, a exemplo da estabelecida por Arai (2006), pois, não foram encontradas novidades no cartel lito-estratigráfico geral, quanto a sua origem, prevalecendo o caráter continental de formação.

Na Formação Barreiras predominam depósitos areno-argilosos de sistemas fluviais entrelaçados interagindo com leques aluviais distais. Trata-se de sistemas fluviais de baixa a alta sinuosidade, com influências locais de fácies litorâneas e de planície de maré. São, em geral, depósitos de areias quartzosas e subarcoseanas, com feldspatos argilizados, intercalados com níveis argilosos e de siltitos de dimensões decimétricas (BRITO NEVES *et al.*, 2008).

Para Gopinath *et al.* (1993), os sedimentos da Formação Barreiras provêm basicamente dos produtos resultantes da ação do intemperismo sobre o embasamento cristalino, sobretudo, das regiões mais interioranas, representadas no Estado da Paraíba pelas rochas cristalinas do Planalto da Borborema. Esse entendimento é o que mais se adequa a realidade verificada nos sedimentos dessa Formação. Dessa forma, na presente tese, trabalha-se com o entendimento que a Formação Barreiras tem sua origem na deposição de sedimentos oriundos, predominantemente, da região continental.

O termo Barreiras vem sendo usado nas categorias de “Grupo” ou “Formação” e abrange sedimentos pouco consolidados, que ocorrem em uma faixa estreita ao longo da costa atlântica do Brasil (SUGUIO *et al.*, 1986). Ainda não se chegou a um consenso definitivo sobre a designação correta para se referir a esses sedimentos, porém, o termo “Grupo” vem sendo utilizado em algumas publicações, a exemplo de Brasil (2002) e Nunes *et al.* (2011). Furrier (2007) salienta que muitos autores ainda não concordam com a designação de “Grupo” para o Barreiras pelo fato de não existirem Formações bem definidas e delimitadas estratigraficamente.

Dessa forma, na presente tese, foi utilizada a denominação de “Formação” para se referir a esses sedimentos, visto que essa foi a designação mais utilizada em trabalhos publicados recentemente, a exemplo de Maia e Bezerra (2014), Correia Filho *et al.* (2015), Ramos *et al.* (2016) e Alves e Rossetti (2016)

Sousa (2002) registrou camadas da Formação Barreiras basculadas e fortemente afetadas por deformações na região de Icapuí, Estado do Ceará. Nesse sentido, Bezerra (2011) afirma que antes desses estudos mais detalhados, essa Formação era vista como uma unidade não deformada. Entretanto, o crescente número de estudos com o auxílio da geofísica tem mostrado que essa Formação sofreu deformações diversas em sua configuração. O autor afirma que nas porções das bacias Potiguar e Paraíba, a deformação tectônica controlou a deposição de sedimentos durante o Cenozoico e controla a atual topografia da margem continental da Formação Barreiras basicamente em dois padrões de deformação, na sucessão de *grabens* e *horsts* e domos topográficos associados às estruturas de inversão tectônica.

O trabalho no âmbito da geomorfologia estrutural elaborado por Furrier *et al.* (2006) já havia demonstrado essa configuração sequencial em *grábens* e *horsts* no litoral paraibano e, posteriormente, Barbosa e Furrier (2015) mostraram também a existência de estruturas dômicas nos Tabuleiros Litorâneos esculpidos sobre a Formação Barreiras.

Brito Neves *et al.* (2008) salientam que esta constatação de patamares escalonados não é só suportada pela observação morfológica, para os autores existem outras evidências que reforçam esse fato, sugeridas por dados de campo, como deslocamentos de níveis do embasamento e de níveis basais do Barreiras, fato que tem sido ratificado em levantamento gravimétrico. Os autores afirmam ainda que a relação das estruturas do embasamento com as da cobertura é ponto de relevância na área de estudo.

Além disso, afirmações de Correia Filho *et al.* (2015) também corroboram com a conotação estrutural tanto da Bacia Paraíba quanto da Formação Barreiras quando afirmam que as bacias formadas ao longo da plataforma continental foram fortemente influenciadas e compartimentadas pela presença de Lineamentos Pré-Cambrianos. A influência desses lineamentos pode ter desenvolvido diversas estruturas indicativas de controle tectônico nos sedimentos da Formação Barreiras, a exemplo de linhas de pedras (*stone lines*) com deslocamentos verticais abruptos (BRITO NEVES *et al.*, 2001).

A estruturação principal que ordenou o esquema de altos e baixos estruturais na Formação Barreiras, conseqüentemente afetou também toda hidrografia regional. No ciclo erosivo atual, a rede de drenagem está promovendo forte dissecação nos depósitos dessa Formação, provavelmente sob a égide de novo pulso de soerguimento regional (BRITO NEVES *et al.*, 2008).

Nunes *et al.* (2011) advertem que a Formação Barreiras possui diferentes características regionais e até locais, as quais, se não forem consideradas ou entendidas adequadamente, podem levar a erros de interpretação das estruturas associadas, da morfogênese e da morfodinâmica, podendo acarretar correlações inadequadas entre essas áreas.

Tal consideração é o ponto norteador da presente pesquisa, visto que é sobre os depósitos da Formação Barreiras que estão inseridas as principais morfologias de relevo e da rede de drenagem que despertam maior interesse do ponto de vista da geomorfologia estrutural.

6.4 SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS

A cobertura sedimentar quaternária da área de estudo apresenta maior heterogeneidade em uma estreita faixa próxima da costa, com depósitos de diferentes origens, a exemplo dos aluviais, de mangue, eólicos litorâneos vegetados, litorâneos praias e os sedimentos colúvio-eluviais que têm maior expressividade e se estendem sobre os Tabuleiros Litorâneos até seu limite oeste com as rochas cristalinas da Depressão Leste do Borborema (BRASIL, 2014a; BRASIL, 2014b) (Figura 8).

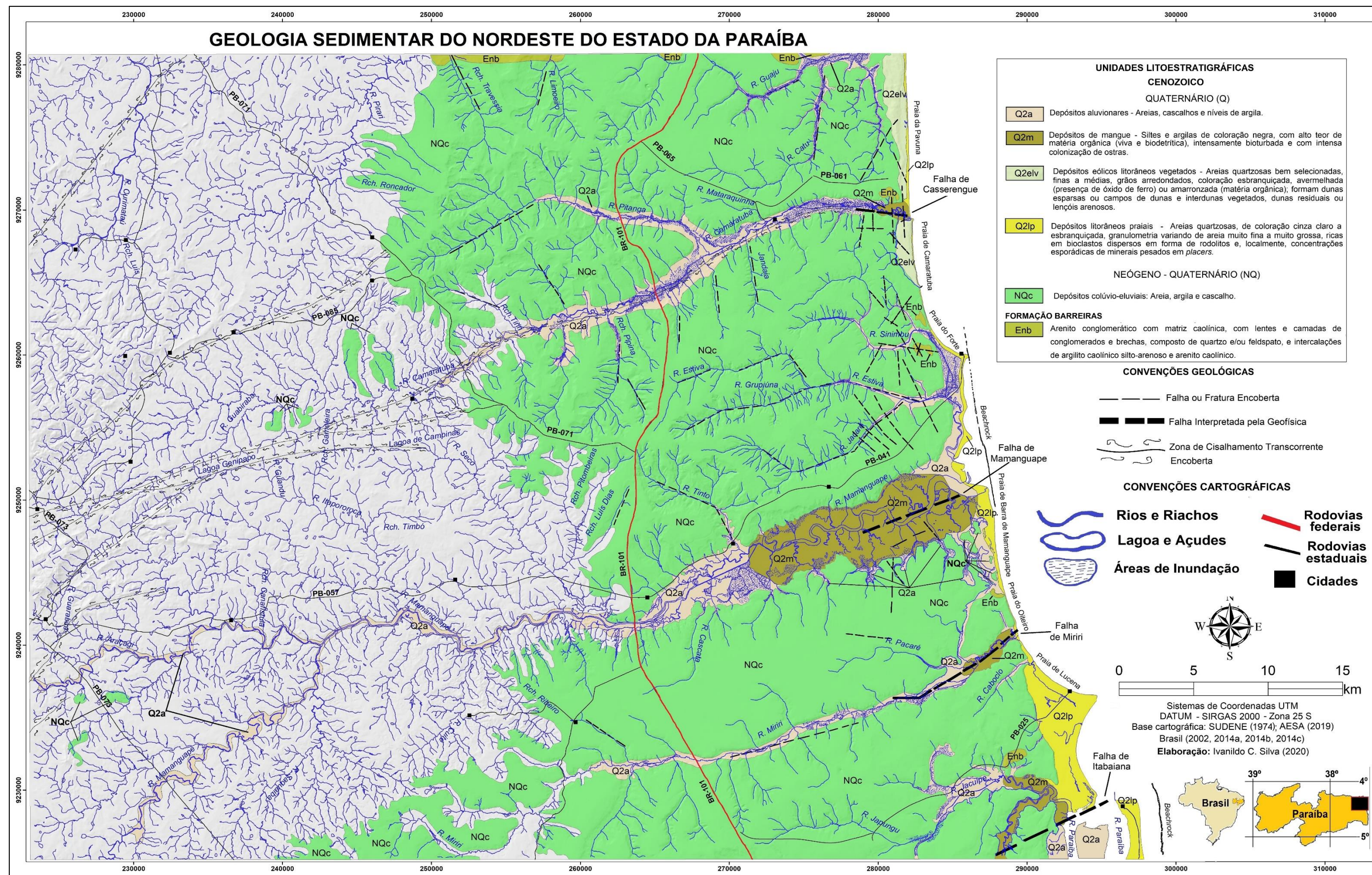


Figura 8 – Geologia sedimentar da área de estudo. **Fonte:** Adaptado de Brasil (2014a) e Brasil (2014b).

6.4.1 Depósitos Aluviais

Os sedimentos aluviais apresentam maior representatividade nos baixos cursos dos rios Camaratuba, Mamanguape e Miriri. Aluviões são depósitos fluviais clásticos arenosos, argilosos ou cascalhosos, de idade quaternária, que podem ser litificado com o tempo. Eles podem ser mais antigos, correspondendo aos terraços fluviais ou mais recentes, que se situam próximo as margens dos rios (SUGUIO, 1998; ALENCAR, 2009; GUERRA; GUERRA, 2011). Esse material é erodido das margens e das vertentes e posteriormente transportados pelas águas dos rios que os acumulam e formam os depósitos aluvionares.

Esses sedimentos também são depositados nas áreas mais a montante dos vales fluviais, sobretudo onde os processos erosivos desenvolveram vales mais largos e propícios para o acúmulo dessa carga sedimentar. Esse fato pode ser observado nos trechos à oeste da área de estudo, principalmente nas margens dos rios Mamanguape e Araçagi, sobre a litologia cristalina. No vale do rio Camaratuba os sedimentos aluviais são mais expressivos trecho inserido sobre a litologia sedimentar da Formação Barreiras com destaque para os depósitos presentes ao longo da sub-bacia do rio Pitanga, seu tributário mais imponente.

Esses depósitos são formados por areias finas a grossas, cascalhos, níveis de argila e material orgânico em decomposição, além de apresentarem cores variadas dependendo da composição e origem do material depositado (LIMA *et al.*, 2004; FURRIER, 2007; BRASIL, 2014a) (Figura 9).



Figura 9 – Depósitos aluviais no baixo curso do rio Mamanguape. **Foto:** Ivanildo C. da Silva (2018).

Alves (2015) registrou uma grande densidade de lineamentos estruturais em áreas com sedimentos aluviais nos vales dos rios Paraíba e Mamanguape, o que sugere que a deposição

desses sedimentos pode estar associada, em alguns trechos, à influência de eventos tectônicos que pode facilitar sua acumulação através do desenvolvimento de estruturas que barrem os fluxos naturais dos canais fluviais.

6.4.2 Depósitos de Mangue

As principais ocorrências de depósitos de mangue na área de estudo estão localizadas nos estuários dos rios Camaratuba, Mamanguape, Miriri e Paraíba. Nesse sentido, uma crítica a ser considerada quanto a espacialização desses depósitos nas cartas geológicas Guarabira e Cabedelo na escala de 1:100.000 é que a representação das áreas de mangue ocorre apenas próximo ao estuário do rio Paraíba, no extremo sudeste da área de estudo, porém, como citado acima, essas formações também estão presentes em extensões consideráveis nos estuários dos rios mais imponentes do litoral norte do Estado da Paraíba, como demonstra a figura 10.



Figura 10 – Áreas de manguezais nos estuários dos rios Mamanguape (a) e Camaratuba (b). **Fotos:** Ivanildo C. da Silva (2019).

Os manguezais são ecossistemas litorâneos, que ocorrem em terrenos baixos sujeitos à ação da maré, geralmente localizado em áreas como estuários, baías ou lagunas (ALENCAR, 2009). Para Suguio (1998) os substratos desses ambientes são, em geral, lamosos e ricos em matéria orgânica e sua distribuição no litoral brasileiro se dá desde o Estado do Amapá até o Estado de Santa Catarina.

Os manguezais localizados no estuário do rio Mamanguape compreendem uma área de aproximadamente 4.603 ha, despontando como a maior área desse tipo de ambiente no Estado da Paraíba (ALBUQUERQUE, 2013). Tal fato pode ter explicação na ampla planície com baixas altitudes desenvolvidas sobre a estrutura tectônica formada pela subsidência imposta pelo gráben do rio Mamanguape, no seu baixo curso (BRITO NEVES *et al.*, 2001, 2008; BRASIL, 2014a).

Em todas as principais áreas de ocorrência desses depósitos de mangue na área de estudo foram mapeados por Brasil (2014a) eventos tectônicos recentes. Nesse mapeamento geológico é possível visualizar que os estuários dos rios Camaratuba, Mamanguape, Miriri e Paraíba estão orientados segundo a direção de falhas tectônicas de caráter regional, respectivamente pela falha Casserengue, falha de Mamanguape, falha de Miriri e pela falha de Itabaiana (Fig. 8, pág. 48).

6.4.3 Depósitos Eólicos Litorâneos Vegetados

Os depósitos eólicos litorâneos vegetados ocorrem na área de trabalho em uma faixa que segue desde o limite nordeste até as proximidades do rio Sinimbu. Esses sedimentos encontram-se estacionados e recobertos por vegetação que os protegem da mobilização, características que, segundo Suguio (1998) são indicativas de dunas estabilizadas, onde além da cobertura vegetal pode ocorrer uma cimentação da areia no processo de imobilização desses ambientes.

Para Furrier (2007), esse tipo de dunas, que apresenta predominante inatividade no seu processo de mobilização, é testemunho de períodos pretéritos de maior aridez, durante os quais a seca do interior do Nordeste se estendia até o oceano e se combinava com os ventos fortes e constantes para deslocarem, para além da costa atual.

Para Barreto *et al.* (2002), essas dunas migraram da praia continente adentro apenas cerca de 3 a 5 km formando, no Estado da Paraíba, uma ocorrência significativa, embora no Rio Grande do Norte esses depósitos sejam mais expressivos. Esses autores salientam ainda

que essas dunas inativas tem morfologia parcialmente preservada de frentes parabólicas escalonadas, com ventos formadores de SE-NW.

Cunha *et al.* (2003) afirmam que essas dunas de deposição recente que ocorrem ao norte da área de estudo, no município de Mataraca-PB, recobrem rochas sedimentares da Formação Barreiras e são caracterizadas por depósitos atingem os 80 m de altura (Figura 11).



Figura 11 – Dunas recobertas por vegetação, município de Mataraca-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

6.4.4 Depósitos Litorâneos Praiais

Esses depósitos estão distribuídos em uma faixa quase contínua por toda a costa da área de estudo, interrompida por duas áreas de expressividade quase nula desses sedimentos na margem norte do estuário do rio Mamanguape e na margem sul do estuário do rio Miriri. É possível observar também que a faixa de ocorrência desses depósitos tendem a ser mais expressiva à medida que se aproxima do sul da área de estudo, sobretudo a partir do estuário do rio Mamanguape (Fig. 8, pág. 48). Esses depósitos quando situados a alguns metros acima do alcance das marés de sizígia, servem como indicadores da oscilação do nível dos oceanos (SUGUIO, 1998; GUERRA; GUERRA, 2011).

O fato de a largura da faixa desses sedimentos aumentar em direção ao sul, sobretudo após o estuário do rio Mamanguape, está relacionado aos processos erosivos atuantes e influência do relevo no seu processo de deposição. Essa influência parece ter um caráter tectônico, visto que pode ser observado a partir da falha de Mamanguape para norte, que o interflúvio dos rios Mamanguape e Camaratuba alcançam altitudes superiores às registradas na

porção sul no interflúvio dos rios Mamanguape e Miriri, corroborando com a existência da disposição altimétrica dos interflúvios em formas de “teclas de piano” (FURRIER *et al.*, 2006).

Essa altitude de destaque que dificulta o avanço dos sedimentos de praia para além da porção norte da falha de Mamanguape pode estar condicionada, nessa região, pelo Alto de Mamanguape, estrutura que se projeta até a Falha Casserengue (estuário do rio Camaratuba) e teria sido o último ponto de ligação entre o Brasil e o continente africano como já mencionado, persistindo emerso até o início do Eoceno (MABESOONE; ALHEIROS, 1993; FEITOSA, 2002; BARBOSA, 2004; BARBOSA; LIMA FILHO 2005).

6.4.5 Coberturas colúvio-eluviais

Para Brasil (2002), litologicamente, essas coberturas sedimentares são constituídas por sedimentos clásticos grosseiros, representados por 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.

Nos mapeamentos geológicos de Brasil (2014a) e Brasil (2014b), a espacialização dessa cobertura sedimentar na área de estudo, ocorre de forma quase contínua sobre toda área sedimentar das folhas Guarabira e Cabedelo na escala de 1:100.000, desde a costa até seu limite oeste, onde predomina as rochas cristalinas.

Entende-se que essa generalização é passível de questionamentos, visto que se observa em campo que tais coberturas estão mais restritas às áreas de topo dos interflúvios que dividem a rede de drenagem da região, sendo mais aceitável o mapeamento dessa unidade realizado por Brasil (2002), que demonstra o caráter de cobertura mais restrita aos topos dos interflúvios formados por tabuleiros, dando maior expressividade a ocorrência dos sedimentos da Formação Barreiras em superfície.

A origem dessas coberturas ainda é motivo de intensos debates no meio científico, visto que, não se tem uma definição clara de sua gênese. 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.

Já Brito Neves *et al.* (2008) trataram esses sedimentos como uma Unidade Lito-Estratigráfica Informal, denominando-a de “Areias Brancas”. Para esses 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 (Figura 12).



Figura 12 – Areias brancas acumuladas nas proximidades do acesso a cidade de Pedro Régis-PB, as margens da PB-071. Foto: Ivanildo C. da Silva (2019).

Alves e Rossetti (2016) sugerem que essa cobertura é constituída por sedimentos Pós-Barreiras, de idade pleistocênica tardia a holocênica, sendo constituídos por dois intervalos estratigráficos, designados informalmente por Rossetti *et al.* (2012) de PB1 e PB2. Para os autores, a unidade PB1 é pleistocênica tardia e inclui arenitos intercalados com argilitos e conglomerados, comumente associados a concreções de laterita. Esses depósitos registram processos fluviais, de fluxos gravitacionais subaéreos e, localmente, marinhos. Já a unidade PB2 é principalmente holocênica, sendo constituída por sedimentos arenosos.

Dentro do contexto da presente tese não cabe um aprofundamento mais incisivo sobre a origem desses sedimentos, visto que o foco principal dessa pesquisa é de caráter geomorfológico. Porém, aqui se corrobora com a observação feita por Brito Neves *et al.* (2008), onde a gênese dessa unidade é entendida como tema absolutamente aberto e amplo para estudos de procedência, gênese e idade, com várias possibilidades de abordagem.

7 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

7.1 ELEMENTOS MORFOESTRUTURAIS E MORFOTECTÔNICOS NO CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

A geomorfologia é uma ciência dinâmica que evolui no tempo em resposta às novas descobertas do campo científico que podem ser incorporadas aos estudos do relevo. Sua principal função, analisar e mapear as formas de relevo, vem sendo desempenhada com maestria diante das mais variadas formas de abordagens, passando desde a importância das influências glaciais até a incorporação do viés tectônico no seu arcabouço teórico e prático.

Nesse sentido, Saadi (1998) apresenta as três abordagens fundamentais da geomorfologia, a saber: abordagem morfoestrutural, abordagem morfoclimática e abordagem morfotectônica:

1 – Abordagem morfoestrutural: Essa abordagem, já com mais de um século de consagração, focaliza o controle exercido sobre a morfologia pelo arcabouço lito-estrutural, entendido como o conjunto de “elementos geológicos passivos”, tais como natureza litológica (rochas sedimentares, ígneas, metamórficas), arranjo de camadas (dobradas, monoclinais, horizontais) e rupturas crustais (falhas, zonas de cisalhamento).

2 - Abordagem morfoclimática: A abordagem morfoclimática ergueu-se, neste século, em crítica e, frequentemente adversária da precedente. Alguns de seus mestres chegaram a esquecer que tinham por função demonstrar como os agentes bioclimáticos agiam na tentativa de destruir a porção saliente de um arcabouço lito-estrutural cuja origem não dependia em nada dos mesmos. Felizmente, uma numerosa literatura retratando, com sérios argumentos, o papel geomorfológico da sucessão de paleoclimas diferenciados em várias regiões do planeta, credencia esta abordagem enquanto enfoque obrigatório na análise da esculturação da paisagem.

3 - Abordagem morfotectônica: A abordagem morfotectônica, cuja origem deve ser atribuída a W. Penck, e o seu desenvolvimento à escola soviética, propõe-se completar os estudos geomorfológicos, através da investigação do papel das movimentações da crosta na configuração dos compartimentos morfoestruturais (provavelmente todos de caráter morfotectônico) e no direcionamento da morfogênese.

Esse variado entendimento que a ciência geomorfológica adotou no decorrer do tempo trouxe consigo diversos significados para termos rotineiramente usados nos dias atuais, entre eles devem ter uma maior atenção, na presente tese, as denominações morfoestrutura (morfoestrutural) e morfotectônica.

A inserção da abordagem morfoestrutural no contexto geomorfológico foi estabelecida principalmente a partir das ideias W. Penck, que considerava as formas de relevo como o resultado direto das interações conflitantes de processos endógenos e exógenos que se complementavam e davam origem a topografia.

As ideias penckianas influenciaram pesquisadores como Soviéticos, a exemplo de J. P. Meščerjakov, responsável por uma nova base teórico-metodológica para os estudos geomorfológicos. Segundo esse autor é coerente estabelecer que a classificação geomorfológica deve estar relacionada aos conceitos de morfoestrutura e morfoescultura que possibilitam distinguir a diversidade de formas de relevo do nosso planeta e os grupos genéticos mais importantes.

No entendimento de Meščerjakov (1968) as expressões das formas estruturais no relevo não devem ser explicadas unicamente pelo estabelecimento das estruturas, é oportuno também considerar os fenômenos neotectônicos que controlam diversas feições atuais do relevo e dão base para a origem da grande maioria das morfoestruturas no continente e no fundo do mar.

Esse autor estabeleceu três subdivisões principais para a análise geomorfológica, sendo elas a geotextura, representada pelos processos formadores da crosta terrestre responsáveis pela formação de continentes, oceanos e outras grandes feições como as grandes cadeias orogênicas; as morfoestruturas, entendida como unidades intermediárias que apresentam idades e origens distintas e que podem ser representadas por bacias sedimentares, cinturões orogênicos ou depressões tectônicas e; por último, as morfoesculturas representadas pelas serras, planaltos, chapadas entre outras feições que sejam resultado da atuação de processos exógenos pretéritos ou atuais sobre as morfoestruturas (CHRISTOFOLETTI, 1980; ROSS, 1992; ABREU, 2003; FURRIER, 2007).

Diante desse avanço nas formas de investigação dos processos geomorfológicos foram incorporadas, em âmbito nacional, 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. Nesse contexto, os mapeamentos realizados no âmbito do Projeto RADAMBRASIL tiveram grande importância para o estabelecimento de uma geomorfologia

no sentido morfoestrutural mais amplo no país, sobretudo na sua quarta fase, onde foram estabelecidas grandezas para os fatos geomorfológicos desmembradas a partir dos grandes Domínios Morfoestruturais (BARBOSA *et al*, 1984).

O caráter de mapeamento integrado de recursos naturais, realizado pelo RADAMBRASIL, ensejou a oportunidade de se conseguir um grande volume de informações nos campos da geomorfologia, geologia, pedologia e vegetação, o que muito contribuiu para um conhecimento mais amplo do fato geomorfológico (DEL'ARCO; NATALI FILHO, 1984).

Baseado nos dados obtidos pelo citado projeto e pelos preceitos estabelecidos pelos pesquisadores soviéticos, Ross (1985) afirma que é totalmente impossível se entender o relevo brasileiro sem que se tenha uma visão ampla do que ocorre em nível das estruturas que os sustentam, bem como o que ocorreu ao longo do Cenozoico, quanto aos processos erosivos responsáveis pela sua esculturação. O mesmo autor salienta que se no Brasil as estruturas e litologias são predominantemente antigas, o mesmo não se pode dizer das formas de relevo que são muito mais recentes. Essas características variam no tempo e no espaço e devem ser interpretadas com base em estudos locais e, posteriormente, serem correlacionados com os condicionantes regionais.

Essa concepção foi defendida por Ross (1991) onde, enquanto os estudos geomorfológicos pioneiros no Brasil, realizados até o final da década de 1950, se apoiavam em visões generalistas, partindo de análises gerais para encaixar as características locais aos modelos teóricos vigentes, o entendimento fortalecido na década de 1980 pregava o contrário, descobrir os eventos geomórficos locais e fazer as devidas conjecturas com os fatores que lhes deram origem.

Outro entendimento desse autor quanto ao processo de renovação dos estudos geomorfológicos no Brasil é que à luz desses conhecimentos mais recentes, não se pode mais interpretar os diferentes níveis topográficos-morfológicos como sendo diretamente associados às superfícies de erosão, modelo geomorfológico interpretativo que reinou no Brasil a partir da década de 1960.

Nesse sentido, os estudos geomorfológicos pioneiros no litoral do Nordeste brasileiro de cunho morfoestrutural e morfotectônico foram desenvolvidos na área dos Tabuleiros Litorâneos do Estado de Sergipe, por Pontes (1969) e Leite (1973), onde esses autores

observaram variações altimétricas consideráveis na superfície dos tabuleiros, que remetiam a interferência de reativação tectônica na disposição dos diferentes patamares.

Esse rompimento teórico nos estudos geomorfológicos em prol de análises pautadas nos preceitos morfoestruturais e morfotectônicos foram atribuídos por Maia e Bezerra (2014) aos pontos frágeis do modelo de paleosuperfícies escalonadas que até então era tido como principal parâmetro nos estudos geomorfológicos no Brasil. Esse modelo foi trabalhado por pesquisadores imortalizados na geomorfologia brasileiras por suas inquestionáveis contribuições ao desenvolvimento dessa ciência, a exemplo de Aziz Ab'Saber, João José Bigarella e Margarida Penteado.

No Nordeste brasileiro são três os principais pontos frágeis para a aplicação desse modelo teórico: a) a ausência de dados geocronológicos para estabelecer uma correlação segura entre os sedimentos provenientes dos processos erosivos e os ciclos de erosão; b) a dificuldade em estabelecer a espacialização e continuidade dessas superfícies escalonadas pelo princípio de idades cada vez maiores em direção ao topo, visto que existem paleosuperfícies de idades e gêneses semelhantes em cotas totalmente distintas e; c) a não incorporação de dados de reativação pós-*rifte*, negligenciando assim, seus efeitos na configuração geomorfológica e da rede de drenagem (MAIA; BEZERRA, 2014).

A partir da década de 1990, 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, publicações como Hasui (1990), Ross (1992), Saadi (1993), em um primeiro momento e, as contribuições mais recentes de Peulvast e Claudino-Sales (2002), Etchebehere *et al.* (2004), Furrier *et al.* (2006) e Bezerra *et al.* (2008), ganharam notória importância e serviram de base para o fortalecimento dessa forma de abordagem nos estudos do relevo em todo território nacional.

Além desses, outros trabalhos ganharam expressiva importância nesse segmento de análise para regiões específicas do país, a exemplo de Costa *et al.* (1996) e Souza Filho *et al.* (1999) para região amazônica, Lima (2000), Bezerra *et al.* (2001), Sales e Peulvast (2007) e Bezerra *et al.* (2014) para costa do Nordeste e Riccomini (1989) e Hiruma *et al.* (2001), na região Sudeste.

Tokarev e Gostin (2002) reforçam o entendimento de que a tectônica é um dos elementos que devem ser considerados no processo de evolução das paisagens atuais, sendo ela

um fator que, aliado ao clima, pode influenciar fortemente nos processos erosivos. A tectônica nesse sentido, ganha força como um importante agente modelador e contribui na elaboração das feições do relevo atual. Nesse sentido, Riccomini e Assumpção (1999) afirmam que a ideia de estabilidade tectônica da plataforma brasileira estagnou os estudos relacionados a movimentações tectônicas recentes no Brasil até os anos de 1990, como citado anteriormente.

Maia e Bezerra (2014) reforçam que 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, onde, posteriormente, foram incorporados aos estudos da geomorfologia do Brasil, sobretudo no Nordeste, processos como rifteamento, reativações cenozóicas das estruturas pré-cambrianas do embasamento e a história das bacias sedimentares.

Nesse sentido, Hasui (2012) afirma que o Brasil é um território intraplaca, ou seja, que está no interior de uma placa tectônica e, como todos os similares do mundo, apresenta atividade sísmica de origem tectônica, reconhecida a partir de alguns trabalhos apresentados no 2º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, realizado em São Paulo, pela Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, em 1978. Esse autor relata ainda que, até então, admitia-se origem atectônica para os eventos, sendo esses explicados por colapso de tetos de cavernas, deslizamentos de terra, acomodação de argilas etc. e que é na movimentação das placas e no fluxo de materiais no manto que se vem buscando as reais causas para esses eventos atualmente.

Carneiro *et al.* (2012) comentam que a aceleração de esforços compressivos é notável em praticamente toda a América do Sul, criando grandes mudanças deposicionais em várias bacias subandinas e reativação de zonas de fraqueza. Esses autores afirmam ainda que em todo o Brasil, a crosta continental se movimenta de maneira lenta, reativando falhas geológicas antigas, geradas, principalmente, durante o Evento Brasileiro. Sismos e raros terremotos no Rio Grande do Norte, Minas Gerais, Mato Grosso, Rio de Janeiro e São Paulo são provas inequívocas de que prossegue a ocorrência ocasional de alguma atividade tectônica, segundo esses autores.

Essa reativação de zonas de fraqueza Brasileiras foi considerada por Hasui (1990), como Tectônica Ressurgente. Segundo o autor, esse termo foi proposto nos anos de 1940, por Edwin Sherbon Hills, que observava as influências de falhas na geomorfologia da Austrália e como elas se instalavam em zonas de movimentação mais antigas.

Nesse contexto, Hasui (1990) discorre ainda que, a partir do Mioceno Médio (13 Ma) se deu início a deposição da Formação Barreiras, a finalização da deposição nas bacias costeiras

e o fim das manifestações magmáticas do território brasileiro (12 Ma no Nordeste), dando início, dessa forma, ao período neotectônico no Brasil, no Miocênio Médio.

Para o desenvolvimento dos estudos morfoestruturais e morfotectônicos no Brasil e no Nordeste, em particular, o aprofundamento das discussões sobre a atuação de eventos neotectônicos tiveram grande importância. Discutir sobre esse conceito e os possíveis efeitos de sua atuação prática na dinâmica do relevo e da rede de drenagem tem sido desde então uma questão chave, diante do caráter passivo apregoado para a margem leste brasileira.

O termo “neotectônica” foi sugerido pela primeira vez em 1948 pelo geólogo russo Vladimir Obruchev, como referência aos movimentos ocorridos na crosta terrestre que remontam temporalmente do Neógeno ao Quaternário (SUGUIO, 2010).

O entendimento sobre a temporalidade na qual a neotectônica deve ser considerada é controverso. A Comissão de Neotectônica, da Associação Internacional de Estudos do Quaternário (*Union for Quaternary Science* – INQUA) considerou, em 1979, como neotectônicos os movimentos ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos e sua origem geológica, independentemente de sua idade. Já Salamuni (1998), sugere como um dos possíveis limites inferiores para o período neotectônico até os últimos 2,5 Ma, quando ocorreu a provável reorganização geral do regime tectônico.

Na presente tese foi considerada a temporalidade estabelecida por Hasui (1990), para determinar a atuação dos movimentos crustais considerados como neotectônicos, a saber, aqueles que ocorreram após o Miocênio Médio. Essa temporalidade foi considerada também para estabelecer o que se entende por movimentos tectônicos recentes no presente estudo.

É fato que a neotectônica pode contribuir de forma decisiva na configuração do relevo atual e na disposição dos padrões de drenagem. Brito Neves *et al.* (2008) relatam, com auxílio de análises gravimétricas, a ocorrência de rios e lagoas alinhadas na área de estudo. Esses direcionamentos estariam instalados sobre alinhamentos estruturais pretéritos, reativados por processos neotectônicos. Essas estruturas analisadas de forma integrada são ferramentas imprescindíveis para o entendimento do modelado geomorfológico atual da área de estudo.

Essas reativações da estrutura geológica do Nordeste Brasileiro foram implantadas na era Cenozoica (Terciário) quando o continente sul-americano sofreu movimentações translacionais e rotacionais, com a reativação das linhas estruturais herdadas do Pré-Cambriano e instalação de novas direções de fraqueza decorrente de um forte soerguimento orogenético na borda ocidental (cordilheira dos Andes) e epirogenético em todo o restante.

Esse soerguimento atingiu o território brasileiro de modo desigual, sendo que algumas áreas foram mais levantadas e outras bem menos. Esse processo, associado a tectônica de placas, soergueu tanto as áreas dos crátons como os antigos cinturões orogênicos, além das bacias sedimentares (SOUZA FILHO *et al.*, 1999; ROSS, 2013).

Após a abertura do Oceano Atlântico e, principalmente, da epirogênese cenozoica, as bacias sedimentares ficaram em níveis altimétricos elevados. A partir desse processo (neo) tectônico desencadeou-se um prolongado e generalizado desgaste erosivo que atuou sobre as bacias sedimentares. Desse modo, parte dos terrenos sedimentares ficou em posição mais elevada do que os terrenos cristalinos das áreas serranas dos cinturões orogênicos (ROSS, 2013, 2016).

Na área de estudo, zonas de cisalhamento perturbam através de manifestações neotectônicas as rochas cristalinas e sedimentares, afetando tanto o relevo quanto a rede de drenagem, desde o Mioceno até o presente. Essas zonas continuam sob os sedimentos da Formação Barreiras impondo um elevado número de falhas a essa unidade, sendo a maioria de direção NE-SW, geralmente com rejeitos normais (BRITO NEVES *et al.*, 2001; BRASIL, 2014a; BRASIL, 2014b; LIMA *et al.*, 2015).

Diante do exposto se entende que é de fundamental importância a compreensão de como essas manifestações tectônicas e neotectônicas podem ter influenciado ou está influenciado atualmente a configuração geomorfológica da área de estudo. Essa compreensão se faz necessária pelo fato de os efeitos desses eventos endógenos serem essenciais na elaboração das feições morfoestruturais ou morfotectônicas do relevo.

Esses indícios de compartimentação morfoestrutural e morfotectônica do relevo e suas influências sobre a rede de drenagem, diante da atuação de supostos eventos neotectônicos tanto em níveis regionais como locais, dão suporte para uma análise integrada e de notável valor científico na área de estudo aqui proposta, visto que, são escassos tais abordagem nessa região e a mesma apresenta, como sugerido pela bibliografia, destacada importância no contexto geomorfológico.

Faz-se necessário frisar que o entendimento sobre os termos morfoestrutura e morfotectônica apresentou concepções conflitantes no sentido de considerar ou não eventos tectônicos atuantes sobre as estruturas litológicas, nesse sentido, Saadi (1991) adverte que a proximidade desses conceitos é tão evidente que poucos autores conseguem fazer uma diferenciação adequada.

Traçando um histórico sobre a evolução do termo morfoestrutura, o autor observou concepções que consideram a passividade da estrutura litológica que é modelada pela ação dos agentes exógenos, fazendo parte desse grupo pesquisadores como P. Birot e C. A. Cotton, e autores que sugerem ação de eventos geológicos ativos na elaboração das morfoestruturas, fato respaldado por J. P. Meščerjakov, I. Guerasimov e L. Lattman.

Já em relação ao termo morfotectônica Saadi (1991) relata que a concepção de R. W Fairbridge, em trabalho publicado em 1968, aumenta a confusão no entendimento desses conceitos, visto que esse autor se refere a morfotectônica como “as fundações estruturais da geomorfologia”, porém, sem determinar se essas estruturas devem ser ativas ou não.

Diante do exposto, para uma melhor compreensão dos termos considerados para se referir ao relevo na presente tese, respeitando posições divergentes e suas concepções clássicas, são entendidas como morfoestruturais formas desenvolvidas sobre estruturas litológicas de caráter passivo, a exemplo das orientações do relevo desenvolvidas pelas ações da rede de drenagem e demais agentes externos sobre estruturas herdadas de zonas de cisalhamentos Pré-Cambrianas.

Já as feições morfotectônicas serão aquelas que demonstrarem relação direta com eventos tectônicos recentes (SAADI, 1991; ETCHEBEHERE *et al.*, 2004), tendendo serem mais restritas a pontos específicos na área de litologia cristalinas e mais generalizadas nas área de litologia sedimentar, que apresentam respostas mais eficiente diante da atuação de movimentações do embasamento nas formas de relevo.

7.2 TAXONOMIA DO RELEVO E MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO NO BRASIL

A inserção do viés taxonômico no mapeamento geomorfológico brasileiro teve como principal ponto de partida o Projeto RADAMBRASIL e evoluiu em conjunto com a compartimentação morfoestrutural e morfotectônica do relevo pré-estabelecida pelos pesquisadores soviéticos já mencionados. Essa forma de pensar a espacialização das características geomorfológicas tem se mostrado satisfatória, visto que foi incorporada de maneira considerável nesse campo de estudo.

A classificação taxonômica tem como objetivo representar o relevo em seus aspectos fisionômicos relacionando-os com as informações da morfogênese. Dessa forma, pode-se estabelecer uma ordem cronológica de tempo geológico, partindo-se da formação mais antiga

(unidade morfoestrutural) até a mais recente (formas de processos atuais – ravinas, voçorocas, entre outros) (AMARAL; ROSS, 2006).

Segundo Barbosa *et al.* (1984), até 1968, o Brasil dispunha de pouca experiência na elaboração de mapas geomorfológicos, que apresentavam sérios problemas de escalas e eram geralmente calcados em modelos estrangeiros, tendo sido em sua maioria materializada em universidades e baseada em aerofotos. Esses autores sugerem ainda que as bases e os princípios de uma cartografia geomorfológica no Brasil foram lançados por Ab'Saber (1969) e Moreira (1969). Para eles um mapa geomorfológico deveria conter:

- a) base geológica como elemento essencial;
- b) fixação, delimitação e descrição precisas das formas de relevo em si mesmas;
- c) fixação da altimetria;
- d) representação dos domínios morfoclimáticos e morfoestruturais;
- e) representação da dinâmica da evolução geomorfológica atual;
- f) cartografia das formações superficiais.

No RADAMBRASIL, o viés taxonômico não foi incorporado como princípio de mapeamento geomorfológico até a terceira das suas quatro fases. Até então o principal objetivo foi a espacialização das formas através da delimitação dos processos responsáveis por sua formação, tendo como representação dos mesmos o emprego de cores e letras maiúsculas e minúsculas. O maior interesse consistia até esse ponto, além de outros, em especializar as formas estruturais (S), de erosão (E), de acumulação (A) e dissecação (D), além de fazer os ajustes metodológicos necessários a partir do aumento da complexidade enfrentada no decorrer do mapeamento.

Foi a partir da quarta fase, através das constantes revisões da metodologia de mapeamento, que veio a necessidade da ordenação dos fatos geomorfológicos mapeados de forma hierarquizada em classes taxonômicas. As ordens de grandeza que foram adotadas na taxonomia, nessa ocasião, foram diferenciadas entre si de acordo com a prevalência da causalidade e predominância das formas de relevo. Assim, a taxonomia do relevo foi fixada na representação dos Domínios, que continham as regiões, essas subdivididas em unidade incorporavam os tipos de modelado (BARBOSA *et al.*, 1984; DEL'ARCO; NATALI FILHO, 1984) (Figura 13).

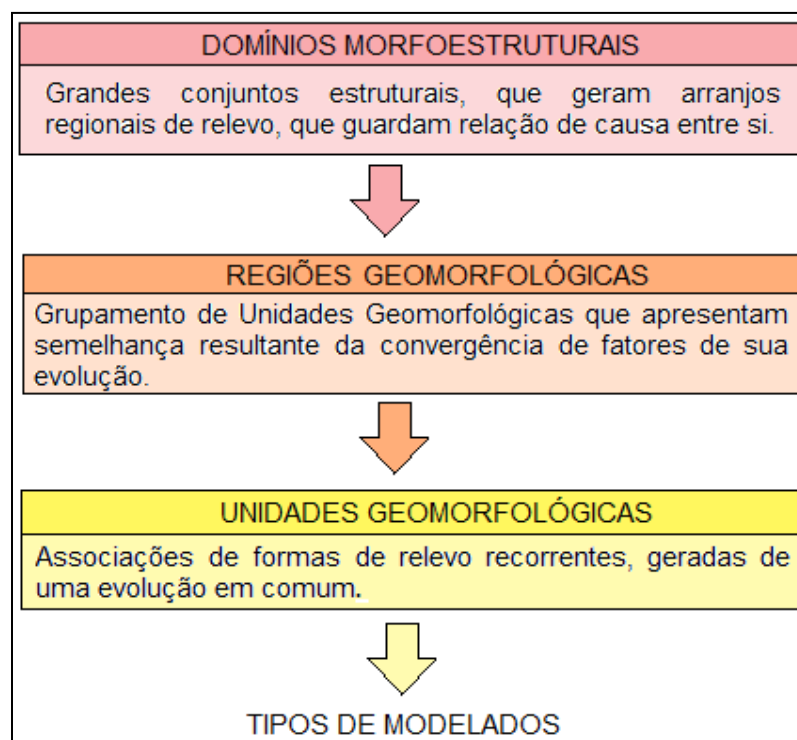


Figura 13 – Taxonomia da Quarta Fase da metodologia empregada no projeto RADAMBRASIL. **Fonte:** Adaptado de Barbosa *et al.* (1984).

Nesse processo cartográfico, os domínios constituíram as maiores divisões taxonômicas adotadas e foram representados por restos de cadeias dobradas, grandes maciços de rochas cristalinas, bacias sedimentares, ou conjuntos de acumulação recente que guardam relação de causa entre si.

As subdivisões em compartimentos regionais desses domínios, que não podem mais ser atribuídos unicamente ao controle de causa exercido pela geologia, são denominados de Regiões Geomorfológicas. Essas apresentam um processo genético ligado aos fatores climáticos atuais e/ou passados. As Regiões Geomorfológicas estão sob atuação de processos epirogenéticos em relação as áreas próximas, sendo o jogo de forças entre esses processos e o clima o principal mecanismo de elaboração das formas de relevo existentes nessas Regiões.

As Unidades Geomorfológicas constituem a terceira divisão taxonômica no mapeamento da quarta fase do RADAMBRASIL. Elas compõem um arranjo de formas fisionomicamente semelhantes em seus tipos de modelados que são desenvolvidas sobre as Regiões Geomorfológicas. Essa semelhança é resultado de processos genéticos amplos que ocorreram ao mesmo tempo nessas unidades através da atuação de climas pretéritos e/ou atuais.

Cada Unidade Geomorfológica apresenta tipos de modelados, processos originários e formações superficiais diferenciados de outras. O comportamento da drenagem, seus padrões e

anomalias são tomados como referencial na medida em que revelam as relações entre os ambientes climáticos atuais ou passados e os condicionantes litológicos ou tectônicos.

As subdivisões desse terceiro táxon dão origem aos Modelados, que constituem a quarta e última divisão taxonômica desse mapeamento. Esses são representados pelos efeitos mais recentes da atuação dos climas sobre as demais divisões e podem ser representados por diferentes ambientes, a exemplo dos modelados de dissolução, os de acumulação ou os de dissecação (BARBOSA *et al.*, 1984; DEL'ARCO; NATALI FILHO, 1984).

Um importante avanço dessa metodologia de mapeamento foi proporcionado por Ross (1985) ao estabelecer uma revisão da classificação do relevo brasileiro proposta por Aziz Nacib Ab'Saber em 1970, na qual aparecem denominações geomórficas associadas às regiões, a exemplo de Planalto das Guianas, Planalto Central, Planalto Nordestino, Planalto do Maranhão-Piauí, Planalto Meridional e Serras e Planaltos do Leste e Sudeste.

A classificação de Ab'Saber tinha como base principal a abordagem morfoclimática, fortemente influenciada pelo quadro climato-botânico, com valorização em primeiro plano do tipo climático dominante associado ao fitogeográfico, onde o modelado e as influências climatológicas pretéritas aparecem de forma secundária.

A concepção de Ross (1985) leva em consideração o estrutural, mas, sobretudo, valoriza o modelado representado pelas macros compartimentações que o relevo brasileiro apresenta. Deste modo, o primeiro táxon considerado é geomorfológico, representado pelos Planaltos, Depressões e Planícies. Essa forma de pensar o mapeamento é resultado da preocupação desse autor em não incorrer no erro de privilegiar demasiadamente os aspectos morfoclimáticos de um lado ou os aspectos estruturais de outro, perdendo assim, em ambos os casos, a conotação geomorfológica, que deve ser o principal elemento no contexto da análise.

Diante das constantes atualizações das metodologias anteriormente propostas e do desenvolvimento do potencial metodológico de mapeamento geomorfológico no Brasil, impulsionado pelas informações disponibilizadas pelo RADAMBRASIL e pela popularização da informática, principalmente a partir da década de 1990, ganha destaque a proposta de Ross (1992). Essa metodologia foi a que obteve maior grau de aceitação pela comunidade geomorfológica brasileira até a atualidade (DINIZ, *et al.*, 2017).

A metodologia de Ross (1992) traz consigo a possibilidade de ser aplicada desde as mais extensas áreas territoriais até as de menores extensões areais, respeitadas as devidas

necessidades de adequações de escalas. Ela baseia-se nos aspectos fisionômicos e nos tamanhos das formas de relevo, tendo por base sua gênese e idade (OLIVEIRA; RODRIGUES, 2007).

Segundo Diniz, *et al* (2017) essa metodologia considera as relações entre os fatores endógenos e exógenos que moldam a superfície terrestre e criam diferentes conjuntos de relevo, que devem ser agrupados de forma hierárquica em táxons, desenvolvidos de forma decrescente quanto a suas extensões e idades a partir dos táxons maiores.

A proposta metodológica de Ross (1992), considerada por Oliveira e Chaves (2010) como consagrada em âmbito nacional, estabelece 6 (seis) níveis taxonômicos, sendo eles a Morfoestrutura, Morfoescultura, Padrões de Formas do Relevo, Tipos de Formas do Relevo, Tipos de Vertentes e Formas de Processos Atuais Naturais e Antrópicos. Esses níveis são representados de maneira a considerar uma hierarquização e dependência de um táxon superior caracterizado pelas morfoestruturas (Figura 14).

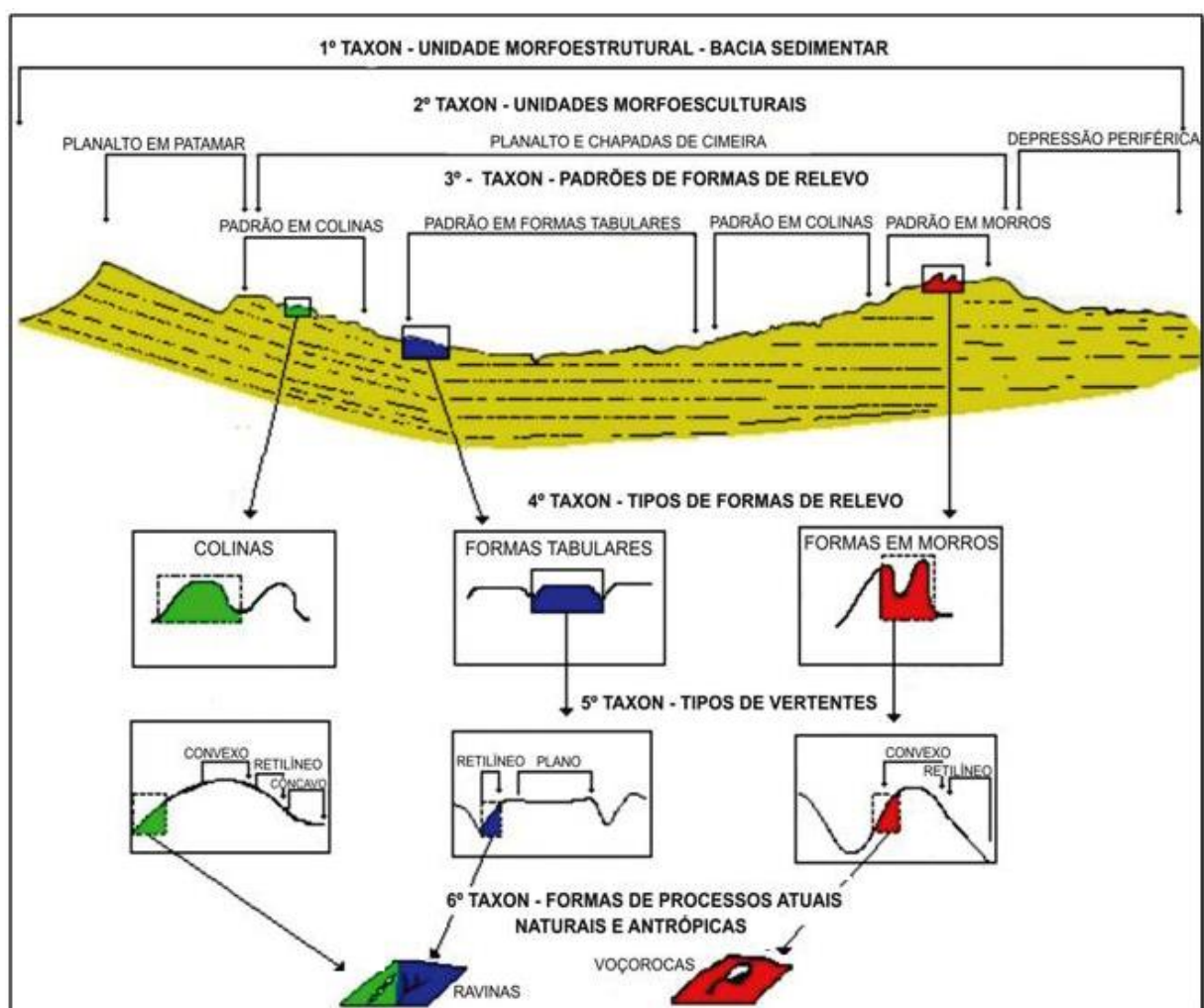


Figura 14 – Unidades taxonômicas de classificação do relevo segundo Ross (1992). **Fonte:** Adaptado de Ross (1992).

Ross (1992) esclarece que essa classificação taxonômica se apoia fundamentalmente nos aspectos fisionômicos, ou seja, no formato das formas de relevo de diferentes tamanhos. Para ele, por meio da fisionomia das formas, é possível estabelecer seus processos genéticos e as idades das mesmas, sendo que quanto maior a forma, maior será sua idade e vice-versa.

O primeiro táxon proposto por Ross (1992), de maior dimensão, é representado pelas unidades morfoestruturais. Elas podem ser identificadas por imagens de radar ou por cartas geológicas de boa qualidade. Pode ser formada pelos cinturões orogênicos, pelas depressões denudacionais, pelas depressões tectônicas e pelas bacias sedimentares, compreendendo idades diversas, desde tempos pré-cambrianos até cenozoicos.

O segundo táxon, referente as unidades morfoesculturais, representa as formas primárias geradas sobre a morfoestrutura. A morfoescultura é a forma como o relevo se apresenta frente aos processos exógenos, ou seja, o desgaste sofrido por erosão que esculpe as formas de planaltos, serras, tabuleiros, chapadas, planícies entre outros (AMARAL; ROSS, 2006).

O terceiro táxon constitui as unidades Morfológicas ou Padrões de Formas Semelhantes. Essas unidades correspondentes ao agrupamento de formas relativas aos modelados, são distinguidas pelas diferenças da rugosidade topográfica ou do índice de dissecação do relevo, bem como pelo formato dos topos, vertentes e vales de cada padrão. Eles são conjuntos de tipologias de formas que guardam entre si elevado grau de semelhança a exemplo de colinas, áreas tabulares ou em morros (ROSS, 1992). Esse táxon retrata um determinado aspecto fisionômico decorrente das influências dos processos erosivos mais recentes e posteriores àqueles que esculpiram os planaltos e depressões (OLIVEIRA; RODRIGUES, 2007).

Para obter uma melhor visualização, essas unidades são representadas no mapa geomorfológico através de letras maiúsculas e minúsculas. As letras maiúsculas indicam os processos nos quais os padrões se formaram, podendo ser por denudação (representado pela letra D) ou por agração (representado pela letra A), já as minúsculas representam as formas geradas, por exemplo, Dt (forma com topo tabular) ou Apf (formas de planície fluvial) (Quadro 1).

Quadro 1 – Padrões de formas do relevo

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

Fonte: Ross (1992).

Os padrões denudacionais são caracterizados por diferentes intensidades de dissecação do relevo sob a influência da rede de drenagem (ROSS, 1992). A intensidade desses padrões denudacionais são estabelecidas a partir da aplicação do índice de dissecação do relevo, que se utiliza de informações morfométricas, sobretudo das dimensões interfluviais médias e o entalhamento médio dos vales da rede de drenagem em uma dada área.

A publicação de Ross (1992) apresenta uma matriz de índice de dissecação que não é adequada para aplicação em uma escala de 1:100.000, caso da presente tese, visto que, apresenta valores de entalhamento do vale e dimensão interfluvial que não correspondem ao vigor dessas feições presentes sobre os tabuleiros litorâneos e até mesmo na região da Depressão Leste da Borborema. Dessa forma, será aqui utilizada para fins de mapeamento geomorfológico a matriz do índice de dissecação apresentada por Ross (1996), adequada para mapeamentos na escala de 1:100.000 (Quadro 2).

Quadro 2 – Matriz dos índices de dissecação do relevo

Dimensão Interfluvial Média (Classes)	MUITO GRANDE	GRANDE	MÉDIA	PEQUENA	MUITO PEQUENA
Entalhamento Médio dos Vales (Classes)	(1) > 1500 m	(2) 1500 a 700 m	(3) 700 a 300 m	(4) 300 a 100 m	(5) < 100 m
Muito Fraco (1) (< 20 m)	11	12	13	14	15
Fraco (2) (20 a 40 m)	21	22	23	24	25
Médio (3) (40 a 80 m)	31	32	33	34	35
Forte (4) (80 a 160 m)	41	42	43	44	45
Muito Forte (5) (>160 m)	51	52	53	54	55

Fonte: Adaptado de Ross (1996).

Furrier (2007) considerou os rios de 2ª ordem suficientes para o cálculo desse índice nos Tabuleiros Litorâneos do Estado da Paraíba. Já Sousa e Furrier (2019) utilizaram as drenagens de 3ª ordem para efetuar tais cálculos. Para esse fim, na presente tese, também foi possível considerar as drenagens de 3ª ordem, visto que essas estão dispostas de forma que permitem uma representação satisfatória.

O quarto táxon, Tipos de Formas de Relevo, são as unidades individualizadas dos Padrões de Formas Semelhantes do terceiro táxon. Sua representação no mapa geomorfológico se dará pela combinação das formas geradas com os valores obtidos na matriz de dissecação. Por exemplo, um padrão de formas do relevo tipo Dc 25 é formado por relevo tipo denudacional com topos convexos com entalhamento fraco dos vales de 20 a 40 metros e dimensão interfluvial muito pequena, menor que 100 metros. Isso seria então uma característica individual dominante do conjunto de formas semelhantes do terceiro táxon, seja ele formado por colinas, morros ou serras, por exemplo.

O quinto e o sexto táxon não foram inseridos no mapa geomorfológico da presente tese, visto que a escala adotada nesse mapeamento não permite a representação adequada dessas formas. Para Ross (1992) o quinto táxon é representado pelos Tipos de Vertentes e o sexto táxon é composto pelas formas de processos atuais, como aterros, ravinas, voçorocas ou cicatrizes de deslizamentos.

Como processo evolutivo do fortalecimento do viés taxonômico no mapeamento geomorfológico no Brasil, Ross e Moroz (1997), com o intuito de atualizar o mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo, produziram um novo mapeamento na escala de 1:500.000, tendo como base as concepções estabelecidas pelas matrizes taxonômicas estabelecidas por Ross (1992). Esse novo mapa teve como objetivo principal fazer frente ao produto semelhante produzido pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT) na escala de 1:1.000.000, publicado em 1981.

Outro mapeamento geomorfológico de destaque no viés taxonômico produzido no Brasil foi o apresentado no Manual Técnico de Geomorfologia, elaborado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) em 2009. Esse mapeamento, embora reelaborado após a proposta metodológica de Ross (1992), seguiu a divisão taxonômica adotada na quarta fase do Projeto RADAMBRASIL, sendo identificados em ordem decrescente de grandeza os: Domínios Morfoestruturais, Regiões Geomorfológicas, Unidades Geomorfológicas, Modelados e Formas de Relevo Simbolizadas.

Em relação a proposta apresentada por Ross (1992), a metodologia adotada no Manual Técnico de Geomorfologia (BRASIL, 2009) parece não representar uma evolução na cartografia taxonômica; porém, Diniz *et al.* (2017) sugere que essas duas publicações, entre outras, representam um esforço de uniformização da base cartográfica geomorfológica do país e que não há alterações muito expressivas em suas bases metodológicas.

Esses últimos autores citados são responsáveis pelo mais recente mapeamento geomorfológico em âmbito estadual com base taxonômica no Brasil. Trata-se do mapa geomorfológico do Estado do Rio Grande do Norte, na escala de 1:500.000. Como base metodológica principal foi utilizada a metodologia de Ross (1992) com adaptações de Santos *et al.* (2006) para o estado do Paraná, a fim de atualizar os conhecimentos da cartografia geomorfológica regional.

Na presente tese, se compartilha do entendimento de alguns autores no qual os estudos do professor Ross (1992) garantem um caminho metodológico satisfatório para o mapeamento geomorfológico, sobretudo quando desenvolvido com o apoio das geotecnologias mais avançadas (LEITE; BRITO, 2012; SKENTOS *et al.*, 2013; SOUZA *et al.*, 2013).

A ampla distribuição e os recursos gráficos disponibilizados nos *softwares* GIS, bem como o acesso a dados de sensoriamento remoto de alta resolução, como imagens aéreas e de satélite ou dados de elevação digital, levaram a um rejuvenescimento da análise geomorfológica (OTTO; SMITH, 2013) e fortaleceram de forma significativa a abordagem taxonômica de mapeamento, visto que favoreceu a obtenção de dados mais precisos, a exemplo de altimetria e declividade.

Nesse sentido, segundo Soares Neto (2015), nas duas últimas décadas observou-se uma substituição cada vez maior dos métodos convencionais de mapeamento, no qual o produto final - mapas ou cartas em papel - deram lugar aos diversos formatos digitais de representação da superfície terrestre.

A partir dos anos 2000 houve uma grande popularização do uso da informática na produção cartográfica brasileira, e também uma ampla disponibilidade de dados quantitativos do relevo, que puderam ser trabalhadas em Sistemas de Informações Geográficas (SIG), permitindo, assim, a realização de mapeamentos cada vez mais complexos. Seijmonsbergen e Graaff (2006) afirmam que em ambiente SIG, os parâmetros quantitativos e qualitativos do terreno podem ser facilmente integrados.

Os Modelos Numéricos de Terreno são ferramentas muito úteis para representação dos fenômenos espaciais. Por meio deles é possível se fazer diversas análises de forma muito mais

segura. Esses modelos são úteis não somente na representação de aspectos morfológicos, mas de qualquer fenômeno espacialmente contínuo, além disso, sua utilização em geomorfologia permite o cálculo de variáveis com maior rapidez e precisão (STEVENS; MENESES, 2006; GROHMANN; RICOMINI, 2008; BREDAL, 2016).

Embora essas ferramentas sejam de grande valia para o mapeamento geomorfológico é preciso ter cuidado para não se fazer interpretações equivocadas, sendo necessário, de acordo com a abrangência da pesquisa, fazer aferições em campo, principalmente se tratando de estudos taxonômicos baseados em critérios morfoestruturais e morfotectônicos, que podem sofrer interferências tanto de processos naturais quanto de intervenções humanas pontuais (OTTO; SMITH, 2013).

Diante da evolução da cartografia taxonômica no mapeamento geomorfológico faz-se necessário deixar claro que, na presente tese, será adotada a metodologia proposta por Ross (1992), pelo fato da mesma ser compatível com a escala adotada nessa pesquisa e responder satisfatoriamente com os objetivos aqui propostos.

7.3 ABORDAGENS MORFOLÓGICAS E MORFOMÉTRICAS DO RELEVO E DA REDE DE DRENAGEM

Na análise dos elementos morfotectônicos e morfoestruturais do relevo e da hidrografia, as abordagens qualitativas e quantitativas se fazem de grande relevância, pois elas se complementam para explicar de forma concisa os processos que originaram cada forma. Para Florenzano (2008), os aspectos qualitativos (morfológicos) compreendem análises descritivas do relevo, a exemplo das formas e aparência, podendo ser plano, colinoso, montanhoso, etc. Já os aspectos quantitativos (morfométricos), para a autora, referem-se à morfometria, ou seja, medidas de altura, comprimento, largura, declividade, curvatura, orientação, densidade etc.

A integração dessas duas formas de análise nos estudos da paisagem já tinha sido defendida em estudos pioneiros, a exemplo de Strahler (1952), Para esse autor os estudos quantitativos requerem, primeiro, uma análise qualitativa completa da ordem em que os elementos da paisagem estão distribuídos regionalmente. Esse estudo prévio da morfologia pode contribuir de forma primordial para a interpretação dos dados quantitativos que podem ser obtidos com a aplicação de índices morfométricos.

Essas metodologias 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 e Ivanov e Yermolaev (2018) na Rússia. Esses estudos podem 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, 1965; VOLKOV *et al.*, 1967; HACK, 1973; SEBEER; GORNITZ, 1983; ETCHEBEHERE *et al.*, 2004; EL HAMDOUNI *et al.*, 2008; ROSS 2013).

Hack (1973) afirma que a geometria tridimensional geralmente regular das redes de drenagem é a base para um método simples de análise do terreno, fornecendo pistas sobre as condições do leito de rocha e outros fatores que determinam as formas topográficas. Tal afirmação mostra uma tendência clara a ser incorporada nos estudos geomorfológicos, a concepção morfométrica para analisar a morfologia através de sua inter-relação com a rede de drenagem.

Schumm *et al.* (1982) rediscutem um tema importante para o entendimento dessa relação, ou seja, a possibilidade da tectônica estabelecer mudanças significativas no comportamento dos rios, demonstrando que além dos movimentos mais intensos, a exemplo de terremotos ou a influência de rochas de diferentes resistências colocadas ao longo do canal, os efeitos dos movimentos crustais graduais e contínuos também podem influenciar as formas de relevo e as características dos canais fluviais, modificando assim, suas características morfométricas.

Esses autores produziram um relatório que fornece as evidências para indicar os efeitos de movimentos discretos da crosta em um sistema fluvial que podem ser categorizados da seguinte maneira: a) Mudança no padrão de drenagem de bacias hidrográficas; b) Agregação ou degradação de canais; c) Mudança no padrão do canal ou sinuosidade; d) Desvio de canal; e) Inundações devido a subsidência (ou soerguimentos).

Diante disso, se entende que por muito tempo a geomorfologia tem feito uso da análise morfológica e morfométricas para o estudo da evolução e interpretação do relevo, sendo os métodos empíricos a principal fonte para a compreensão dos processos morfogenéticos na concepção morfológica; não obstante, vários métodos físicos e matemáticos foram desenvolvidos e aplicados por inúmeros pesquisadores, principalmente após a segunda Guerra Mundial (MONTEIRO *et al.*, 2010).

Diversos autores, desde os pioneiros da abordagem morfométrica até as pesquisas atuais deram contundentes depoimentos em favor dessa forma de interpretação geomorfológica. Horton (1945) sob a crescente percepção de que a análise descritiva clássica tinha valor prático muito limitado em engenharia e na aplicação militar, sugeriu uma abordagem morfométrica, assim como Leopold e Maddock Jr. (1953) que corroboram com a aplicação de análises quantitativas quando afirmam que a aproximação qualitativa para a geomorfologia realmente tem sido construtiva, mas seria desejável analisar alguns dos conceitos quantitativamente, além de Hack (1973) que afirmou que as redes de drenagem têm propriedade geométrica regular e podem também ser descritas quantitativamente.

Essa parece ser a tendência mais pujante no desenvolvimento dos estudos geomorfológicos no Brasil, que tem auxiliado na interpretação tanto das formas de relevo como da rede de drenagem. As análises morfométricas aplicadas ao estudo do relevo e da rede de drenagem que apresentam caráter estrutural, podem identificar anomalias sugestivas de movimentações tectônicas recentes sobre essas estruturas (HARTWIG; RICCOMINI, 2010). Estas análises têm por finalidade a identificação preliminar de áreas com maior probabilidade de ocorrência de estruturas tectônicas e devem antecederem os trabalhos de campo.

Algumas características do relevo e da litologia de uma região podem indicar morfologicamente sua tendência a estar condicionada a atuação de fatores meramente morfoestruturais, assim como à influência de movimentos tectônicos recentes. Entre essas formas podemos citar existência de facetas trapezoidais e triangulares, ressaltos desproporcionais para topografia local, falhamentos que interceptam sedimentos recentes ou que modificam os canais fluviais, basculamentos, quebras bruscas em linhas de pedras (*stone lines*), capturas de drenagem, terraços fluviais, entre outras (SUGUIO, 1998; LIMA 2000; PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2002; MARTINEZ, 2005; ASSUMPTÃO; MARÇAL, 2006; ETCHEBEHERE *et al.*, 2007; FURRIER, 2007; ANDRADES FILHO, 2010).

Essas características podem ser visualizadas previamente por meio de produtos cartográficos, a exemplo dos Modelos Digitais do Terreno, porém, uma visualização detalhada de tais morfologias em campo é imprescindível para a interpretação correta e cientificamente segura dessas formas (BULL, 1984; ETCHEBEHERE *et al.*, 2004, 2007, ANDRADES FILHO, 2010).

Como visto anteriormente, a presença de facetas trapezoidais e triangulares representam um importante marco morfológico no entendimento do processo evolutivo do relevo, podendo

ser atribuídas a uma escarpa de falha, que ao ser exposta aos fatores exógenos começa a ser erodida por correntes fluviais secundárias que agem dispostas perpendicularmente a essa escarpa causando, assim, erosão regressiva contínua (SOARES; FIORI, 1976).

Os dois tipos de facetas mais comuns são as facetas trapezoidais, oriundas do início do processo erosivo e as facetas triangulares, que correspondem a uma fase mais avançada do processo erosivo, que posteriormente, podem dar origem a formação de uma paisagem com aspectos colinosos (Figura 15).

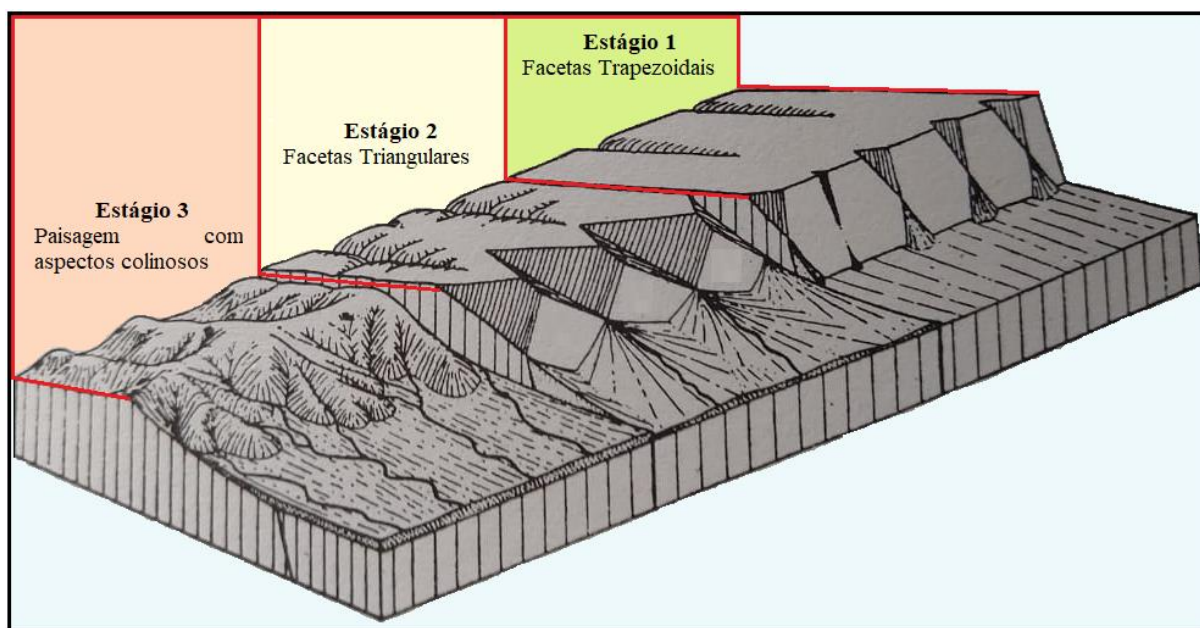


Figura 15 – Estágios de dissecação em uma escarpa de falha. **Fonte:** Adaptado de Hills (1972).

Penha (2012) salienta que essas estruturas são geradas pela movimentação vertical normal ou inversa de blocos falhados, podendo ser também resultado de movimentos horizontais recentes; porém, esse autor ressalta que mesmo esse processo estando ativo, o trabalho da erosão tende a aplinar o desnivelamento e mascarar na superfície os ressaltos produzidos pela lenta movimentação desses blocos falhados.

Esses processos erosivos se tornam ainda mais eficientes quando atuam sobre rochas com pouca resistência, como é o caso dos sedimentos friáveis da Formação Barreiras na área de estudo. Alguns exemplos da evolução do relevo a partir da movimentação de blocos estão expostos na figura 16, a seguir.

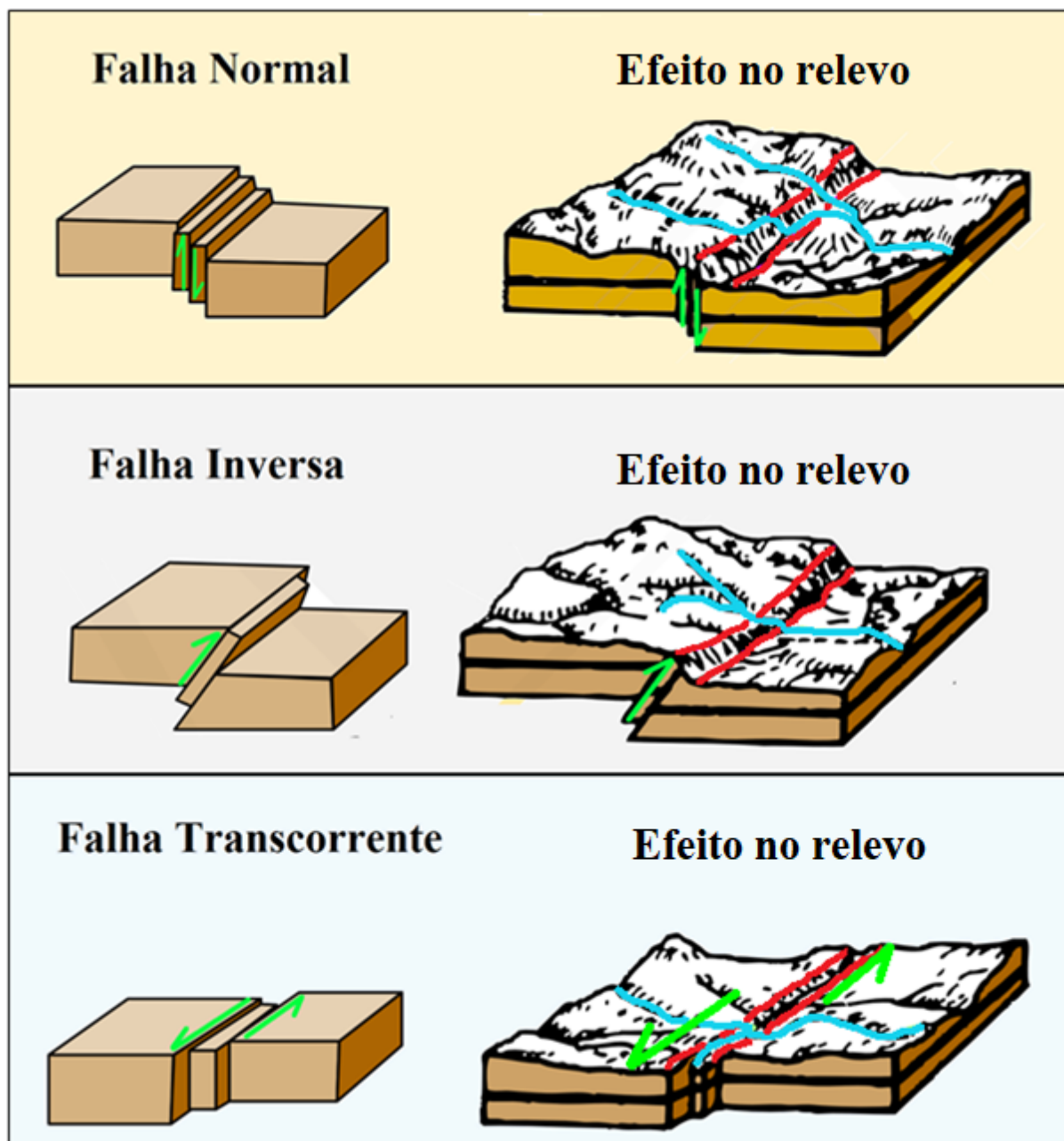


Figura 16 – Tipos de falhas e relevos associados. **Fonte:** Adaptado de Penha (2012).

Martinez (2005) cita outras feições importantes que devem ser levadas em consideração na análise morfológica do relevo. Trata-se da ocorrência de áreas basculadas geradas pela ocorrência de soerguimentos e rebaixamentos de blocos que podem ocorrer em áreas pontuais do relevo e impor à rede de drenagem características sugestivas da atuação de processos tectônicos recentes nos canais fluviais.

Outro exemplo de deformações recentes no relevo, agora associadas à sismicidade, é apresentado por Maia *et al.* (2008). Esses autores identificaram diversas estruturas de

fluidificação induzidas por liquefação em sedimentos quaternários associados a depósitos fluviais de canais entrelaçados no Rio Grande do Norte e Ceará, essas morfologias se formam em decorrência da energia liberada pelo terremoto, que pela força da gravidade direciona os fluxos dos sedimentos inconsolidados.

Para esses autores, essas estruturas de liquefação são comuns nos conglomerados da Formação Barreiras, sendo mais comuns no sul do Estado de Alagoas e norte de Sergipe. Essas estruturas possuem tamanhos que variam de alguns decímetros até pouco mais que um metro e são originadas após a deposição dos sedimentos e antes de sua compactação, sendo, por isso mesmo, consideradas como tardi-deposicionais. Os autores afirmam ainda que quando ocorrem isoladamente, esses registros podem representar instabilidades gravitacionais sem qualquer contribuição tectônica, porém, quando apresentam grande frequência e tamanhos diferenciados, podem ser caracterizadas como sismitos.

Outro elemento morfológico importante no estudo do relevo são os terraços fluviais. Essas formas são resultantes de mudanças nos níveis de base (PEDERSON; TRESSLER, 2012). Para Moraes *et al.* (2010), as planícies e terraços geralmente preservam as características deposicionais e erosivas dos rios, isso engloba o tipo material depositado, a energia disponibilizada nesse processo e a intensidade do processo erosivo.

A formação de um terraço se inicia quando o rio cria uma planície de inundação. Com as modificações no nível de base, tanto por rebaixamento do nível do mar quanto por soerguimento tectônico, que podem ser evidenciados também por estudos morfométricos, essa planície é erodida, formando assim, os terraços. Para Christopherson (2012) quando ocorrem mais de um conjunto de terraços fluviais pareados de ambos os lados de um vale, significa que o esse pode ter passado diversos processos de reorganização do seu canal, nesse caso, podendo ter como causa mudanças no nível de base por influência tectônica (Figura 17).

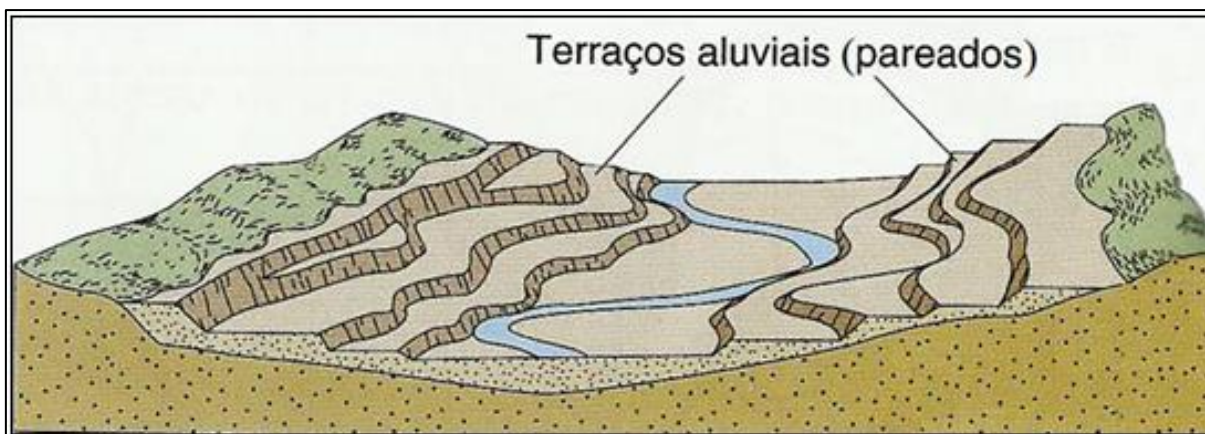


Figura 17 – Esquema representativo de terraços aluviais pareados. **Fonte:** Adaptado de Christopherson (2012).

As formas apresentadas acima, além de outras, devem ser analisadas com bastante cuidado na análise morfológica do relevo e relacionadas de maneira correta para não incorrer em erros interpretativos dos valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos, visto que essas formas de relevo também podem decorrer de resistências diferenciadas de algumas classes de rochas aos processos erosivos ou por atividades humanas.

Além disso, é preciso estar atento ao fator preponderante que deu origem a tais feições, a exemplo do clima ou a ação da atividade tectônica, podendo também, essas feições, serem resultado da ação combinada desses fatores.

Na hidrografia, as análises morfológicas e morfométricas devem incorporar as feições e parâmetros que são inerentes aos canais fluviais. Essas formas da rede de drenagem estão representadas dentro de uma estrutura maior e totalmente integrada com as variáveis ambientais que a compõe, ou seja, a rede hidrográfica.

Essa unidade ambiental é uma área de captação natural da água da precipitação que é levada para um ponto comum, o exutório (ALENCAR, 2009). Para Guerra e Guerra (2011), em todas as bacias hidrográficas devem existir um sistema de hierarquização na sua rede de drenagem, sendo essa ser uma unidade de área dinâmica e que sofre constantes mudanças no decorrer do tempo pelos efeitos internos e externo que envolvem o planeta Terra.

As bacias de drenagem respondem de forma exemplar a qualquer modificação considerável em um dos seus elementos. Essas modificações podem ser decorrentes de diversas causas, a exemplo de atuação de eventos tectônicos, diferenciação de resistências litológica ou ainda a interferência humana, podendo atingir diretamente todo o sistema de canais da bacia e seus respectivos padrões de drenagens.

Para Alencar (2009), os padrões de drenagem podem ser pensados como a maneira como os rios estão dispostos em uma bacia hidrográfica, sendo esses o resultado das influências conjuntas das variações climáticas, do relevo, da tectônica e da litologia. Esses padrões podem revelar quais processos atuaram na caracterização de suas áreas de abrangência, pelo fato de registrarem as informações que são impregnadas nos cursos dos rios através da atuação das forças que são exercidas pelos agentes endógenos e exógenos.

Os principais padrões de drenagem existentes na natureza são seis: dendrítico, retangular, treliça, radial, anelar e paralelo (SOARES; FIORI 1976, CHISTOFOLETTTI 1980, GROTZINGER; JORDAN, 2013) (Figura 18).

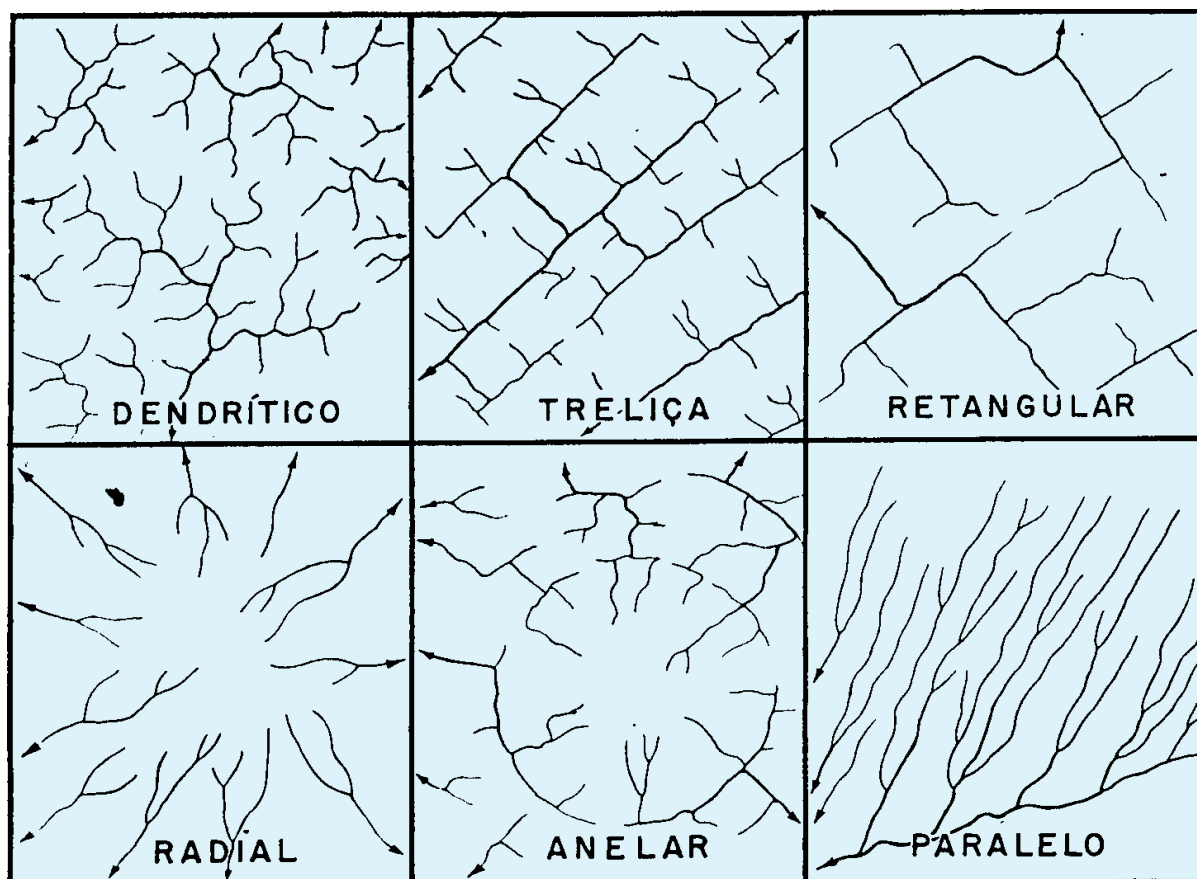


Figura 18 – Padrões básicos de drenagem. Fonte: Adaptado de Christofolletti (1980).

O padrão dendrítico é considerado o mais comum e seus arranjos se assemelham com a organização dos galhos de uma árvore, onde geralmente as confluências ocorrem em ângulos agudos, podendo a presença de ângulos retos nesse padrão de serem considerados como anomalias de drenagem (CHISTOFOLETTI, 1980, GROTZINGER; JORDAN, 2013).

O padrão radial desenvolve-se em cumes isolados de onde as águas são distribuídas para todas as direções, esse padrão pode ser resultado de relevos formados a partir de eventos vulcânicos ou processos erosivos. Já no padrão retangular os canais se adaptam às condições estruturais e tectônicas dando origem, dessa forma, há ângulos retos, característicos desse padrão de drenagem (GROTZINGER; JORDAN, 2013; COELHO NETO, 2012).

No padrão em treliza a drenagem apresenta uma configuração retangular, porém, sempre ocorrem com paralelismo de tributários entre si (RICCOMINI *et al.*, 2009). A drenagem paralela ocorre em áreas com vertentes de declividade acentuada ou onde existe controle estrutural que motivam a ocorrência de espaçamento regular, quase paralelo, das correntes fluviais. Já o padrão anelar é típico de área dômicas profundamente entalhadas em estruturas com camadas duras e frágeis alternadas (CHISTOFOLETTI, 1980).

A rede de drenagem também pode apresentar formas modificadas de seus padrões básicos, dando origem, segundo Howard (1967) aos padrões modificados. Essas modificações podem ser resultado direto da resistência das rochas erodidas pelos fluxos hídricos ou por influência tectônica.

As características dos diferentes padrões de drenagem expostas acima são a base para qualquer análise morfológica da rede de drenagem, visto que representam a configuração básica inicial da dinâmica exercida pelos fluxos hídricos. O reconhecimento de variações bruscas nessas características pode indicar anomalias de drenagem, que devem ser analisadas tendo por base a litologia e os processos geológicos principais atuantes nessa região.

Uma anomalia de drenagem pode ser compreendida como uma discordância local da drenagem regional e/ou dos padrões de canais, sugerindo desvios topográficos ou estruturais. Como exemplos de anomalias podem ser consideradas ao longo de uma mesma bacia fluvial as seguintes feições: a) trechos em que haja a retilinearidade de canais fluviais; b) ocorrência localizada e abrupta de curvas meândricas; c) trechos de meandros comprimidos; d) estreitamento e alargamento de fundos de vales com preenchimento aluviais; e) represamentos com desenvolvimento de trechos embrejados e; f) curvas e voltas abruptas na drenagem (HOWARD, 1967; SILVA *et al.*, 2006).

Todas essas anomalias podem surgir em resposta a forças atuantes na bacia de drenagem que impõem aos canais um ajuste às modificações por elas impostas, seja sua origem de caráter estrutural ou tectônico e podem ser analisadas por metodologias morfológicas e morfométricas integradas (NASCIMENTO *et al.*, 2013).

Nesse sentido, Corrêa e Fonsêca (2010) salientam que essas anomalias devem ter atenção especial quando forem observadas em canais de primeira ordem, pelo fato desses serem considerados os mais jovens no processo de evolução das bacias hidrográficas, sendo a existência dessas anomalias um excelente indicador de modificações recentes no relevo. Dessa forma, se entende que diante do interesse de pesquisa, a análise da rede de drenagem deve considerar esses canais de primeira ordem.

Algumas propriedades devem ter maior atenção no processo de análise da hidrografia. Dentre elas podem ser citadas: a sinuosidade dos elementos texturais de drenagem, que se pode classificar visualmente em predominantemente curvos, predominantemente retilíneos e curvos e retilíneos (mistos); a angularidade que se refere ao ângulo de confluência dos elementos de drenagem; a tropia representada pelas propriedades dos elementos de drenagem que se

desenvolvem numa direção preferencial e; a assimetria de drenagem, referente a presença de elementos com tamanho ou estrutura sistematicamente diferentes, de ambos os lados dos canais principais das bacias hidrográficas (SOARES; FIORI, 1976) (Figura 19).

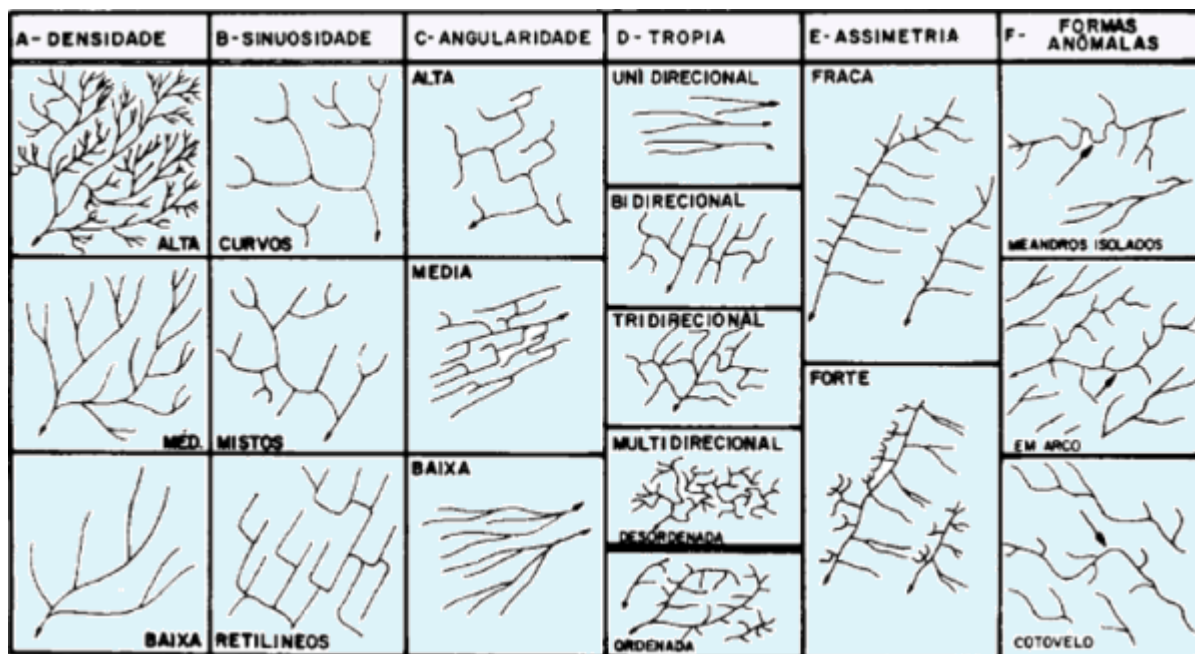


Figura 19 – Principais propriedades de drenagem. **Fonte:** Soares e Fiori (1976).

Essas características e mudanças que o relevo e a rede de drenagem podem ser submetidos podem ser estudadas por meio de análises morfológicas e morfométricas, as quais as características visuais servem como alerta para a implementação de técnicas quantitativas que sejam capazes de estabelecer parâmetros que apontem os principais processos responsáveis pelo desenvolvimento dessas formas.

8 ELABORAÇÃO DO MATERIAL CARTOGRÁFICO, APLICAÇÃO DOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS E INVESTIGAÇÕES DE CAMPO

O material cartográfico produzido na presente tese foi pensado no sentido de privilegiar ao máximo as informações morfológicas e morfométricas do relevo e da rede de drenagem, visto que foram esses os elementos essenciais utilizados para a aquisição dos principais resultados aqui apresentados. A obtenção dessas informações e sua espacialização nos mapas tiveram um forte apoio de investigações em campo, no intuito de confirmar as anomalias previamente apresentadas pelo material cartográfico e de inserir outras que não foram passíveis de cartografiação por análises remotas.

Esse material foi elaborado com base em informações contidas em cartas topográficas com escala de 1:25.000, estas confeccionadas pela Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) em 1974. Os elementos extraídos dessas cartas foram as curvas de nível com equidistância de 10 metros, os pontos cotados e a hidrografia.

Para extração dessas informações, as cartas topográficas, na escala de 1:25.000, foram digitalizadas por meio de *scanner*, o que permitiu a posterior vetorização dos dados necessários. Essa operação permitiu a transformação dos elementos contidos nos arquivos digitalizados em vetores e pontos, nos quais foram registradas as informações, que posteriormente foram inseridos em *softwares* apropriados para realização das operações que deram origem ao material cartográfico.

As vetorizações dos atributos dessas cartas foram realizadas de forma manual. Segundo Barbosa e Furrier (2012), a vetorização manual permite uma maior precisão na obtenção dos dados, visto que fica a cargo do operador o controle sobre a coleta e inserção das informações. É necessário frisar que a vetorização manual é uma tarefa árdua, que demanda tempo na sua realização, porém garante a extração fiel das informações contidas nas cartas topográficas.

Mapeamentos realizados com a utilização de elementos extraídos de cartas topográficas, na escala de 1:25.000, já demonstraram precisão satisfatória em trabalhos anteriores (SILVA, 2014; LIMA, 2016, SOUZA, 2016), oferecendo um excelente detalhamento nas formas do relevo e nas suas relações com a hidrografia, além de representar de forma exemplar os canais de primeira ordem, que são muito importantes na análise dos efeitos de atividade tectônica em bacias hidrográficas.

Por meio da utilização desses elementos, foi possível estabelecer uma resolução de 10 metros por pixel no detalhamento das formas de relevo da área de estudo, podendo assim representar dimensões reduzidas, apresentando mais qualidade que as imagens SRTM. Granell-Peréz (2004) afirma que essa precisão das cartas topográficas as torna instrumentos valiosos para os estudos geomorfológicos e hidrográficos. Para Brasil (2017) tal precisão pode ser explicada pelos exaustivos e onerosos trabalhos que foram aplicados na elaboração dessas cartas topográficas, utilizando a aerofotogrametria de triangulação e um forte apoio técnico em solo para validar os dados coletados pelos sensores imageadores.

Os principais produtos cartográficos elaborados na presente pesquisa foram o Modelo Digital do Terreno (MDT), o mapa Hipsométrico, o mapa Clinográfico e o mapa Geomorfológico, todos inseridos no texto em tamanho do formato A3 (297 x 420), na orientação paisagem, para melhor visualização das informações.

8.1 GERAÇÃO DO MODELO DIGITAL DO TERRENO

Para a geração do Modelo Digital do Terreno foi inicialmente produzida a Rede Irregular Triangular (*Triangular Irregular Network – TIN*). Para Silva e Rodrigues (2009) nesse processo, os valores das amostras são mantidos e as conexões dos pontos formam triângulos em uma estrutura vetorial do tipo arco-nó. Nesse processo de geração do TIN foi utilizada a triangulação Delaunay com linha de quebra.

Fitz (2008) relata que a partir do MDT podem ser obtidas informações qualitativas do terreno, mediante visualizações planares, e informações quantitativas da superfície, como o cálculo da declividade e da orientação de vertentes. Esse autor destaca que o MDT confere valores digitais *z* (elevação) para a porção da superfície terrestre trabalhada com sua localização geográfica (*x,y*) conhecida.

Os mapas hipsométrico e clinográfico foram obtidos a partir da geração de um arquivo *Raster* através da interpolação das informações contidas nas curvas de níveis, com equidistância de 10 metros, e nos pontos cotados, tendo sido usado para tal função o interpolador *Topo to Raster*, que em conjunto com o detalhamento de 10 m para cada *pixel*, representou de forma satisfatória todas as classes e unidades estabelecidas nesta pesquisa.

Após a geração do arquivo *Raster*, com o auxílio de operações realizadas em ambiente SIG, foi obtido também o modelo de relevo sombreado. Posteriormente, foram estabelecidas as classes e unidades dos mapas hipsométrico, clinográfico e geomorfológico.

8.2 ELABORAÇÃO DO MAPA HIPSOMÉTRICO

O mapa hipsométrico foi elaborado a partir do estabelecimento de classes altimétricas que foram representadas por meio das informações contidas no arquivo *Raster* gerado previamente. As classes de altimetria foram delimitadas com o intuito de preservar ao máximo as características do relevo e para a visualização das formas de maior interesse, que possibilitaram a análise de possíveis configurações morfoestruturais e/ou morfotectônicas na área de estudo, desde as altitudes menos expressivas nas planícies flúvio-marinhas até os mais altos topos das primeiras elevações leste do Planalto da Borborema.

Nesse sentido, foram utilizados intervalos variáveis para melhor especializar as altitudes de interesse. Utilizou-se intervalos iniciais de 0 até 10 m para uma representação mais eficiente das áreas de inundação e de maior ocorrência de deposição de sedimentos quaternários, posteriormente de 10 m até 30 m e de 30 m até os 60 m, o que possibilitou a observação clara das transições altimétricas entre áreas menos elevadas da Planície Costeira e da Depressão Leste do Borborema para as mais elevadas dos Tabuleiros Litorâneos e das primeiras elevações do Planalto da Borborema, respectivamente. A partir daí foram lançados intervalos fixos de 40 m, até o limite de 380 m.

A escolha dessas classes baseou-se na configuração do relevo da área de estudo, que apresenta menores elevações na sua região costeira e nos baixos cursos dos rios regionais, sendo possível a distinção dessas formas pelo aumento gradual nos valores nas classes estabelecidas.

No estabelecimento das cores para representar cada classe altimétrica, foram consideradas as orientações de Fitz (2008), no qual, recomenda que as baixas altitudes devem ser representadas em tons de verde passando, gradualmente, para o amarelo; as médias altitudes com tons amarelados até avermelhados e as altas altitudes com tons avermelhados até marrom.

8.3 ELABORAÇÃO DO MAPA CLINOGRÁFICO

Valeriano (2008) descreve a declividade como o ângulo de inclinação superficial de um local em relação ao plano horizontal, podendo ser representado em graus ou porcentagem. A declividade expressa no mapa clinográfico, na presente tese, está representada em porcentagem. Para o estabelecimento das classes de declividade foram utilizadas as definições sugeridas pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) (BRASIL, 2006), a seguir:

1. **Plano a suave ondulado:** topografia na qual os desníveis são muito pequenos, com declividades variáveis e superfície pouco movimentada, constituída por conjunto de colinas e/ou outeiros (elevações de altitudes relativas até 50 m e de 50 a 100 m, respectivamente), apresentando declives suaves, predominantemente, de 0 a 8%.

2. **Ondulado:** superfície de topografia pouco movimentada, constituída por conjunto de colinas e/ou outeiros (elevações de altitudes relativas até 50 m e de 50 a 100 m, respectivamente), apresentando declives suaves, predominantemente, de 8 a 20%.

3. **Forte ondulado:** superfície de topografia movimentada, formada por outeiros e/ou morros (elevações de 50 a 100 m e de 100 a 200 m de altitudes, respectivamente) e raramente colinas, com declives fortes, predominantemente, de 20 a 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 e muito fortes, predominantemente, de 45 a 75%.

5. **Escarpado:** áreas com predomínio de formas abruptas, compreendendo superfícies muito íngremes e escarpamentos, tais como: aparados, frentes de cuevas, falésias, vertentes de declives muito fortes, usualmente ultrapassando 75%.

Os padrões de declividade auxiliaram no entendimento das relações entre a evolução do relevo e a rede de drenagem, visto que regiões com intensa incisão dos canais fluviais por influência morfoestrutural ou morfotectônica, tendem a apresentar níveis de declividade mais acentuados.

8.4 ELABORAÇÃO DO MAPA GEOMORFOLÓGICO

O mapa geomorfológico da área de estudo foi elaborado com base na metodologia proposta por Ross (1992) e suas adaptações já comentadas. Sua confecção teve como base cartográfica as informações geológicas apresentadas por BRASIL (2014a) e BRASIL (2014b); as 21 cartas topográficas na escala de 1:25.000 (Fig. 1, pág. 29); os mapas hipsométrico e clinográfico e o Modelo Digital do Terreno.

De posse desse material, foram extraídos os respectivos táxons de ordem superior, as Morfoestruturas (1º táxon) e as Morfoesculturas (2º táxon) e, posteriormente, os táxons de menor expressividade de área, que estão ligados a processos de formação mais recentes, sendo eles os Padrões de Forma de Relevo (3º táxon) e os Tipos de Forma de relevo (4º táxon).

É necessário reiterar que na presente tese foi apresentado até o 4º táxon, dos 6 apresentados por Ross (1992). Tal fato tem explicação na escala de análise adotada para essa pesquisa, que não permite a espacialização satisfatória dos elementos do 5º e 6º táxons no mapa geomorfológico.

As morfoestruturas foram estabelecidas a partir da análise das informações contidas no mapeamento geológico das Folhas Guarabira e Cabedelo na escala de 1:100.000 elaboradas, respectivamente, por Brasil (2014a) e Brasil (2014b). Nessa etapa foram delimitadas e espacializadas no mapa as principais estruturas geológicas, nas quais os processos de esculturação do relevo atuam de forma diferenciada. Para a delimitação dessas estruturas foram vetorizados os contornos das principais estruturas geológicas nos mapas geológicos base e posteriormente definidas as morfoestruturas.

Definidas as morfoestruturas que dão base para o desenvolvimento do relevo da área, se procedeu o estabelecimento do 2º táxon, as morfoesculturas, que representam os conjuntos de formas de relevo que dominam a paisagem de uma região. Elas compreendem as formas mais antigas e generalizadas sobre cada morfoestrutura. Essas formas foram individualizadas em conjuntos específicos posteriormente no 3º táxon.

Na elaboração das morfoesculturas foi realizada uma análise das informações contidas nos mapas geológicos, hipsométrico e clinográfico da área de estudo. Além disso, se fez necessário também observar as formas contidas no Modelo Digital do Terreno (MDT) e, por fim, a realização de trabalhos de campo para verificar tais feições *in loco*, com o intuito de corrigir possíveis falhas de interpretação do material cartográfico. Após a realizações dessas

etapas se obteve o conhecimento necessário sobre as espacializações das unidades litológicas, o que possibilitou a delimitação das morfoestruturas.

As morfoesculturas podem receber as denominações, com os devidos cuidados, das classificações geomorfológicas já vigentes; um exemplo a ser considerado na presente tese é a denominação da morfoescultura Tabuleiros Litorâneos, que se desenvolve sobre as rochas sedimentares da Formação Barreiras.

Para delimitação dos Padrões de Formas do Relevo, 3º táxon, que representam formas de relevo com menor extensão em área e mais jovens que os conjuntos mais amplos representados pelas morfoesculturas, se fez necessário realizar uma distinção preliminar das formas geradas por acumulação e denudação.

Primeiramente foram realizadas observações no mapa geológico para visualizar a espacialização dessas formas distintas na área de estudo, e em um segundo momento foram realizadas análises no MDT, no mapa clinográfico, no mapa hipsométrico e visitas à campo para, só então, delimitar e distinguir as áreas de dissecação e agradação.

É importante frisar que essa primeira etapa tem como objetivo distinguir as áreas de agradação e denudação, além das morfologias de topo e a distribuição dessas formas. A partir dessas informações é possível individualizar no mapa os diferentes Padrões de Formas do Relevo dominantes em cada setor das morfoesculturas na área de estudo.

Estabelecidos os Padrões de Formas do Relevo, 3º táxon, se torna possível analisar as formas mais recentes consideradas no mapeamento dessa tese, os Tipos de Formas do Relevo, 4º táxon. Nessa etapa são analisados cada estágio de dissecação das formas que compõe o conjunto de formas do 3º táxon.

Isso torna-se possível com a aplicação do Índice de Dissecação do Relevo sobre os Padrões de Formas Relevo (3º táxon). Por meio desse procedimento, cada Tipo de Forma do Relevo será individualizado dentro dos padrões mais abrangentes através da combinação de suas características de entalhamento médio dos vales e suas respectivas dimensões interfluviais médias (Quadro 2, pág. 68), ou seja, dependendo da intensidade de dissecação podem existir padrões distintos de colinas dentro do 3º táxon, com diferentes dimensões e idades, e essa diferenciação é representada pelos valores obtidos no 4º táxon.

Para obtenção dos valores da dimensão interfluvial média e do entalhamento médio do vale no Índice de Dissecação do Relevo é necessário traçar um perfil transversal na porção média do canal escolhido para a análise.

Para se obter a dimensão interfluvial média é necessário calcular a extensão do segmento a partir do talvegue até o ponto mais elevado do interflúvio direito e depois repetir a operação para o interflúvio do lado esquerdo. De posse desses dois valores se realiza a soma e o resultado deve ser dividido por 2. Assim se obtém o valor da dimensão interfluvial média.

Para o cálculo do entalhamento médio do vale, sobre o perfil traçado para obter a dimensão interfluvial média, se calcula o valor de altitude do talvegue e, posteriormente, se calcula as diferenças altimétricas entre o talvegue e os pontos mais elevados dos interflúvios do lado direito e esquerdo. No passo seguinte deve ser realizada a soma dos valores das diferenças altimétricas obtidas e depois a divisão desse resultado por 2. Assim se obtém o valor do entalhamento médio do vale nesse perfil.

Dessa forma, concluído o 3º táxon, aplica-se o Índice de Dissecação do Relevo e se determina o 4º táxon, que será representado por números; assim, os Padrões de Formas de Relevo foram identificados por letras maiúsculas e minúsculas e acompanhados por números que determinaram seu índice de dissecação em setores distintos, ou seja, como se apresenta cada Tipos de Forma do Relevo.

As morfoestruturas e morfoesculturas foram representadas no mapa geomorfológico através do estabelecimento de padrões de cores distintas para cada padrão de forma de relevo derivados dessas unidades maiores e sobre esses padrões foram indicados os tipos de forma de relevo, através dos valores numéricos obtidos com a aplicação do índice de dissecação do relevo.

8.5 APLICAÇÃO DOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

A aplicação de índices morfométricos é a ferramenta mais apropriada para analisar as formas de relevo e a rede de drenagem de maneira quantitativa, podendo os mesmos revelarem as mais sutis mudanças nessas duas variáveis, que podem ser desencadeadas por influências estruturais ou tectônicas.

8.5.1 Índice Relação Declividade/Extensão (RDE)

No contexto das análises morfométricas, o índice Relação Declividade/Extensão (RDE) vem apresentando grande relevância. Na Geomorfologia, parâmetros morfométricos são utilizados de forma a viabilizar quantitativamente o ajuste das formas aos sistemas naturais. O

índice RDE proposto por Hack (1973) permite a correlação do substrato litológico e a incidência de movimentações crustais na conformação de patamares ao longo dos canais fluviais (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004, ANDRADES FILHO, 2010).

Os estudos dos perfis longitudinais de rios foram apresentados inicialmente nos trabalhos de Leopold e Wolman (1957), Howard (1980), Christofolletti (1981) entre outros, utilizando abordagens que relacionaram as variações de altimetria entre a cabeceira e a foz dos canais fluviais com seu comprimento longitudinal.

Dessa forma é possível estabelecer se o processo de incisão que controla o desenvolvimento do canal está associado a alguma diferenciação litológica ou interferências tectônicas. Font e Lagarde (2010) reforçam que em áreas com baixas taxas de elevação, os fluxos são caracterizados por valores de RDE mais baixos, enquanto os fluxos em áreas com taxas de elevação alta ou intermediária os valores desse índice são mais altos. Para escolha do canal onde será aplicado o índice deve-se proceder subjetivamente, de acordo com as condições de cada canal e do entendimento do pesquisador (McKEOWN *et al.*, 1988).

Para a determinação do RDE, inicialmente, o índice é aplicado na totalidade dos cursos dos rios e riachos selecionados ($RDE_{total} - RDE_t$) e posteriormente em segmentos determinados pelo pesquisador nesses canais fluviais ($RDE_{segmento} - RDE_s$) (Figura 20). Obtidos os resultados de RDE_s , Martinez (2005) estabelece que esse valor deve ser dividido pelo RDE_t , sendo considerado com forte evidência de influência estrutural ou tectônica na sua configuração o trecho do canal que obtiver valor igual ou superior a 2.

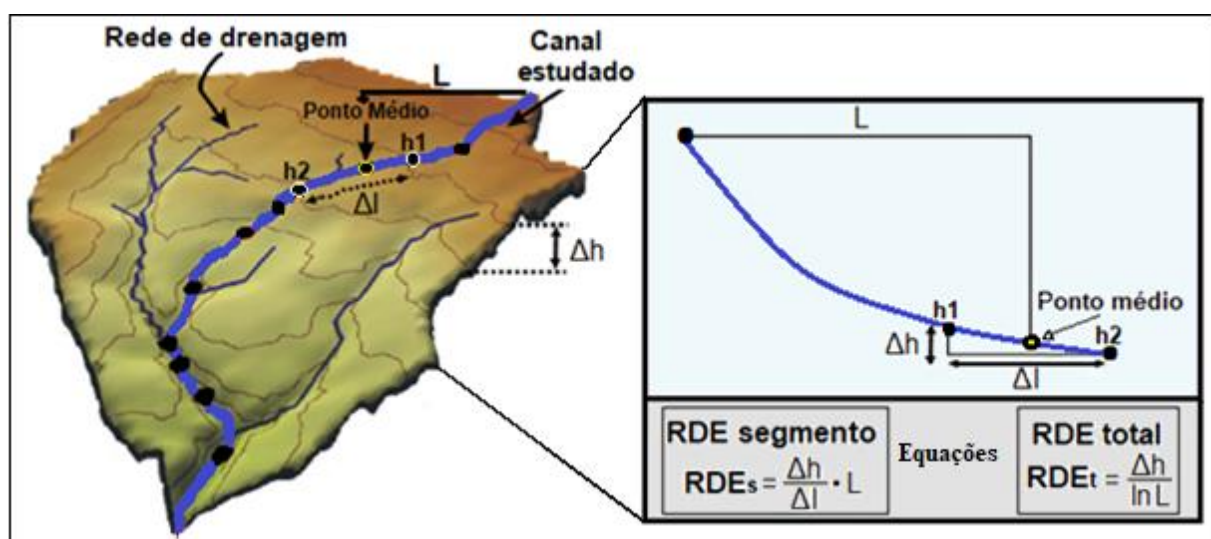


Figura 20 – Parâmetros do cálculo do índice RDEs/RDEt. **Fonte:** adaptado de Font e Lagarde (2010).

Na obtenção do RDE_t , Δh é a diferença altimétrica total do curso estudado (cabeceira e a foz), $\ln$ corresponde ao valor do logaritmo natural extraído de toda extensão do canal e L é o comprimento total do canal em metros considerando sua sinuosidade. Na equação para obtenção do RDE_s , Δh representa a diferença altimétrica entre os dois pontos do segmento do canal em que o índice está sendo calculado, Δl corresponde ao comprimento em metros do segmento analisado e L é o comprimento total em metros do curso de água à montante do ponto médio para o qual o índice está sendo calculado.

Sebeer e Gornitz (1983) estabeleceram duas categorias de intensidades para os valores de RDE. Os valores que caracterizam anomalias de 2ª ordem, iguais ou superiores a 2 e menores que 10; e os correspondentes a anomalias de 1ª ordem, com valores iguais ou superiores a 10. Dessa forma, os valores obtidos maiores que 2, devem levar o pesquisador a analisar, em campo, possíveis desníveis (*knickpoints*) que podem ter, dentre outras causas, a influência direta de eventos tectônicos ou de heranças estruturais (HARTWIG; RICCOMINI, 2010).

As aplicações do RDE_t e RDE_s se deram com a extração dos valores necessários a partir do cruzamento das informações altimétricas e da rede de drenagem. Para tanto, primeiro foi selecionado no *software* a drenagem a ser analisada e extraído seu valor altimétrico de cabeceira e foz e, posteriormente, foi extraído os outros valores necessários, a exemplo do comprimento total da drenagem e seus respectivos segmentos. De posse desses valores, respeitando cada etapa, eles foram inseridos nas fórmulas correspondentes e obtidos os resultados.

8.5.2 Índice Razão Fundo/Altura de Vale – RFAV

O índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV) pode ser utilizado para investigar a razão entre o aprofundamento do canal fluvial e sua abrangência lateral, ou seja, a erosão de suas margens. Para Bull e McFadden (1977), proponentes desse índice, o rio que estiver exercendo um aprofundamento acelerado do seu leito está sob influência do aumento da energia da corrente que pode ser resultado de soerguimentos por influência tectônica, porém, caso o rio esteja erodindo suas margens e estabelecendo certa sinuosidade ao canal, significa que o mesmo representa um fluxo em equilíbrio.

Diversos autores têm utilizado esse índice para avaliar transversalmente os canais fluviais, a exemplo de Barbosa (2013) (litoral sul do Estado da Paraíba); Silva e Girão (2016) (baixo curso do rio Capibaribe, Estado do Pernambuco) e Furrier e Cuervo (2018) (região de Cartagena de Indias, Colômbia). As duas primeiras pesquisas foram desenvolvidas em áreas

emersas de margens passivas e a terceira em margem ativa, nas quais os valores de RFAV obtidos revelaram maior probabilidade de influência tectônica devido a uma maior incisão nos vales dos canais fluviais analisados, demonstrando respostas coerentes diante dos diferentes ambientes analisados.

Os valores mais baixos de RFAV são os que indicam maior desequilíbrio no canal fluvial (EL HAMDOUNI *et al.*, 2008). Silva *et al.* (2003) revelam que valores baixos (<1,0) representam vales em forma de V, o que sugere que estão sob influência tectônica, enquanto que valores mais altos (>1,0) são comuns em vales que apresentam forma de U, o que seria um indicativo de erosão lateral e estabilidade do canal. O cálculo desse índice pode ser efetuado através da equação que segue (Figura 21).

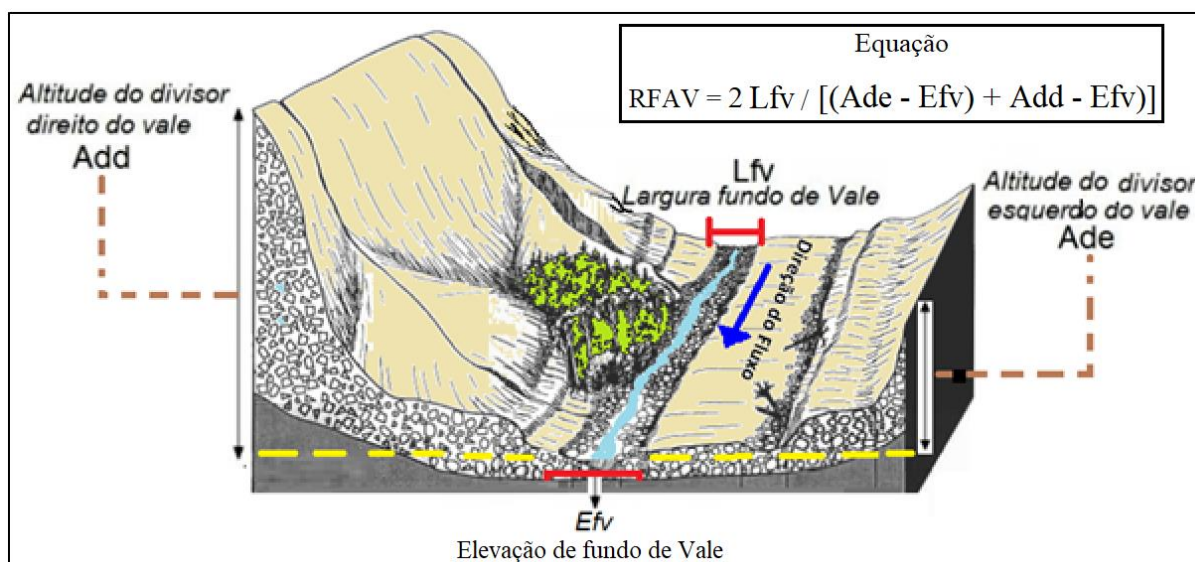


Figura 21 – Fórmula matemática e procedimentos de medida para obter os valores do índice RFAV. **Fonte:** adaptado de Grant e Swanson (1995).

Na equação, L_{fv} representa a largura do fundo de vale, Ade é a diferença altimétrica entre a cota do divisor de água esquerdo e a altura do fundo do vale, Add é a diferença altimétrica entre a cota do divisor de água direito e a altura do fundo do vale e, E_{fv} é o valor de elevação do fundo do vale em relação ao nível do mar.

Para obtenção desses valores foram utilizadas ferramentas disponíveis em *softwares* que permitiram a determinação da largura do fundo do vale, considerando a abrangência do seu leito menor na área onde foi traçado o perfil transversal para determinação do índice e depois obtidas as medidas de altitudes dos divisores direito e esquerdo e a elevação do fundo do vale. De posse desses valores, os mesmos foram inseridos na fórmula, realizados os cálculos e obtidos os resultados.

É válido lembrar que esse índice deve ser aplicado em litologia homogênea ou similar em ambos os lados e no leito do canal, visto que rochas de diferentes tipos e, conseqüentemente, com resistências variadas a erosão podem estabelecer variações conspícuas nos atributos utilizados para a mensuração dos parâmetros de RFAV.

8.5.3 Índice Fator de Assimetria – FA

O índice Fator de Assimetria (FA) estabelece uma relação direta entre a localização do canal principal de um rio e a área total da bacia (Figura 22a), logo são consideradas assimétricas as bacias que apresentam canais principais deslocados de forma acentuada para direita ou para esquerda da área (Figura 22b). O Fator Assimétrico é definido pela seguinte equação (Figura 22c):

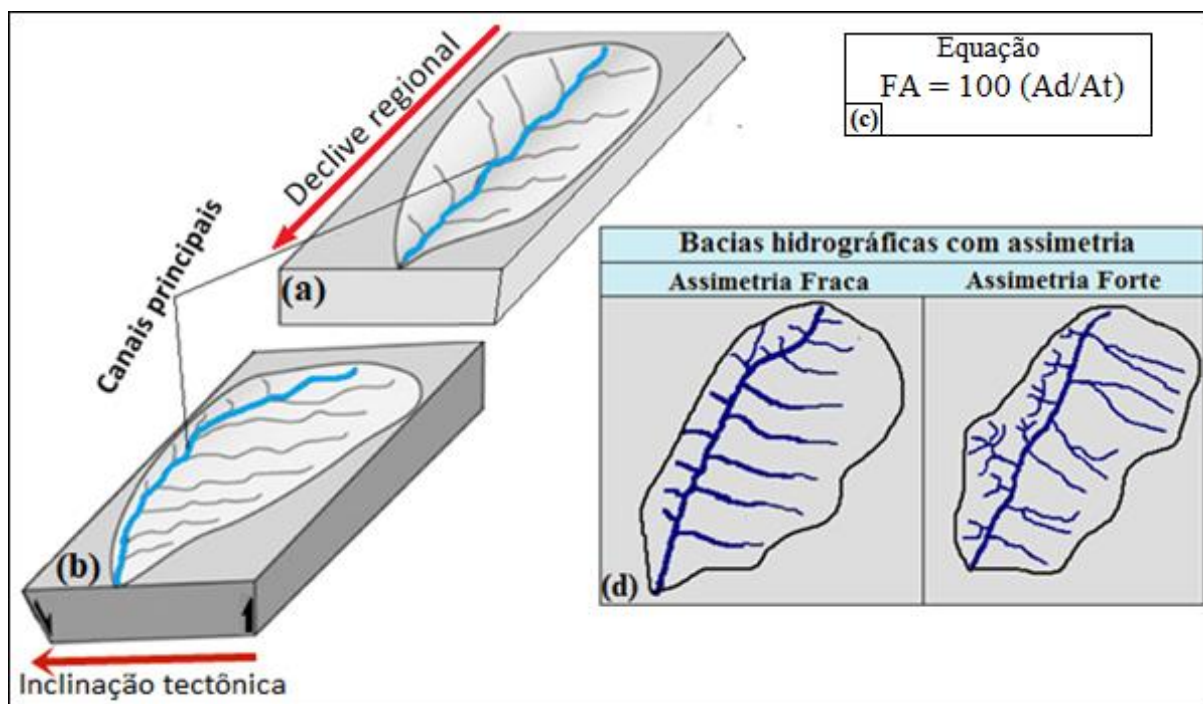


Figura 22 – Resposta da rede de drenagem ao soerguimento ao longo de uma linha de falha. **Fonte:** adaptado de Mahmood e Gloaguen (2011) e Soares e Fiori (1976).

Na fórmula, a expressão *FA* corresponde ao Fator de Assimetria, *Ad* é a extensão territorial da área direita do rio e *At* corresponde a área total da bacia de drenagem. Soares e Fiori (1976) consideram que a presença de formas diferenciadas dos canais tributários de ambos os lados do canal principal reforça a intensidade da assimetria da bacia (Figura 22d).

Os valores de *FA* próximos a 50 indicam 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).

Em uma situação hipotética, se uma bacia tem 100 km² de área total e apenas 30 km² na margem direita do canal principal, significa que o valor de FA será 30 e o basculamento tectônico estará deslocado para a parte esquerda da bacia, que abrangerá 70 km² da área total.

Andrades Filho (2010) estabeleceu classes de intensidades para o FA. Para esse autor, 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. De outro modo, 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. Por fim a assimetria alta, na qual o FA se distancia mais de 15 pontos do valor de referência, portanto uma bacia com FA = 67 corresponde a uma assimetria alta com valor de 17 pontos, o que confere um basculamento para o lado direito da bacia, já que o valor é maior que 50.

Para obtenção dos valores das áreas da margem direita e total das bacias estudadas, foi efetuada inicialmente a vetorização da área total das bacias e posteriormente seu cálculo de área em km². Posteriormente essa operação foi repetida apenas no lado direito da bacia. Dessa forma, se obteve os valores de área total e do lado direito da bacia que foram lançados na equação, realizado os cálculos e estabelecidos os resultados.

8.6 ANÁLISES DE CAMPO

Para subsidiar as informações contidas no material cartográfico foram realizadas 35 idas a campo em dias distintos, entre os anos de 2016 e 2019, totalizando em torno de 150 pontos visitados, o que compreendeu um alcance considerável em todas as regiões da área de estudo (Figura 23).

Nessa etapa foi possível verificar, em cada área, as principais características das formas de relevo e da rede de drenagem em relação às condições climáticas e litológicas, além do registro de formas que sugerem a atuação de processos tectônicos agindo em conjunto com os elementos citados. Com essa integração entre análises remotas e apoio em campo, foram elaborados mapas que representam de forma satisfatória o interesse de pesquisa no qual a presente tese se baseia.

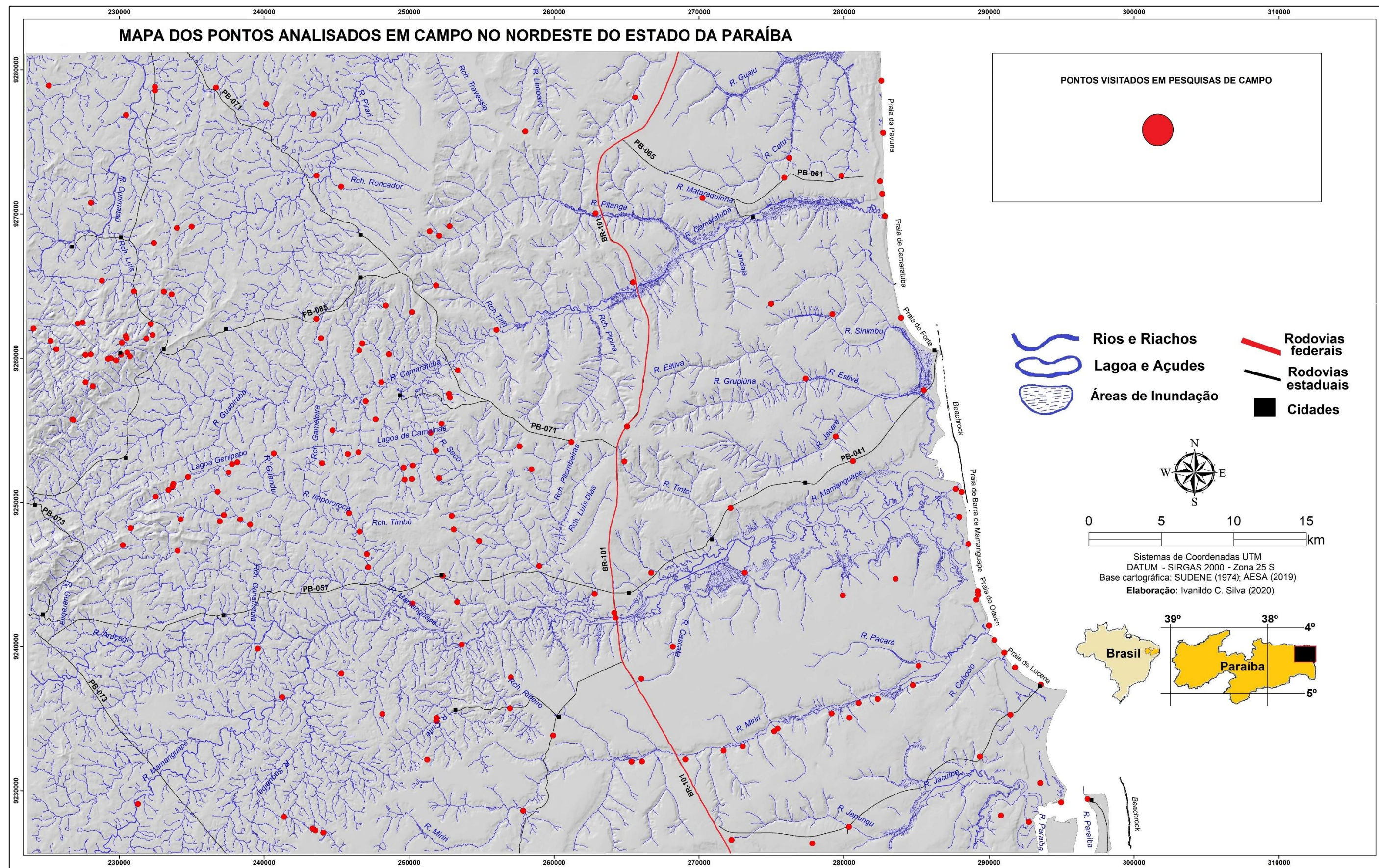


Figura 23 – Localização dos pontos visitados nas análises de campo. **Elaboração:** Ivanildo Costa da Silva (2020).

9 RESULTADOS E DISCUSSÕES

A apresentação e discussão dos resultados na presente tese se deram em três etapas. Em primeiro plano foi realizada uma análise morfológica geral do relevo e da rede de drenagem de toda região Nordeste do Estado da Paraíba. A base para essa análise foram as informações contidas no material cartográfico produzido. Por meio desse material foi possível visualizar e correlacionar as estruturas geológicas regionais e seus efeitos generalizados sobre o relevo e a hidrografia, a exemplo das principais zonas de cisalhamento estabelecidas no mapa geológico e as áreas de alinhamentos de relevo e da rede de drenagem visualizados no MDT e nos mapas de altimetria e declividade.

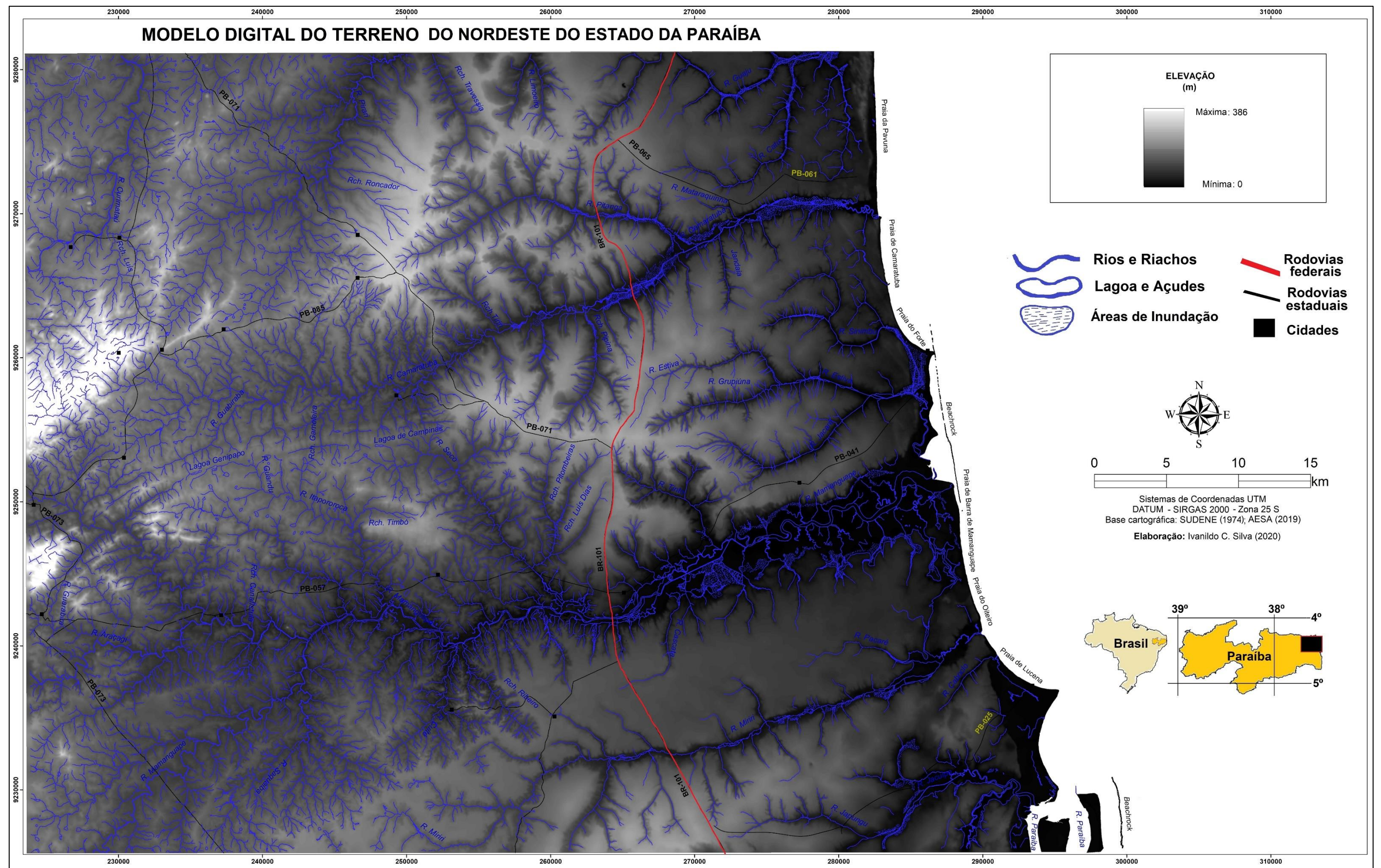
Essa etapa foi iniciada com uma discussão sobre a configuração do relevo e da rede de drenagem visualizadas no MDT e, posteriormente, foi discutida com maior ênfase através do mapa hipsométrico a configuração altimétrica da região, por meio de uma análise setorizada de cada interflúvio que divide os rios de maior importância da área de estudo. Por último, foram realizadas as devidas correlações dos elementos analisados com a declividade da área de acordo com as informações presentes no mapa clinográfico.

Em um segundo momento se procedeu com as análises conjuntas de parâmetros morfológicos e morfométricos das bacias e sub-bacias hidrográficas selecionadas para aplicação dos índices morfométricos. Nessa etapa o objetivo foi discutir os valores numéricos extraídos que, além de boa aceitação na ciência geomorfológica, têm demonstrado grande capacidade de estabelecer quantitativamente o caráter morfoestrutural e/ou morfotectônico de bacias hidrográficas.

A terceira e última fase dos resultados consistiu na apresentação e discussão do mapa geomorfológico que, segundo Ross (1992), é um documento síntese da pesquisa geomorfológica. 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.

9.1 ANÁLISE MORFOLÓGICA DO RELEVO E DA HIDROGRAFIA DO NORDESTE DO ESTADO DA PARAÍBA

Para uma análise morfológica ampla e introdutória do relevo e da hidrografia da área de estudo foram observadas as características apresentadas pelo Modelo Digital do Terreno. Por meio desse produto cartográfico foi possível observar consideráveis variações altimétricas entre os interflúvios que separam os rios regionais, tanto na área dos Tabuleiros Litorâneos (leste) como nas litologias cristalinas (oeste) (Figura 24).



Brito Neves *et al.* (2004) sugerem que esse caráter, que remete a feições morfoestruturais e morfotectônicas do relevo, foi desenvolvido a partir da reativação no Terciário (Paleógeno/Neógeno), de antigas linhas de falhas inversas e zonas de cisalhamento de direção E-W a ENE-WSW da fase final do Ciclo Brasileiro, que foram aproveitadas na implantação e no desenho do sistema tafrogênico. A estruturação dessas falhas antigas foi reaproveitada pelas reativações Terciárias que foram remobilizadas e ordenou o esquema de altos e baixos estruturais e, conseqüentemente, influenciou toda hidrografia regional.

O exposto acima retrata de forma exemplar a possível estruturação do relevo na área de estudo. Furrier *et al.* (2006) observaram em análises de cartas topográficas e modelos digitais de elevação que nos Tabuleiros Litorâneos da Paraíba ocorre um comportamento do relevo semelhante a um teclado de piano, com setores soerguidos e rebaixados alternadamente, separados pelos principais rios perpendicularmente à linha de costa.

Nesse sentido, a rede de drenagem da área de estudo também apresenta fortes indícios de estar sendo influenciada por essa estruturação do relevo. Tal constatação se dá pela observação da morfologia, incisão e extensão dos canais fluviais instalados em lados opostos dos interflúvios principais da região sedimentar. Outra evidência de estruturação que pode ser observada é a direção diferenciada que o riacho Pitombeiras e seus afluentes assumem em relação ao fluxo dos rios regionais (Fig. 24, pág. 96). Segundo Brasil (2014b) alguns desses riachos estão encaixados em linhas de falhas que os condicionam a ter tal direcionamento, além de impor uma configuração retilínea de seus canais principais.

Esses riachos são afluentes do rio Seco e estão inseridos na porção central da área de estudo, no interflúvio que divide os rios Camaratuba e Mamanguape. Além das evidências morfológicas e de direcionamento desses canais, Brasil (2014b) também mapeou falhas tectônicas na sub-bacia do rio Seco, onde foi encontrado um *knickpoint* expressivo (a ser tratado mais adiante), o que explica tais morfologias anômalas, mostrando se tratar de relevo com morfologias que remetem a formas morfotectônicas.

Na área sedimentar, no interflúvio dos rios Miriri e Mamanguape (principalmente no baixo e médio curso do Miriri), é possível notar que a hidrografia das respectivas margens norte e sul apresentam canais, predominantemente, de 1ª e 2ª ordens, seguindo a classificação de Strahler (1952), ou seja, pouco desenvolvidos, com tributários de pequena extensão e com inflexões nos seus alto cursos que modificam suas direções relativas de E-W para NW-SE, na

porção sul do interflúvio (afluentes do rio Miriri) e de E-W para NE-SW na porção norte (afluentes do rio Mamanguape). Essas inflexões sugerem que os altos cursos nos rios da região estão instalados em direcionamento estabelecidos por falhas encobertas pelos sedimentos miocênicos da Formação Barreiras, desenvolvidas pelas reativações das antigas linhas de falhas brasileiras.

Essas características de baixa ordem hierárquica que rede de drenagem assume é uma resposta à modesta energia disponibilizada pela altimetria baixa desse interflúvio aos fluxos hídricos, que diminui seu poder de erosão e desenvolvimento dos canais (Fig. 24, pág. 96). Tal suposição se dá pelo fato da rede de drenagem instalada nos interflúvios Mamanguape/Camaratuba e Miriri/Jacuípe, sobre mesma litologia e moldada pelas mesmas influências climáticas, apresentarem hidrografia mais desenvolvida, com canais predominantes de 3ª ordem e incisão dos vales em forma de V, uma resposta a alta energia disponibilizada pela altimetria do relevo nessas áreas.

Por meio do MDT, também é possível observar as manifestações da atuação do lineamento Patos e suas zonas de cisalhamento associadas sobre a litologia cristalina. Observa-se com grande evidência os lineamentos generalizados no relevo e na hidrografia sobre as estruturas geradas por esse lineamento principal, que atingem de forma inquestionável também as rochas sedimentares da Formação Barreiras, sendo assim mais uma evidência de que essas estruturas antigas foram reativadas tectonicamente e afetaram os sedimentos miocênicos estabelecendo, em alguns locais, formas relevo de conotação morfotectônica.

Esse fato e as diferenciações altimétricas que controlam a intensidade da energia liberada para os fluxos de água desenvolveram os canais de drenagem e as formas de relevo na área de estudo são evidenciados também ao se analisar o mapa hipsométrico (Figura 25).

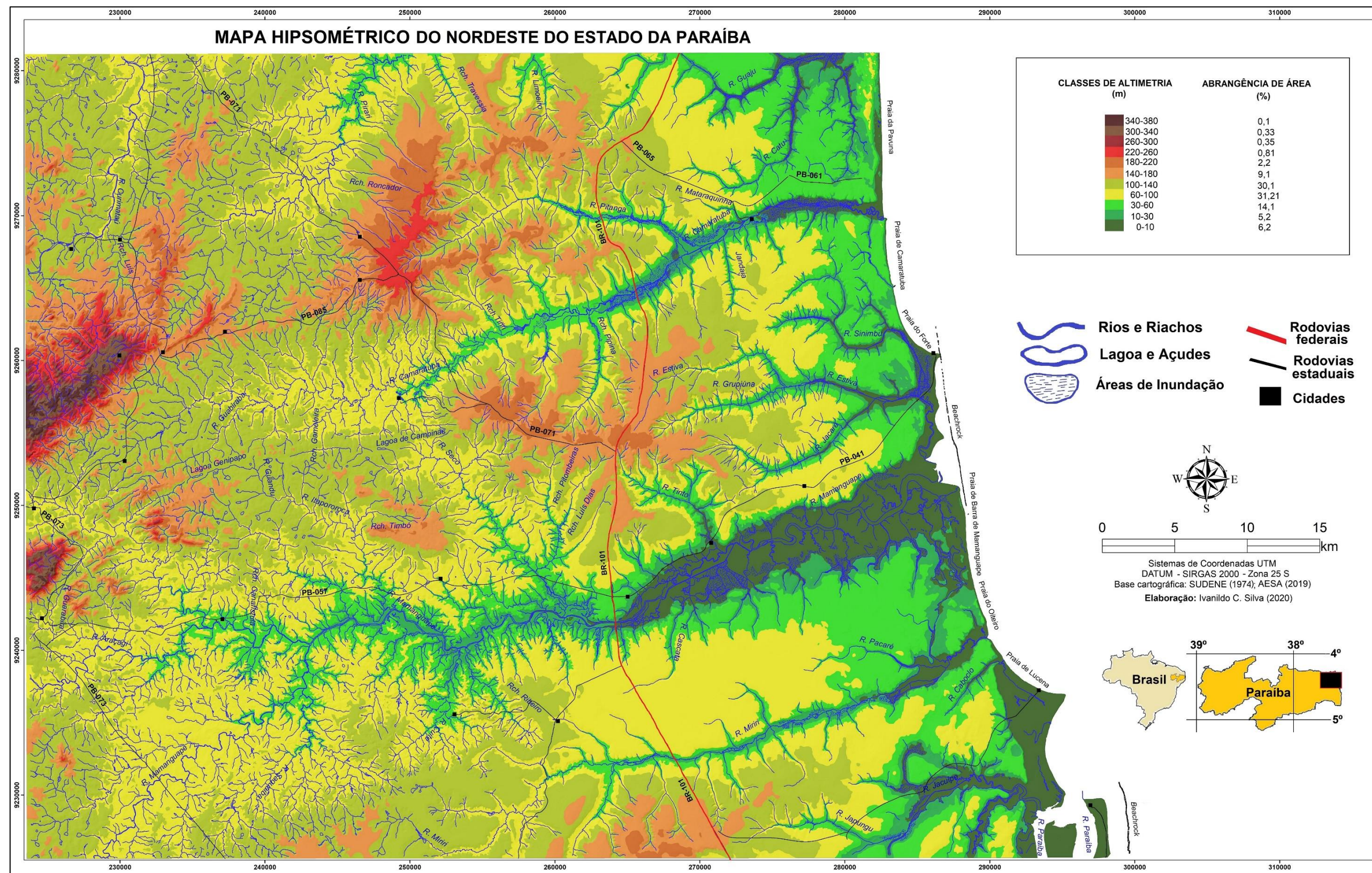


Figura 25 – Mapa hipsométrico da área de estudo. **Elaboração:** Ivanildo Costa da Silva (2020).

O mapa hipsométrico apresentou uma gama de informações sobre o modelado geomorfológico da área de estudo, sobretudo em relação ao contexto estrutural da litologia e as conotações tectônicas regionais. Seguindo os compartimentos altimétricos delimitados pelos principais rios da área de estudo temos no sentido N-S as seguintes configurações do relevo e da rede de drenagem:

1 - Área a norte do rio Camaratuba – Nessa área estão localizadas as cotas mais elevadas do relevo da área de estudo. A altimetria máxima chega aos 386 m em picos isolados do extremo oeste da região, onde aparecem as primeiras elevações do Planalto da Borborema. Na área sedimentar a altitude máxima nesse interflúvio chega a 245 m na divisa das bacias dos rios Pitanga e Pirari, nas proximidades da cidade de Jacaraú-PB.

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 altos cursos dos rios Camaratuba, Curimataú e Pirari. No alto curso do rio Curimataú, Brasil (2014b) mapeou falhas tectônicas com direcionamentos NW-SE e NE-SW, os mesmos assumidos pela rede de drenagem (Figura 26).

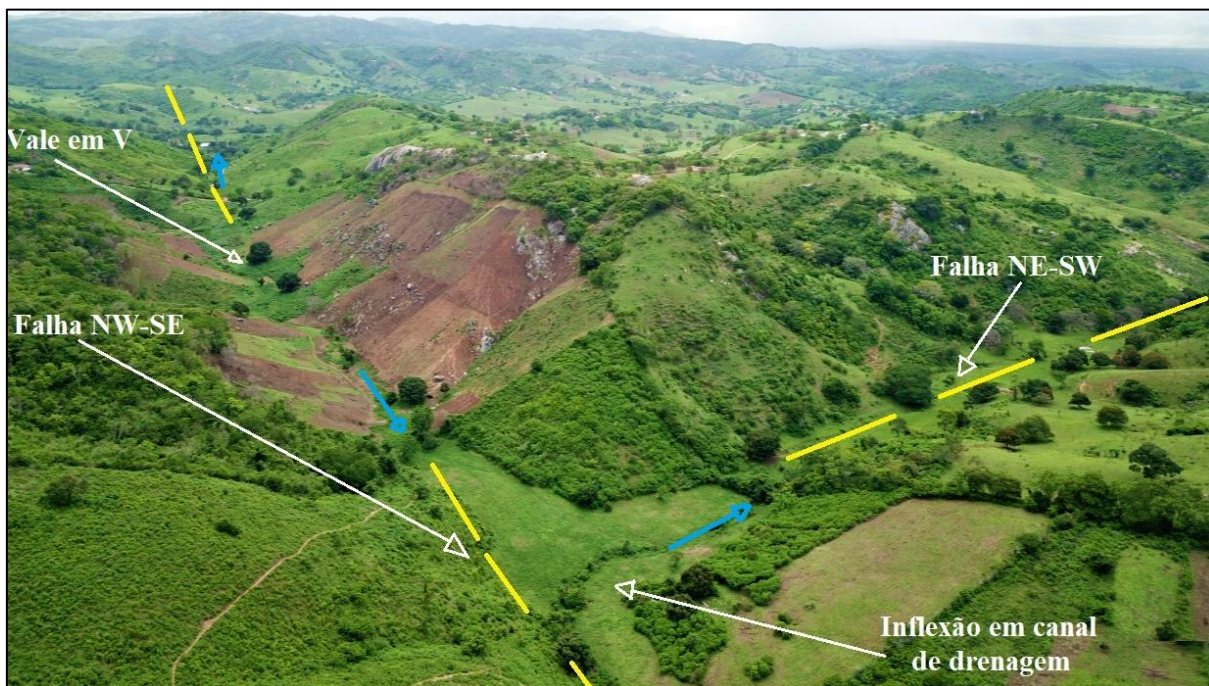


Figura 26 – Relevo morfotectônico sugerido pela formação de vales em V desenvolvidos sobre segmentos de falha mapeadas por Brasil (2014b) (linhas amarelas). Sentido dos fluxos: setas azuis. Município de Belém-PB. **Fonte:** Ivanildo C. Silva (2019).

Além dessas estruturas maiores também existem em diversas áreas dessa região, manifestações de formas menores que deixam sugerem, pelo contexto tectônico regional, uma conformação morfotectônica do relevo local, a exemplo de blocos rebaixados, trechos de riachos de 1ª ordem que exibem vales encaixados e canais retilíneos e a existência desníveis abruptos alinhados a esses vales que reforçam a probabilidade do ajuste desses canais a movimentações tectônicas (Figura 27).

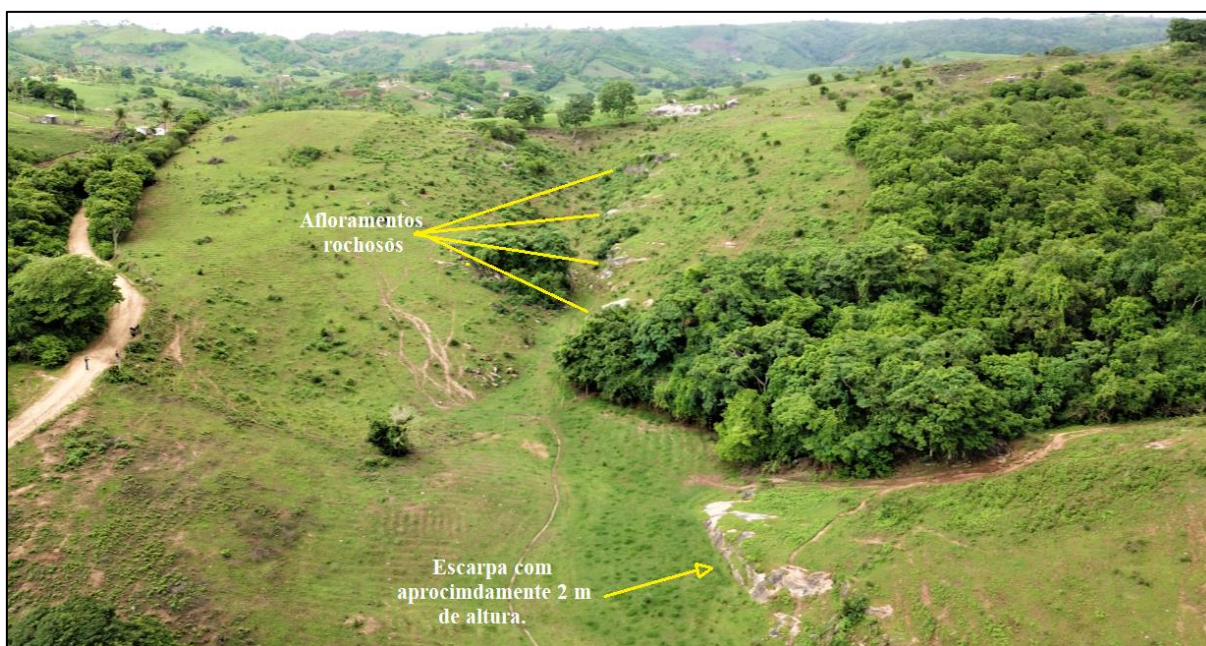


Figura 27 – Pequena escarpa alinhada a um vale retilíneo que exhibe afloramentos rochosos no sítio Serrote, município de Belém-PB. **Fonte:** Ivanildo C. Silva (2019).

Essas formas de relevo encontradas sugerem que essa região está sob forte influência de controle estrutural e exhibe 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.

Outro exemplo dessas manifestações em canal de 1ª ordem, próximo ao local apresentado anteriormente, pode ser observado no alto curso de rio Pirari, no município de Caiçara-PB. Trata-se de uma inflexão abrupta desse canal que desloca seu curso do sentido aproximado de NE-SW para N-S, em decorrência, à primeira vista, da estruturação litológica regional. É possível visualizar que a drenagem de primeira ordem se adequa ao mesmo direcionamento estabelecido pela litologia sem, no entanto, demonstrar características diretas de atuação de atividade tectônica, tratando-se, nesse caso, de relações morfoestruturais entre o relevo e a rede de drenagem (Figura 28).



Figura 28 – Forte inflexão em canal de 1ª ordem sugestivo de controle estrutural da litologia. Município de Caiçara-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Essas e diversas outras ocorrências formas de relevo semelhantes na área de litologia cristalina, que compõe a área da Depressão Leste do Borborema expressam que essa região apresenta uma configuração de relevo tanto morfoestrutural quanto morfotectônica, respectivamente pelas influências das estruturas litológicas e da atuação de reativações tectônicas dessas estruturas, que repercutem diretamente na disposição do relevo e da rede de drenagem.

Já na área sedimentar desse interflúvio, onde predominam as rochas friáveis da Formação Barreiras, 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 linhas de falha tectônicas mapeadas por Brasil (2014b) que interceptam esses pontos, mudanças abruptas em canais de drenagem que obedecem as direções estabelecidas pelas estruturas regionais, predominantemente, NE-SW e NW-SE, formação de facetas triangulares e rios encaixados em canais profundos e em forma de V (Figura 29).



Figura 29 – Forte incisão em canal com forma de V em tributário do rio Pitanga com destaques para ocorrência de *knickpoints* com formação de cachoeiras. **Fotos:** Ivanildo C. Silva (2019).

Essas incisões de vales em afluentes de 1ª ordem no alto curso do rio Pitanga chegam a ultrapassar os 100 metros de profundidade, o que sugere ser uma resposta da rede de drenagem a possíveis soerguimentos tectônicos, a serem discutidos com maior detalhe mais adiante com o auxílio da aplicação dos índices morfométricos.

Além dessas, outras cachoeiras (*knickpoints*) e anomalias diversas também foram encontradas nessa área, demonstrando que ela está sob influência de tectônica ativa, visto que, esses *knickpoints* sempre estão associadas a alinhamentos de drenagens de bacias hidrográficas

distintas e falhamentos mapeados em estudos geológicos, a exemplo de Brasil (2014a) e Brasil (2014b).

Diante desses fatos, 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.

2 - Interflúvio Camaratuba – Mamanguape – Esse interflúvio tem grande importância científica para a geologia e geomorfologia no Brasil. Mabesoone e Alheiros (1993) e Bezerra *et al.* (2014) se referiram a essa elevação como sendo o último elo de conexão entre os continentes sul-americano e africano, denominado atualmente como Alto de Mamanguape.

Nesse interflúvio, a oeste, na área de ocorrência predominante de rochas cristalinas expostas pelos processos erosivos na Depressão Leste do Borborema, a elevação mais imponente se dá ao norte da cidade de Guarabira-PB, na Serra da Jurema, borda leste do Planalto da Borborema, com 367 m. Nessa região, os rios que correm em direção a depressão apresentam uma forte incisão ao descer à encosta do planalto e, posteriormente, se regulariza nas declividades mais suaves das altitudes menos expressivas da depressão (Figura 30).



Figura 30 – Áreas elevadas de serras residuais da borda leste do Planalto da Borborema e relevos suave ondulados e erodidos da Depressão Leste do Borborema. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Nessa área de rochas cristalinas, seguindo as proximidades da cidade de Guarabira-PB até a região de litologia sedimentar, município de Curral de Cima-PB, ocorre uma estruturação da rede de drenagem em forma de arco que afeta de forma intensa a configuração dos cursos d'água (Figura 31). Trata-se da influência de duas zonas de cisalhamentos atreladas ao lineamento Patos, a saber, Zona de Cisalhamento Matinhas que atravessa a área urbana do município de Guarabira e a Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos que atua mais ao norte, atingindo também canais das mais variadas ordens hierárquicas do alto curso do rio Camaratuba.

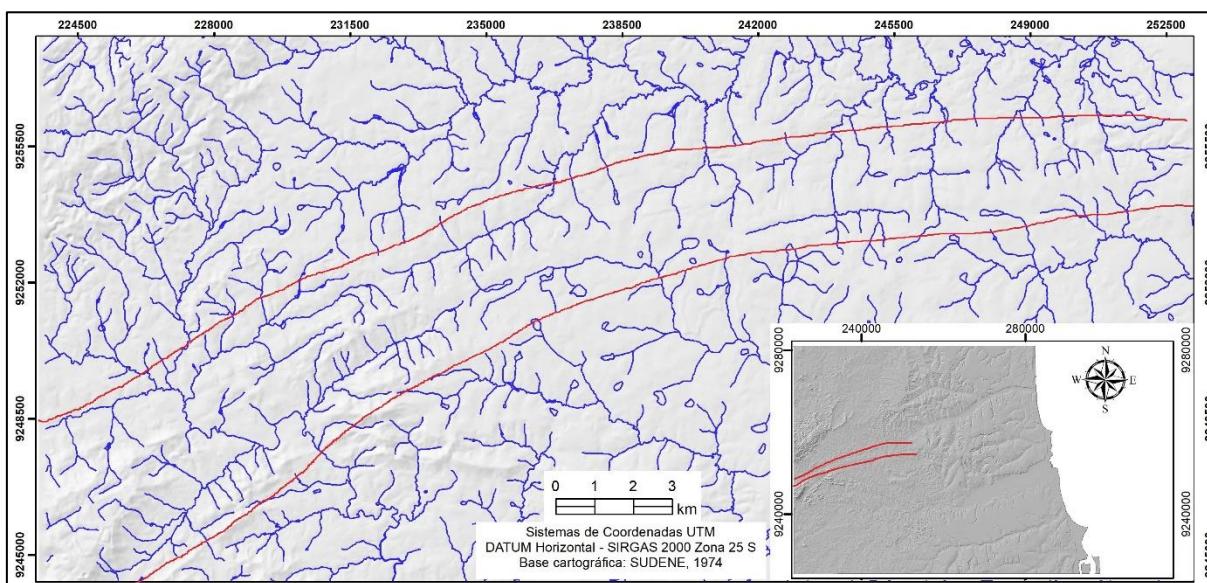


Figura 31 – Alinhamento anômalo da rede hidrográfica por influência da atuação de zonas de cisalhamento. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Essa estruturação pode ser visualizada também por alinhamentos positivos de relevo. Seguindo essa disposição da rede de drenagem, podem ser observadas feições morfoestruturais claras com direcionamento NE-SW, que podem ser interpretados como resultado das estruturas herdadas da atuação dessas zonas de cisalhamento anteriormente citadas (Figura 32).

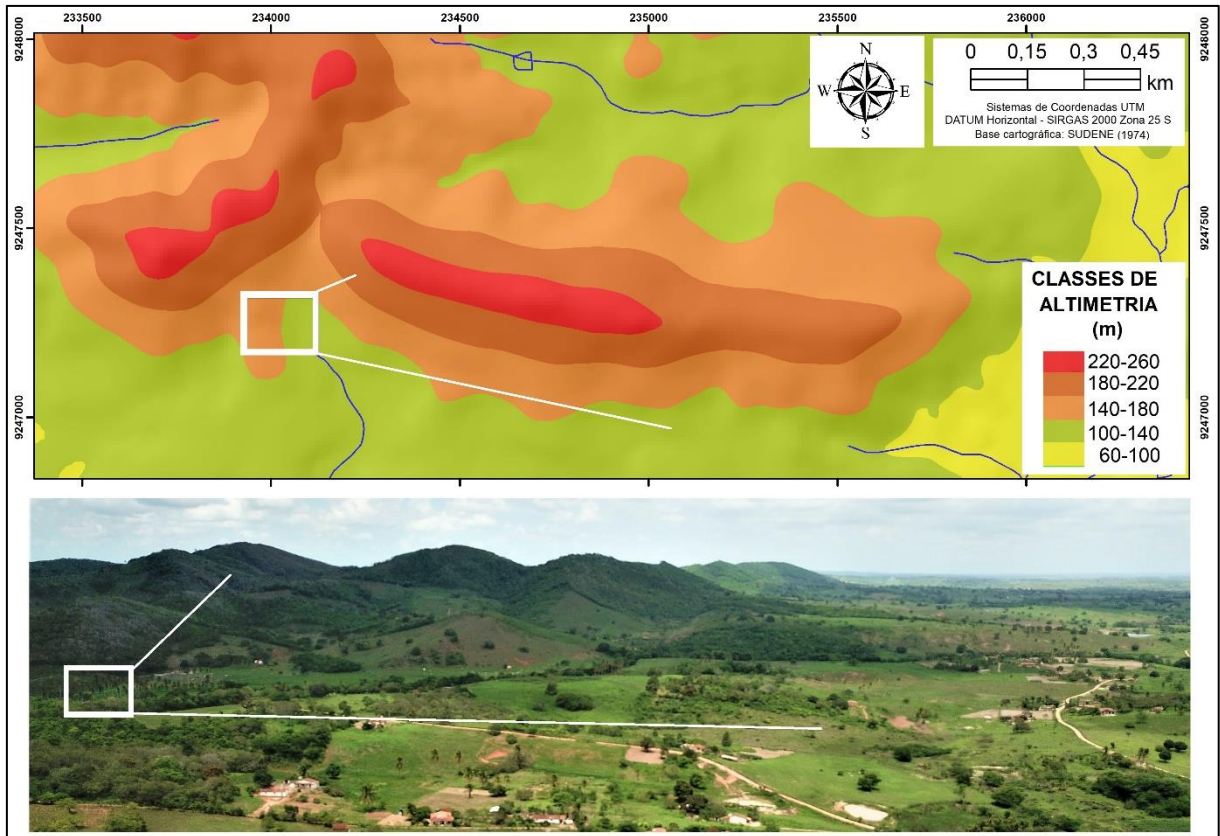


Figura 32 – Alinhamento anômalo de relevo por influência da atuação de zonas de cisalhamento. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

É importante ressaltar que nessa área de litologia cristalina, também ocorrem diversas manifestações de relevos com conotação estruturais. Tais manifestações podem ser observadas de forma generalizada em alguns casos e em pontos específicos sobre as formas morfoestruturais dominantes no cenário regional, a exemplo do *knickpoint* que forma cachoeira no sítio Cachoeirinha, no município de Mulungu-PB (Figura 33).



Figura 33 – *Knickpoint* no curso do rio Mamanguape que dá forma a cachoeira na época das chuvas mais intensas, sítio Cachoeirinha, no município de Mulungu-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Trata-se de um *knickpoints* com desnível aproximado de 4 metros em rochas graníticas do terreno Alto Pajeú. Essa estrutura está localizada no médio curso do rio Mamanguape, região na qual Brasil (2014b) estabeleceu traçados de falhas tectônicas em suas proximidades, porém, esse desnível não apresenta indícios claros de atuação tectônica em sua configuração, sendo mais adequado remetê-lo a questões morfoestruturais.

Outras formas importantes que devem ser consideradas ocorrem nas proximidades da cidade de Araçagi-PB. Dentre essas podem ser citadas algumas corredeiras no curso do rio Araçagi. Essas corredeiras estão presentes em pontos de inflexão do rio que dão origem a cotovelos de drenagem e terraços fluviais, outros indicativos de controle tectônico ou estrutural na sua configuração (Figura 34).



Figura 34 – Formação de corredeiras, cotovelo de drenagem e terraços fluviais no médio curso do rio Araçagi, proximidades da cidade de Araçagi-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Além dessas, existem em suas proximidades, poucos metros a jusante, outras estruturas e cotovelos de drenagem que modificam a direção do curso do rio Araçagi. Nos pontos de inflexões estão expostas rochas cristalinas em meio aos sedimentos aluviais (Figura 35). Essas mudanças bruscas de direcionamentos em canais de drenagem e a exposição de rochas nos pontos de inflexão refletem o quanto a hidrografia está atrelada as estruturas litológicas, influenciadas, principalmente, pelas zonas de cisalhamento que atuaram e atuam nessa região.

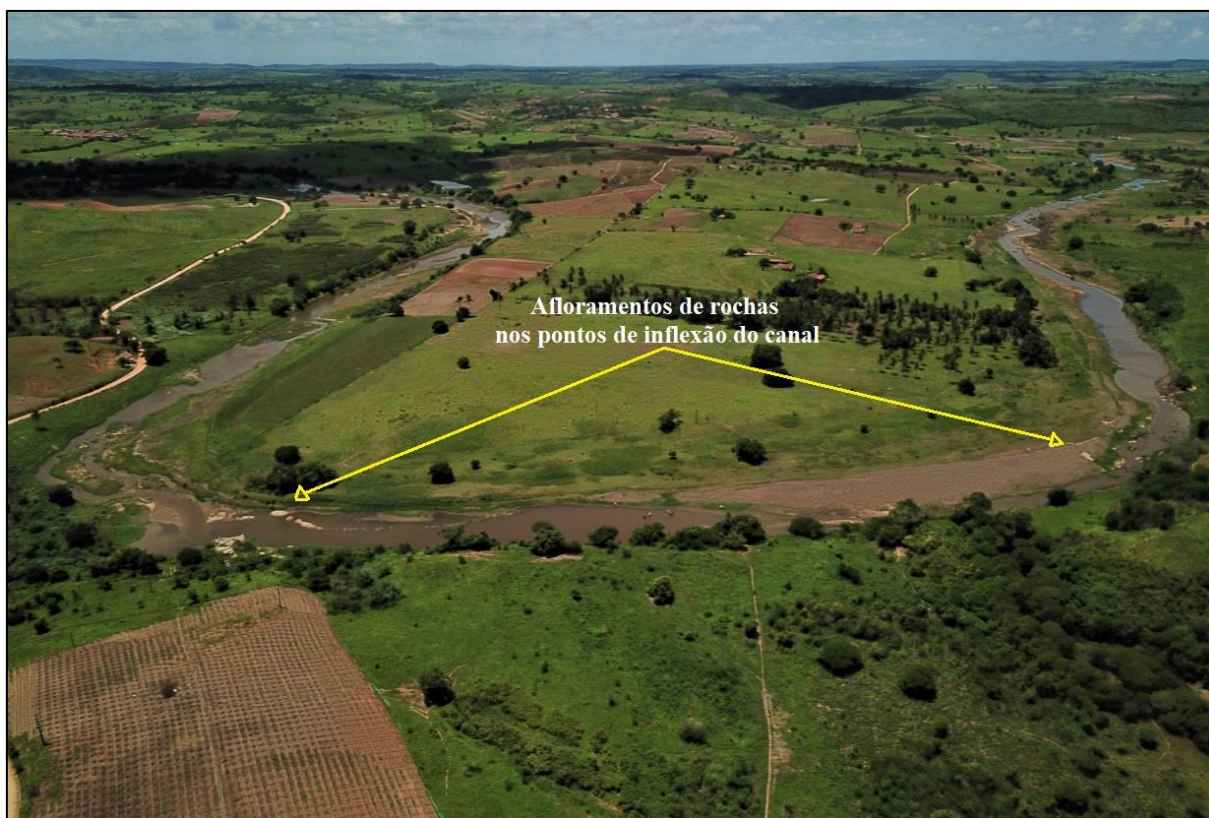


Figura 35 – Fortes inflexões e exposição de rochas no leito do médio curso do rio de Araçagi-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Na área sedimentar desse interflúvio a dissecação mais conspícua é exercida pelos rios Estiva e seus afluentes a leste; rios Pepina, Jandaia e outros afluentes menores do rio Camaratuba ao norte; os afluentes do rio Seco, a oeste e o rio Tinto, ao sul. Todos esses rios estão fortemente entalhados nos sedimentos da Formação Barreiras.

Esse interflúvio parece controlar o direcionamento dos principais afluentes dos rios de expressão regional na área de estudo, visto que ao norte do vale do rio Camaratuba os principais cursos seguem na direção NE-SW e ao sul desse vale - a partir da área central do interflúvio Camaratuba-Mamanguape - essa direção muda claramente para NW – SE.

Esse controle estrutural e tectônico é melhor visualizado ao se observar o mapa hipsométrico (Fig.25, pág. 99), nele nota-se que o mesmo direcionamento estabelecido na drenagem e no relevo da área de litologia cristalina em forma de arco, controla diretamente os direcionamentos dos rios Tinto e Jacaré na área de litologia sedimentar, e seguindo na mesma direção, podem ser visualizadas fortes inflexões no curso do rio Mamanguape, ao sul.

Esse comportamento estrutural está sob forte influência da estrutura em *splays* com ramificações para NE-SW e NW-SE, estabelecida pelo Lineamento Patos que, reconhecidamente, alinha o médio e baixo curso do rio Camaratuba (BRITO NEVES *et al.*, 2001, 2004). No sul desse interflúvio está estabelecido o sistema do gráben do rio Mamanguape (BRITO NEVES *et al.*, 2004; FURRIER *et al.*, 2006; FURRIER; NÓBREGA; SOUZA, 2014) onde podem ser observados uma expressiva área de acumulação de sedimentos no baixo curso do rio Mamanguape (Figura 36).



Figura 36 – Extensa área de acumulação de sedimentos no baixo curso de rio Mamanguape. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Segundo Brito Neves *et al.* (2004), esse gráben está condicionado por falhas normais reativando antigas estruturas herdadas de zonas de cisalhamento. Esses autores salientam ainda que a expressão dos movimentos tectônicos diferenciais pode ser observada no baixo curso do Rio Mamanguape, na margem norte da BR-101, onde exposições de rochas do embasamento cristalino do TAP ficam face a face, em mesma cota, com depósitos sedimentares da Formação Barreiras, basculadas.

Essa exposição de rochas do TAP em mesma cota que as rochas da Formação Barreiras, que se apresenta basculada, de fato podem ser consideradas como forte indício de atuação da tectônica nessa área, agindo principalmente através movimentos verticais, porém se faz necessário atribuir novos elementos comprobatórios que reforcem tais evidências.

Nesse sentido, através dos estudos em campo, foi possível identificar a cerca de 200 metros do ponto citado pelos autores, na mesma margens norte da BR-101, um desvio abrupto em linhas de pedras (*stone lines*), que pode ser interpretado como indício claro e comprobatório

da movimentação tectônica na área por falha normal, como citado por Brito Neves *et al.* (2004), reforçando o caráter morfotectônico que gráben do rio Mamanguape impõe ao relevo dessa região (Figura 37).

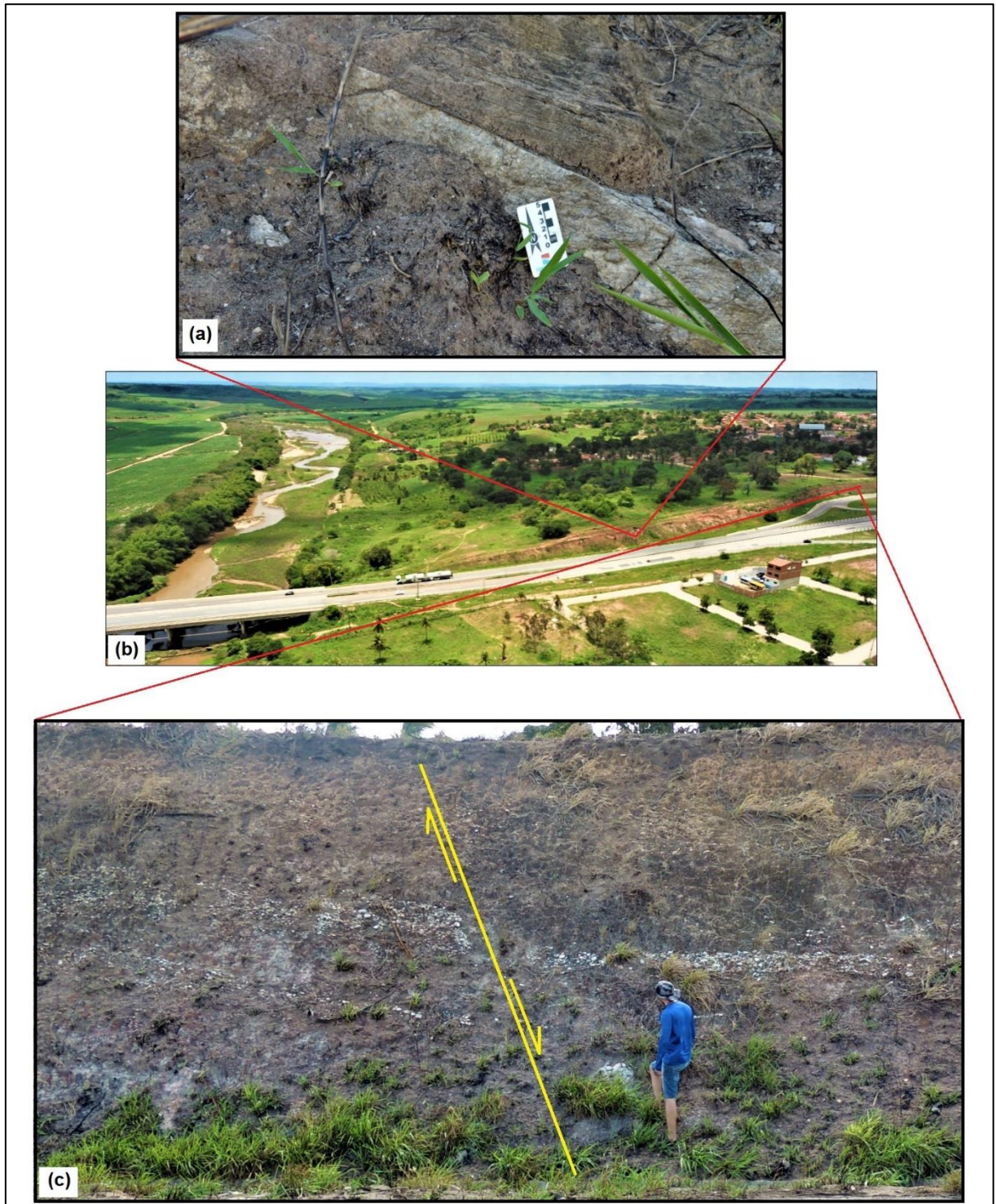


Figura 37 – Rochas do TAP soerguida (a), margem norte do rio Mamanguape com destaque para localização as rochas do TAP soerguidas e o desnível abrupto em *stone lines* (b), desnível abrupto em *stone lines* nas rochas da Formação Barreiras (c). **Fotos:** Ivanildo C. Silva (2018-2019).

Ainda nessas imediações do gráben do Mamanguape foi observado outro elemento que corrobora com a disposição tectônica do relevo dessa área. Trata-se de *knickpoints* sucessivos com desnível total de aproximadamente 3 metros, conhecidos como cachoeira do Piquenique (Figura 38), que ocorre nas proximidades da pedreira, saída da cidade de Mamanguape em direção a cidade de Itapororoca. Esses desníveis altimétricos, nessa região, podem estar atrelados aos movimentos verticais registrados em linhas de pedras (*stone lines*) das proximidades.



Figura 38 – *knickpoints* sucessivos nas proximidades da pedreira, saída da cidade de Mamanguape para a cidade de Itapororoca. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Outra estrutura que também corrobora com a afirmação da ocorrência de soerguimentos tectônicos e subsidências nas imediações da cidade de Mamanguape-PB é a ocorrência de um afloramento granítico na comunidade de Salema (Figura 39), divisa dos municípios de Mamanguape e Rio Tinto, nas margens da rodovia PB-041.



Figura 39 – Afloramento granítico (seta amarela) na comunidade de Salema, Rio Tinto-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Esse afloramento representa, a leste da BR-101, o afloramento de rocha cristalina mais próximo da linha de costa no Estado da Paraíba e está totalmente rodeado pelos sedimentos da Formação Barreiras, podendo sua visualização em superfície ser resultado de soerguimentos por esforços tectônicos locais, possibilidade levantada pelas conspícuas evidências de tectonismo observadas no relevo e na rede de drenagem dessa região.

Através do trabalho de campo foi possível registrar ainda formação de facetas bastantes erodidas na área do gráben do rio Mamanguape (Figura 40). Essas facetas estão inseridas na vertente sul do gráben e representam uma resposta do relevo a atuação dos processos erosivos após o mesmo ter sido afetado por falha tectônica.

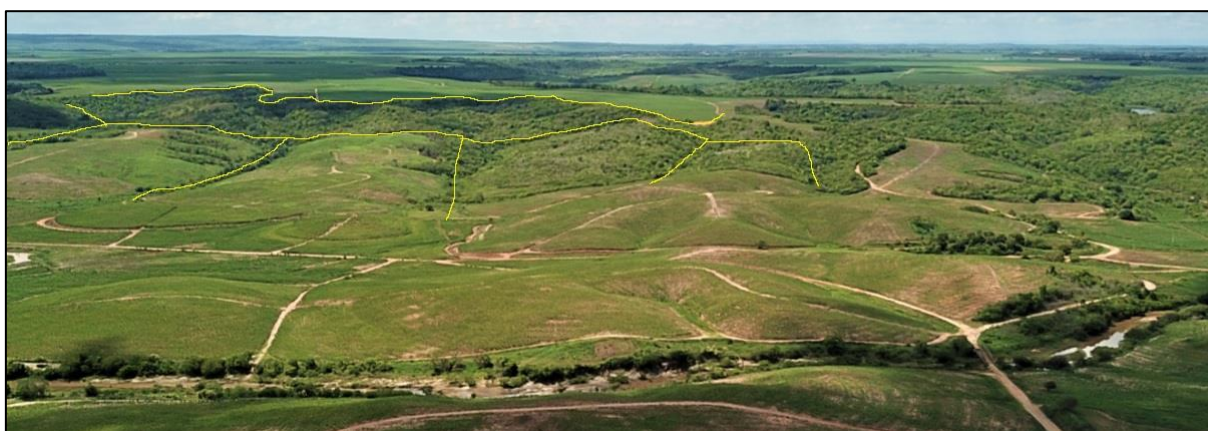


Figura 40 – Facetas em estágio avançado de dissecação com topos convexos desenvolvidas sobre os Tabuleiros Litorâneos (linhas amarelas) na área do gráben do Mamanguape. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Esse conjunto de fatores, além de outros discutidos nas partes seguintes dessa tese, corroboram com a configuração morfotectônica e morfoestrutural do relevo e da rede de drenagem na área do interflúvio Camaratuba/Mamanguape, além de acrescentar elementos morfológicos de características tectônicas que contribuem para uma discussão mais sólida sobre os processos que atuaram na elaboração do relevo da área do gráben do Rio Mamanguape.

3 - Interflúvio Mamanguape – Miriri – Esse interflúvio apresenta uma configuração altimétrica peculiar em relação aos demais analisados. Sua altitude máxima é de 153 m a Oeste, ainda sobre as rochas sedimentares da Formação Barreiras, sendo predominantes valores inferiores a 100 m para Leste. Na área sedimentar, tal posicionamento altimétrico não pode ser explicado por questões climáticas ou por diferenciação litológica na região, visto que, nesse sentido, ele apresenta as mesmas características das áreas próximas mais elevadas, dessa forma, cabe aos fatores tectônicos explicar tais características.

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 Alto Pajeú, na Depressão Leste do Borborema (Figura 41).



Figura 41 – Área de transição entre as rochas sedimentares da Formação Barreiras e as rochas cristalinas do TAP. Notar as diferenças no relevo e o destaque para o *knickpoint* em canal de 1ª ordem. Município de Mulungu-PB. Foto: Ivanildo C. Silva (2019).

O relevo dessa área cristalina apresenta feições que corroboram com o viés morfoestrutural e morfotectônico regional na sua configuração. Como principal estrutura é possível observar nessa região a presença de um domo fortemente dissecado delimitado por drenagens que configuram um padrão radial centrífugo. Os principais canais que circundam esse domo são os rios Cuité, a leste, o rio Mamanguape, a norte, e o rio Saquaíba, a oeste, todos com canais de drenagens curvados adaptadas a elevação circular.

Sobre esse domo, em mapeamento geológico elaborado por Brasil (2014b), podem ser visualizadas diversas falhas tectônicas que podem ter causado soerguimentos dessa área e estabelecido tal configuração de relevo com seus reflexos diretos na rede de drenagem. Correlacionando o mapeamento geológico citado, as características da hidrografia e os dados coletados em campo, é possível estabelecer ligações claras entre o relevo dessa área, sua hidrografia e a tectônica.

Na parte sul dessa estrutura dômica, próximo ao sangradouro da barragem de Aruá, foram encontradas, na ocasião das pesquisas de campo, rochas sugestivas de serem brechas de falha, apresentadas na figura 5 da página 39, e dique de rochas máficas de direção E-W deslocados lateralmente por falha tectônica de sentido NW-SE, sendo esse o mesmo sentido de alinhamento de uma falha estabelecida no mapeamento geológico anteriormente citado, mas que não chega a passar sobre a área da falha verificada no dique em campo.

Essa falha também pode ter influência em um deslocamento brusco que afeta o curso do rio Mamanguape do sentido NE-SW para o sentido NW-SE e sobre o alinhamento do baixo curso do rio Guandu na mesma direção logo adiante (Figura 42).

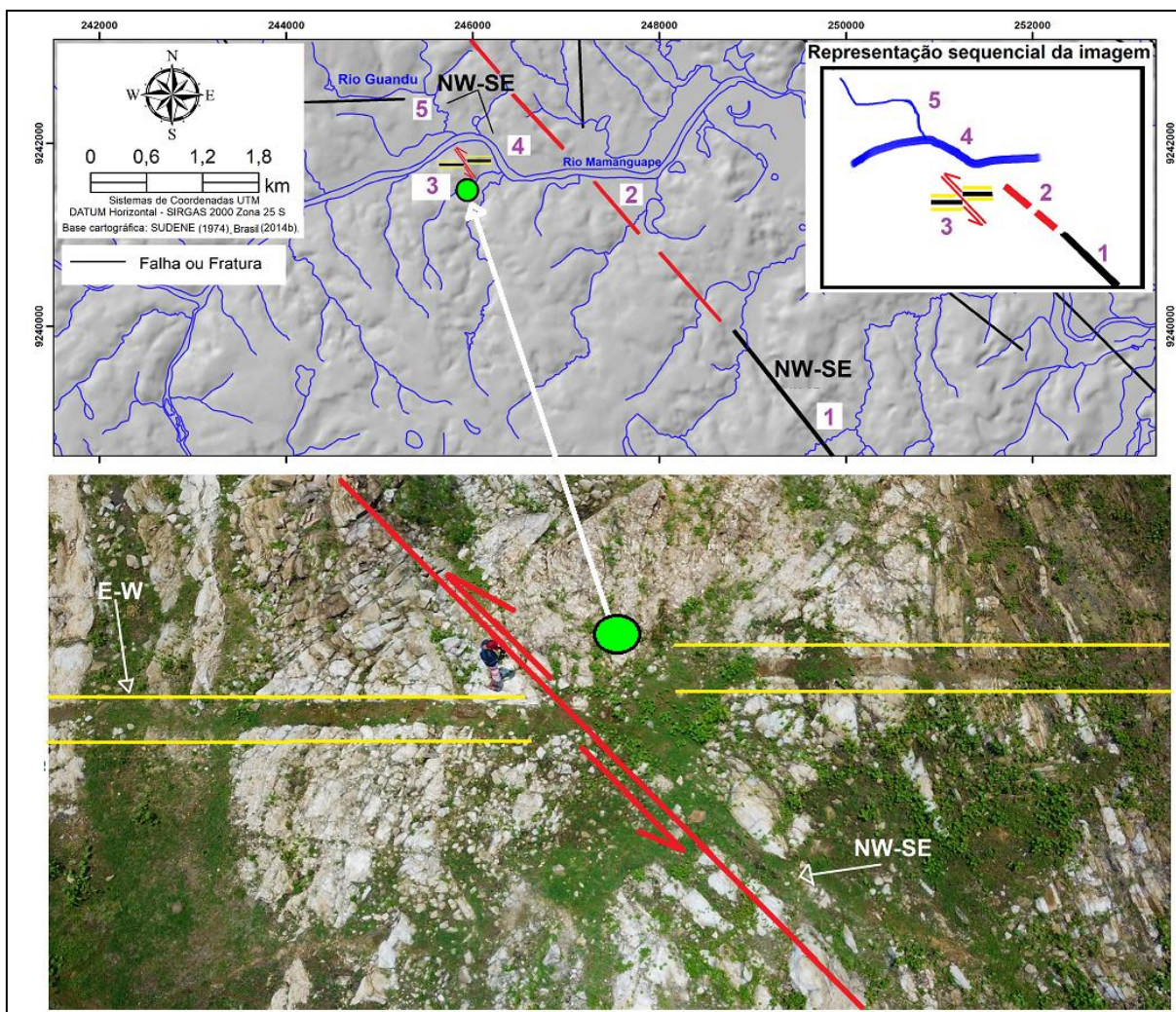


Figura 42 – Sequência linear entre falha tectônica estabelecida em mapeamento geológico (1 e 2), deslocamento horizontal em dique de rocha máfica (3), inflexão no curso do rio Mamanguape (4) e alinhamento do baixo curso do rio Guandu (5), sugerindo controle tectônico, nas proximidades da barragem de Aruá, Tríplice fronteira dos municípios de Itapororoca, Cuité de Mamanguape e Araçagi. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Diante dos fatos abordados, se entende que a presente tese exerce um papel importante na compreensão das conexões entre o relevo, a hidrografia e tectônica dessa área, ao apresentar esse dique deslocado por falha tectônica como elo de ligação entre o alinhamento do baixo curso do rio Guandu, o deslocamento brusco no canal do rio Mamanguape e a falha estabelecida por Brasil (2014b).

Dessa forma, a continuidade dessa falha no sentido NW-SE teria também deslocado lateralmente o canal do rio Mamanguape e alinhado o baixo curso do rio Guandu na mesma direção, o que é sugerido a partir do deslocamento intermediário do dique e a ocorrência de rochas com aspectos de brechas tectônicas já citadas nessa mesma área.

Outros elementos que reforçam o caráter morfotectônico e morfoestrutural dessa região é a ocorrência de um *knickpoints* próximo a desembocadura do rio Cuité, a ser discutida mediante a sobreposição de dados morfométricos, e a retilinidade do canal do riacho Ribeiro, estabelecida por falha tectônica mapeada por Brasil (2014b) que apresenta um fluxo, praticamente, contrário a direção dos rios regionais.

Na área sedimentar esse interflúvio se apresenta como uma rampa inclinada para leste e é fortemente dissecado pelos rios e riachos na sua porção oeste mais elevada. Esses canais da porção oeste nascem na área sedimentar e seguem na direção NW-SE para a Depressão Leste do Borborema. Já os canais inseridos diretamente na área sedimentar, à medida que se aproxima da costa, vão se tornando menos encaixados devido a menor altitude, diminuindo gradativamente a incisão dos seus vales, sobretudo nos seus altos cursos.

Entre os interflúvios da área de estudo o Mamanguape-Miriri é o que apresenta a superfície menos dissecada e, conseqüentemente, a feição tabular mais preservada (Figura 43). Essa configuração de relevo pode ser explicada pela baixa energia que a altitude disponibiliza para a atuação dos processos erosivos.



Figura 43 – Relevo tabular no interflúvio dos rios Mamanguape-Miriri com destaque para o oceano Atlântico, município de Rio Tinto -PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Esse menor desenvolvimento da rede de drenagem nos dois lados desse interflúvio, principalmente a partir do médio curso do rio Miriri, reforça a sua conotação morfotectônica, visto que seu rebaixamento não encontra explicação plausível na ação dos processos exógenos.

Outro fato que sugere o controle tectônico no relevo e na rede de drenagem dessa área é a configuração dos alto cursos das drenagens mais desenvolvidas, sobretudo na vertente sul, que seguem orientadas no sentido E-W e nos seus médio cursos sofrem mudanças abruptas, assumindo a direção preferencial NE-SW para os afluentes do rio Mamanguape, a norte, e NW-SE para os afluentes do rio Miriri, na porção sul, além de drenagem menores de 1ª ordem que seguem o sentido N-S em ambos os lados do interflúvio.

A conotação tectônica atribuída a esses direcionamentos nas drenagens é corroborada teoricamente pelas falhas de direções NW-SE, NE-SW e N-S mapeadas por Brasil (2014a) nessa área. É válido lembrar que a interpretação dessas falhas no mapeamento citado não acompanha diretamente os canais de drenagem, elas foram estabelecidas sobre os Tabuleiros Litorâneos e estão sendo citadas aqui pelas características morfotectônicas gerais desse interflúvio e as semelhanças entre as direções assumidas pelas anomalias de drenagem e sua similaridade com os direcionamentos das falhas mapeadas.

No extremo leste desse interflúvio, em locais próximos na praia de Oiteiro, município de Rio Tinto, foram observados diversos deslocamentos verticais nos sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras em falésia ativa (Figura 44). O registro desses deslocamentos verticais na linha de costa, atrelado a gama de outros indicativos de atuação de atividade tectônica e controle estrutural na área desse interflúvio corrobora com o entendimento de que suas variações altimétricas são resultantes de uma complexa dinâmica, controlada, sobretudo, por fatores endógenos de elaboração do relevos que ativa respostas externas através da atuação da dinâmica climática.



Figura 44 – Deslocamentos verticais por falhas normais em linhas estabelecidas nos sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras, falésia norte do estuário do rio Miriri, praia do Oiteiro, Rio Tinto-PB. **Fotos:** Ivanildo C. Silva (2018/2019).

4 - Interflúvio Miriri – Jacuípe – Esse interflúvio é composto totalmente por litologia sedimentar na área de estudo e sua altitude máxima é de 194 m. Nessa região ocorrem canais fluviais que destoam completamente dos canais do interflúvio Mamanguape-Miriri, eles apresentam alta incisão nos vales que pode ser interpretado como um resultado claro da maior energia disponibilizada pela maior altitude desse interflúvio.

A exemplo do Mamanguape-Miriri, esse interflúvio também se apresenta como uma rampa inclinada para leste, com canais de drenagem mais desenvolvidos na porção oeste mais elevada e gradualmente menos incisivos em direção a jusante dos rios. Predominam nessa área as drenagens de 2ª e 3ª ordens, com ocorrência de canais de 1ª ordem nas áreas mais rebaixadas (Figura 45).



Figura 45 – Riacho de 1ª ordem entalhando seu vale nos sedimentos da Formação Barreiras (linha amarela) no baixo curso do rio Miriri, sítio Estiva de Geraldo, Santa Rita-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Um controle tectônico, além de direcionar o médio e baixo curso do rio Miriri, também parece influenciar os altos curso dos riachos que dissecam essa área na sua parte central. Seguindo a linha central do interflúvio Miriri-Jacuípe essa influência anômala direciona os altos cursos dos riachos no sentido geral E-W culminando no alinhamento do rio Caboclo (Figura 46) que desagua diretamente no oceano Atlântico e assume a mesma direção NE-SW do baixo curso do rio Miriri, sugerindo está também influenciado pela falha tectônica de Miriri.



Figura 46 – Vale do rio Caboclo alinhado no mesmo sentido da falha tectônica que direciona o baixo curso do rio Miriri, divisa dos municípios de Lucena-PB e Rio Tinto-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Diante do exposto, é possível observar um conjunto de fatores que sugerem ligações diretas entre as configurações altimétricas diferenciadas dos interflúvios que dividem os rios regionais com o controle estrutural e tectônico exercido sobre essas características do relevo e da hidrografia. Nesse sentido, o conteúdo teórico e prático aqui apresentado deve ser considerado como uma contribuição a ser somada com as pesquisas já desenvolvidas no sentido de esclarecer os processos que deram origem a configuração atual do relevo e da rede de drenagem dessa região.

Realizadas as devidas correlações entre a configuração do relevo e da hidrografia com a altimetria, se faz necessário agora abordar as influências da declividade do terreno nesse contexto, visto que a declividade do terreno também pode trazer contribuições importantes no entendimento do comportamento morfotectônico e morfoestrutural no relevo e da rede de drenagem.

Na área de estudo é possível notar a predominância irrestrita de relevo plano a suave ondulado com inclinações que variam de 0% a 8%. Essa classe de declividade ocupa 62,70% do Nordeste do Estado da Paraíba. Essa predominância se dá tanto na área de litologia cristalina quanto na região sedimentar com algumas exceções (Figura 47).

Na área das rochas cristalinas, essa predominância de relevo plano na área da Depressão Leste do Borborema sofre variações bruscas para declividades mais acentuadas nas regiões da Serra da Copaóba, proximidades do município de Serra da Raiz e nas primeiras elevações do Planalto da Borborema, a oeste.

Foram encontradas nessas áreas com maior declividade evidências morfotectônicas e de configuração morfoestrutural no relevo e na hidrografia, a exemplo de pequenos desníveis altimétricos que, muitas vezes, causam anomalias nos canais fluviais (Figura 48) e os grandes alinhamentos de relevo e de drenagem que mostram dependência com as zonas de cisalhamentos atuantes na região.



Figura 48 – Desnível altimétrico de aproximadamente 2 metros afetando canal de riacho de 1ª ordem nas proximidades da cidade de Serra da Raiz-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2018).

Além dessas, se destacam outras áreas de maior declividade no contexto geral da Depressão Leste do Borborema, geralmente associadas a regiões onde Brasil (2014b) mapeou quantidades expressivas de falhas tectônicas, o que permite correlacionar essas falhas a ocorrências de declividades mais acentuadas nessas áreas.

Essa correlação se fundamenta também em uma série de outros elementos identificados em campo, a exemplo de alinhamentos de canais de drenagem no sentido de falhas pré-estabelecidas na região do riacho Ribeiro, entre os municípios de Capim e Cuité de Mamanguape e dos *knickpoints* associados a escarpas que desviam direcionamentos de canais nas áreas próximas ao município de Pedro Régis-PB, locais onde se observou níveis mais altos de declividade (Figura 49).



Figura 49 – Vale retilíneo em forma de V, apresentando alta declividade nas encostas, próximo a cidade de Pedro Régis-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Na região dos Tabuleiros Litorâneos, o rio Mamanguape representa um divisor claro da intensidade de declividade desenvolvida pela atuação da rede de drenagem. Ao norte desse rio é possível observar que os canais fluviais apresentam fortes incisões dos seus vales, conferindo assim, altas declividades com valores de inclinação das vertentes que podem ultrapassar os 45%. Já na porção sul nota-se que essa declividade é menos expressiva, adequada a sua altimetria e a baixa energia de corrente disponibilizada para a erosão.

Nessa área, o interflúvio dos rios Mamanguape e Miriri apresenta menor incidência de incisão dos seus canais de drenagem, fato esse associado à sua menor altitude em relação aos interflúvios vizinhos como já exposto. Já os canais que apresentam maiores declividades, a exemplo dos rios Estivas e Tinto, no interflúvio mais elevado dos rios Camaratuba e Mamanguape, estão geralmente associados a falhas geológicas, essas mapeadas por Brasil (2014b).

Essa correlação é baseada, além das falhas mapeadas e da alta declividade visualizadas nos mapeamentos, em elementos identificados em campo nessas bacias hidrográficas, que reconhecidamente desencadeiam processos erosivos e aumentam os níveis de declividade nos

locais de suas ocorrências, a exemplo de *knickpoints* encontrados nas bacias dos rios Estiva e Tinto, a serem discutidas nos tópicos seguintes dessa tese.

Diante do exposto, analisados o MDT, o mapa hipsométrico e o mapa clinográfico é possível tecer algumas 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.

Nesse sentido, se faz necessário iniciar uma discussão importante para os estudos geomorfológicos. Como mostrado anteriormente, a base litológica onde se desenvolvem as formas de relevo é composta por rochas cristalinas e sedimentares, sendo cada área afetada de forma diferenciada pelas estruturas herdadas das antigas zonas de cisalhamento e pela as manifestações tectônicas sugeridas.

Na presente tese, diante da análise do material cartográfico citado e dos estudos realizados em campo, com o objetivo de iniciar as discussões sobre o tema, foi estabelecido o seguinte entendimento:

1 - Na área 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 na litologia cristalina ocorre em locais restritos, onde o relevo e a rede de drenagem apresentam formas sugestivas de atuação de atividades tectônicas recentes (*knickpoints*, canais retilíneos, com inflexões bruscas, etc.), influenciadas pela reativação das falhas tectônicas. Dessa forma, como existem evidências de influências diretas dessas reativações de falhas no processo de formação, o relevo desses locais deve ser entendido como morfotectônicos, visto que o fator tectônico foi imprescindível para o estabelecimento de sua forma atual e também da rede de drenagem.

2 – Já na área de rochas sedimentares ocorre o contrário, o caráter morfoestrutural, no sentido aqui abordado, só pode ser citado em caráter restrito, visto que as estruturas herdadas pelas antigas zonas de cisalhamento não afetariam o material depositado sobre o embasamento

cristalino sem a reativação de falhas. Dessa forma, o que ocorre de forma generalizada na área de rochas sedimentares é o caráter morfotectônico de relevo, que é refletido diretamente na rede de drenagem.

Esse entendimento se dá pelo fato da litologia da Formação Barreiras só poder ser afetada diretamente por processos tectônicos ativos, que causam movimentos verticais e desenvolvem rebaixamentos e/ou soerguimentos generalizados (interflúvio dos rios Mamanguape e Miriri) e linhas preferenciais para a atuação dos processos exógenos, que por sua vez, deixam os indícios desse tectonismo registrados nas formas geradas.

Na presente tese podem ser citados como exemplo desses indícios os expressivos *knickpoints*, os alinhamentos de drenagem e o estabelecimento de falhas em mapeamentos geológicos sobre essa região, o que reforça as evidências de conotação morfotectônica no relevo da área sedimentar.

É válido lembrar que o entendimento acima exposto se baseia nas características morfológicas apresentadas no relevo e na rede de drenagem da área em análise, sendo essa uma constatação geomorfológica que, por sua vez, é fortemente corroborada pelos diversos estudos geológicos citados ao longo desse texto.

9.2 ANÁLISE MORFOLÓGICA E MORFOMÉTRICA DAS BACIAS E SUB-BACIAS HIDROGRÁFICAS SELECIONADAS

As 14 bacias e sub-bacias escolhidas para aplicação dos índices morfométricos RDE, RFAV e FA (Figura 50), 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 de relevo.

A escolha dessas bacias e sub-bacias baseou-se em análises preliminares, nos produtos cartográficos e posteriormente em campo, de suas características morfológicas, tanto do relevo quanto da rede de drenagem. Além disso, foi analisado 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.

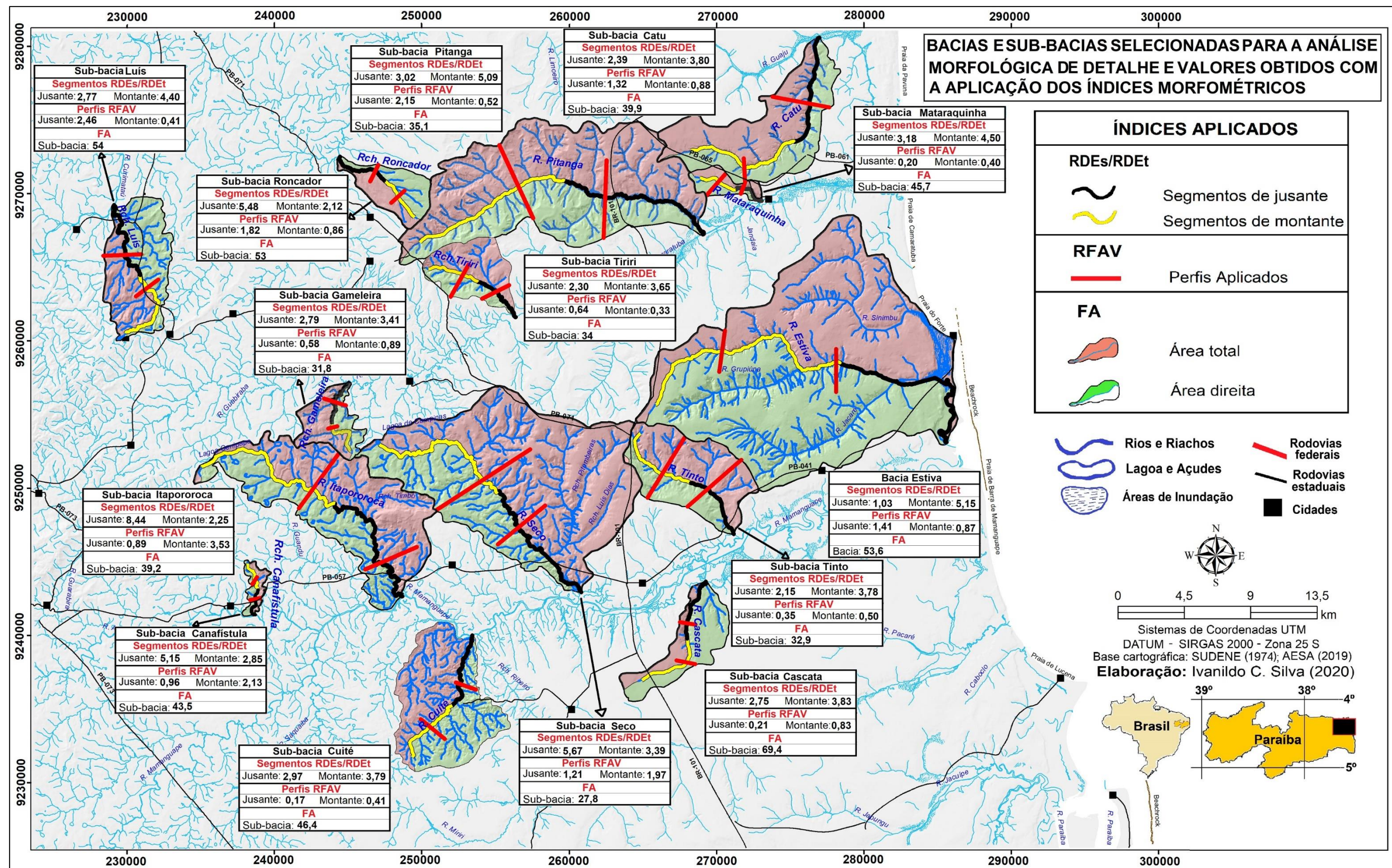


Figura 50 – Bacias e sub-bacias hidrográficas selecionadas para análise morfológica de detalhe e valores obtidos com a aplicação dos índices morfológicos RDEs/RDEt, RFAV e FA. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

Para fins de organização e para a melhor compreensão da configuração de cada área selecionada dentro do contexto geomorfológico dos interflúvios que cada bacia hidrográfica se desenvolve, suas análises foram realizadas de Norte a Sul e de Oeste para Leste, na área de estudo, considerando os interflúvios dos rios regionais.

9.2.1 Sub-Bacia do riacho do Luís

O riacho do Luís nasce na área urbana do município de Serra da Raiz e deságua do rio Curimataú, drenando uma sub-bacia hidrográfica com extensão territorial de 34,54 km². Sua hierarquia de drenagem alcança a 4ª ordem, segundo a classificação de Strahler (1952), e apresenta padrão dendrítico de distribuição dos canais, demonstrando um bom desenvolvimento de sua rede de drenagem.

Sua localização se dá a oeste da área de estudo e seus tributários atuam diretamente sobre rochas cristalinas do terreno São José do Campestre. A base litológica que sustenta essa sub-bacia é formada predominantemente por rochas do Complexo Serrinha-Pedro Velho, com algumas áreas isoladas de rochas da Suíte Intrusiva Dona Inês.

Além da diferenciação litológica foram mapeadas por Brasil (2014b), sobre essa sub-bacia, algumas falhas tectônicas, onde, 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 escarpas (*knickpoints*) 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 subsidência.

As áreas onde essas anomalias de relevo e da rede de drenagem apresentam maior intensidade serão apresentadas agora com maior ênfase em conjunto com os valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos. A figura 51 a seguir apresenta a distribuição dessas áreas dentro da sub-bacia. Cada local de interesse foi denominado com a palavra “ponto” e números de referência na figura que foram devidamente situados no texto para melhor compreensão.

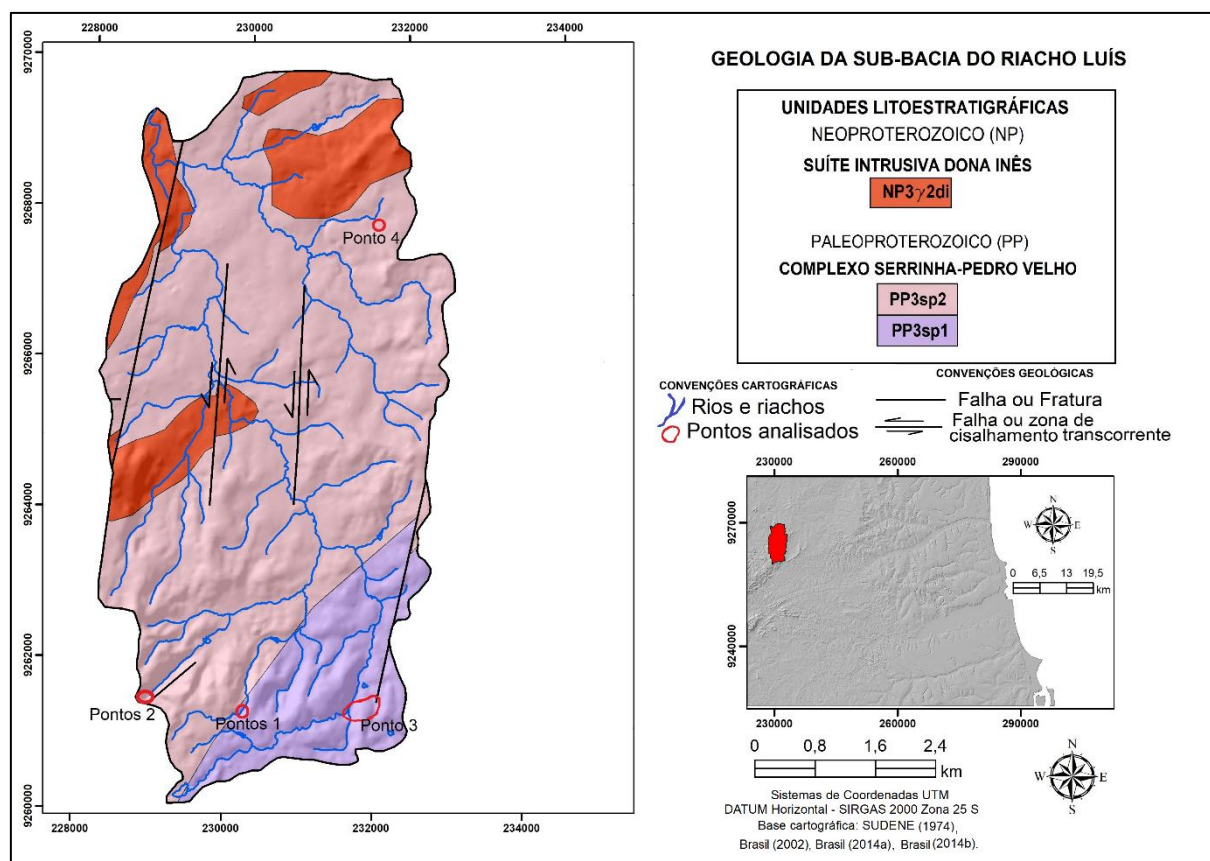


Figura 51 – Geologia, hidrografia e pontos analisados em campo na sub-bacia do riacho do Luís. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

A figura 50, da página 127, mostra os locais específicos onde foram aplicados os índices morfométricos RDE, RFAV e FA em todas as bacias e sub-bacia da área de estudo. A distribuição dos locais de aplicação dos índices morfométricos, nessas bacias e sub-bacias hidrográficas, se deu de forma que as características gerais de relevo e da hidrografia pudessem ser melhor representadas.

Os valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos na sub-bacia do riacho do Luís corroboram com a configuração morfotectônica e morfoestrutural que ela apresenta em diversas áreas de sua extensão territorial.

Os valores obtidos como o índice RDEs/RDEt revelaram que tanto o segmento de montante (4,40) quanto o segmento de jusante (2,77) do riacho do Luís apresentam configurações longitudinais que podem estar diretamente ligadas a atuação de eventos tectônicos ou feições estruturais da litologia, apresentando classe anômala de 2ª ordem.

Essa configuração atribuída ao trecho de montante do canal foi corroborada com a aplicação do índice RFAV que apresentou nesse segmento o valor de 0,41, indicativo de

anomalias tectônicas ou estruturais na configuração transversal desse trecho do canal. O valor obtido com o índice FA (54,0) também sugere que a configuração geral dessa sub-bacia apresenta anomalias, nesse caso, um fraco basculamento para o lado direito do canal principal, que representa uma assimetria de bacia de intensidade baixa conforme valores sugeridos por Andrades Filho (2010).

Como já mencionado, a aplicação de índices morfométricos nos estudos de bacias hidrográficas tem apresentado boa aceitação no meio científico e revelado importantes informações sobre a configuração geral dessas áreas; porém, é necessário deixar claro que investigações de campo são imprescindíveis para uma adequada compreensão dos valores apresentados pelos índices.

A necessidade de pesquisas de campo se dá pelo fato de que uma simples erosão diferencial resultante de transição litológica sob atuação das condições climáticas, pode criar condições de relevo que interferem diretamente nos parâmetros utilizados para obtenção dos valores morfométricos, sendo necessária a busca por elementos geomorfológicos e/ou geológicos que reforcem os valores anômalos apresentados pelos índices.

Nesse sentido, nas investigações de campo da presente tese foram encontradas formas geomorfológicas tanto na sub-bacia do riacho do Luís quanto nas demais, que corroboram de forma satisfatória com os valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos.

No ponto 1, representado na figura 51, foram encontradas formas de relevo que se apresentam, quando correlacionados com o contexto geológico regional e valores obtidos com os índices morfométricos, como indicativos da atuação de atividade tectônica na sua configuração.

O primeiro conjunto de formas é composto por um alinhamento de relevo no sentido NE-SW apresentando pequenas escarpas nos lados opostos de um interflúvio que divide canais de 1ª ordem dessa sub-bacia (Figura 52). Esse alinhamento afeta diretamente os canais fluviais deslocando sutilmente a direção de seus cursos e formando *knickpoints* nos dois canais que dão origem a cachoeiras nos períodos chuvosos. Na margem direita desse interflúvio também é possível observar relevos escalonados no sentido de jusante do canal, caracterizado por patamares altimétricos distintos e separados com *knickpoints*.

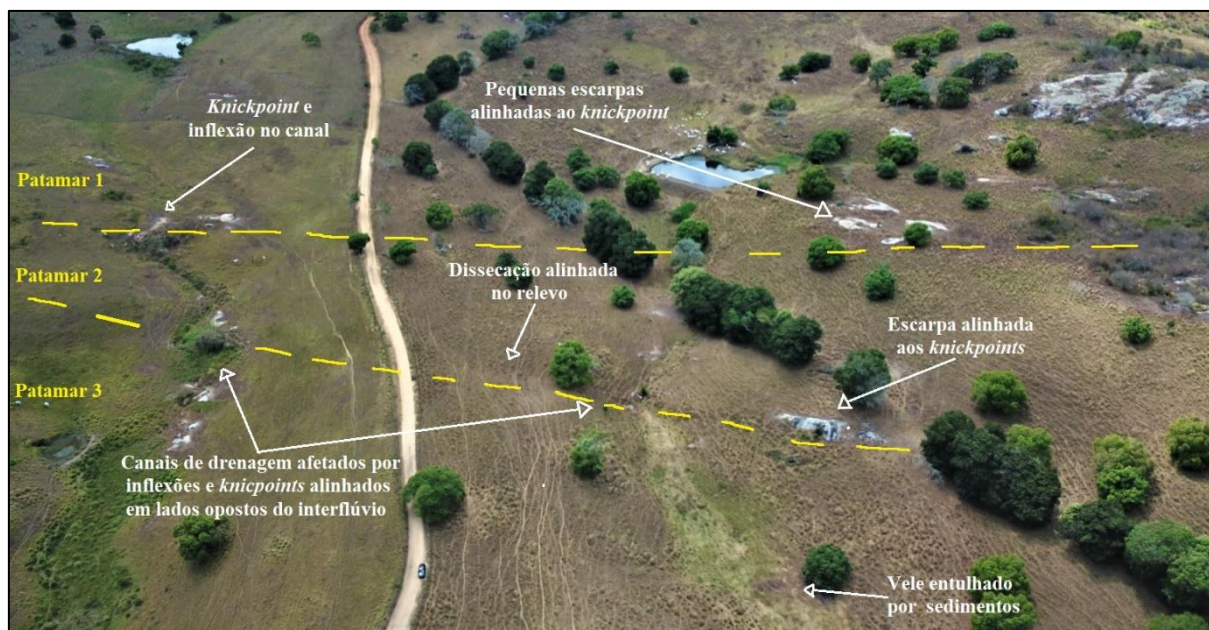


Figura 52 – Canais de drenagem de 1ª ordem afetados por inflexões e *knickpoints* em lados opostos do interflúvio que os separam na sub-bacia do riacho do Luís. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Embora essa área esteja sobre uma transição litológica mapeada por Brasil (2014b), a configuração desses alinhamentos e seus efeitos sobre a rede de drenagem sugerem uma configuração morfotectônica do relevo, visto que não foram observadas variações locais de litologia que justificassem tais formas por fatores relacionado a erosão diferencial.

A poucos metros em direção a jusante dessa estrutura, esse tributário do riacho do Luís sofre uma forte inflexão em seu curso, mudando bruscamente sua direção de NE-SW para N-S. Nesse ponto de inflexão se desenvolveu um *knickpoint* com desnível aproximado de 3 metros que está alinhado a uma estrutura de relevo em formato retangular que sugere subsidência localizada, delimitada por escarpas íngremes que apresentam declividades superiores a 45% em ambos os lados registradas no mapa clinográfico dessa sub-bacia (Figura 53).

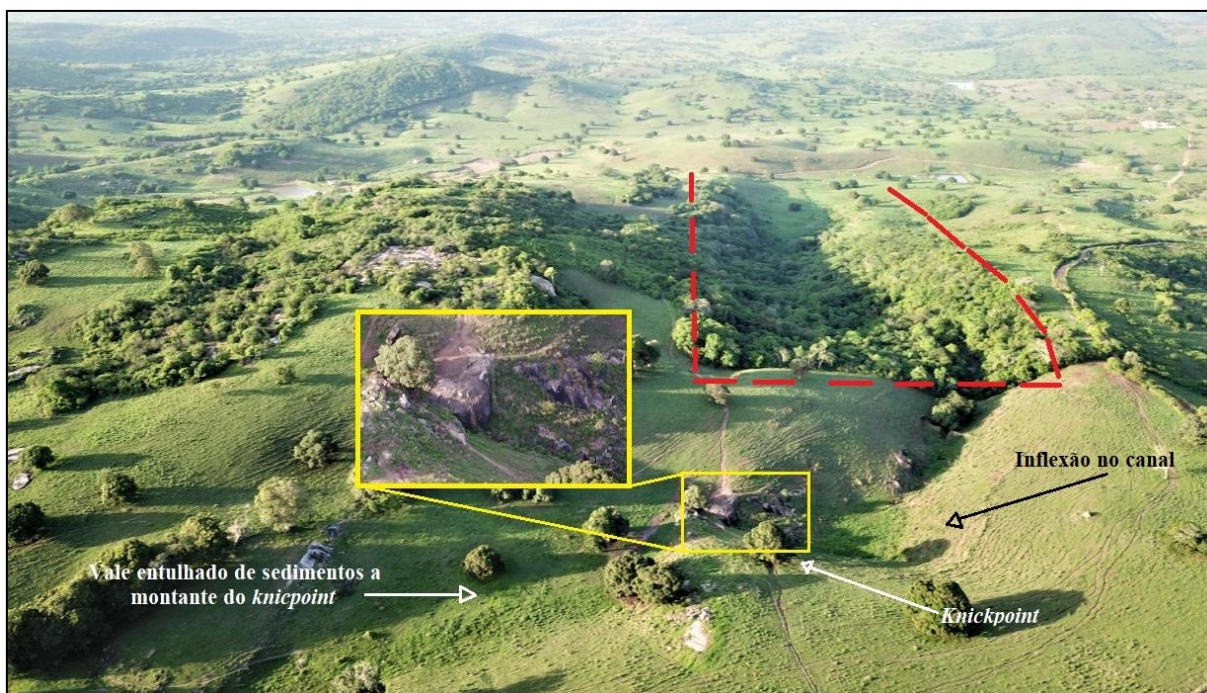


Figura 53 – Vale entulhado de sedimentos, *knickpoint*, inflexão em canal de 1ª ordem e formação de área rebaixada em formato retangular na sub-bacia do riacho do Luís (linhas vermelhas tracejadas). **Fotos:** Ivanildo C. Silva (2019).

Dentro de uma análise geomorfológica, sabendo que o riacho que drena essa estrutura é de 1ª ordem e não apresenta incisão considerável no seu canal, com trechos de montante apresentando entulhamento de sedimentos quaternários (áreas embrejadas) que é um indicativo de atuação tectônica na elaboração de cursos d'água, se entende que o mesmo não teria energia suficiente para promover um processo erosivo que justificasse essa formação; dessa forma, considerando também as evidências morfométricas e cartográficas é possível estabelecer um caráter morfotectônico para o relevo dessa área.

Na escarpa do lado direito dessa formação ocorrem *knickpoints* onde estão registrados os desníveis localizados mais acentuados dessa sub-bacia e que dão origem a cachoeiras na época das chuvas. Essas escarpas escalonadas seguem a mesma direção N-S que estabelece a inflexão no desse tributário do riacho do Luís (Figura 54).



Figura 54 – Escapa registrada dentro da área rebaixada em formato retangular (estrela vermelha) na sub-bacia do riacho do Luís. **Fotos:** Ivanildo C. Silva (2019).

Diante das características morfotectônicas peculiares e das informações obtidas em campo corroboradas pelos valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos e pelo material cartográfico produzido, que indicam a atuação de atividade tectônica recente nessa área da bacia, essa estrutura peculiar sugestiva de subsidência será denominada na presente tese de Vale Retangular Serra da Copaóba, em alusão a sua forma retangular peculiar e a serra residual na qual ela se desenvolveu.

Mais a oeste, no ponto 2 (Fig. 51, pág. 129), ainda no alto curso da sub-bacia do riacho do Luís, foi observado outro desnível considerável que reforça a conformação morfotectônica dessa sub-bacia. Trata-se de um vale em forma de V desenvolvido em canal de 1ª ordem apresentando escarpamento e alinhamento no sentido NE-SW, mesma direção e localização de uma falha tectônica estabelecida em mapeamento geológico por Brasil (2014b), além disso é possível observar ainda uma conspícua evidência de subsidência na margem esquerda desse canal (Figura 55).

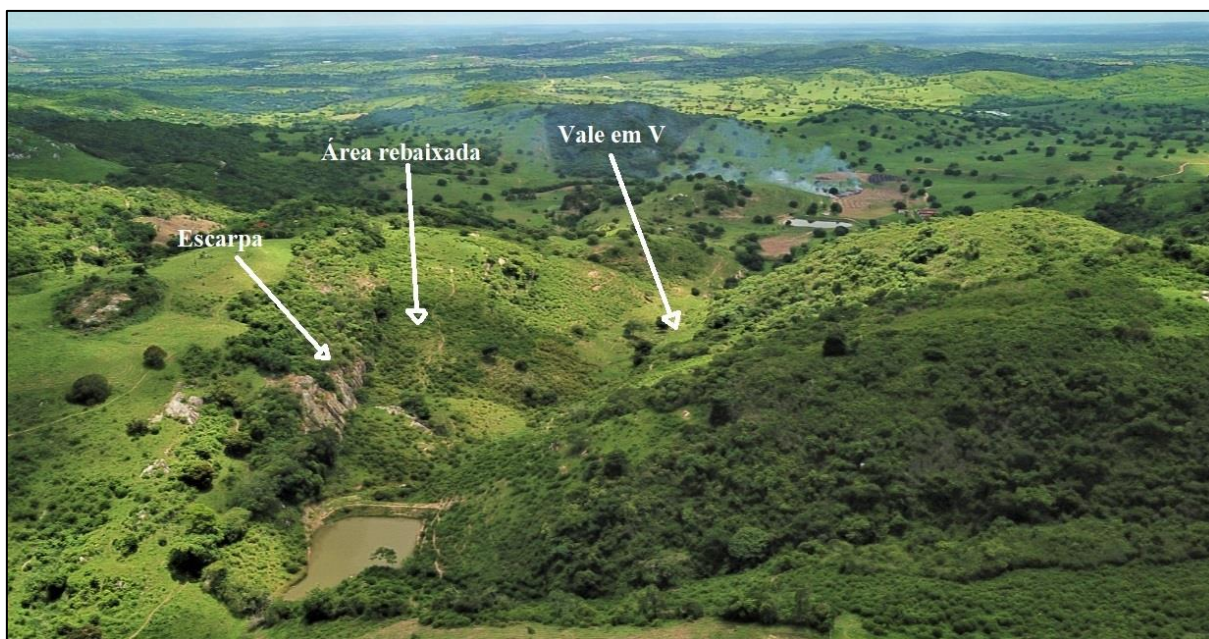


Figura 55 – Canal de primeira ordem 1ª ordem com vale em forma de V exibindo escarpa e possível área rebaixada na sub-bacia do riacho do Luís. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

No ponto 3 analisado, na área sudeste dessa sub-bacia, foram encontradas outras formas de relevo e da hidrografia de caráter morfotectônico. Nesse ponto ocorrem diversas escarpas escalonadas no sentido NE-SW nas laterais de canais de 1ª ordem que separam um pequeno interflúvio. Nesse interflúvio é possível notar rebaixamentos escalonados no relevo para jusante dos canais, nos quais os limites altimétricos dos setores rebaixados obedecem, preferencialmente, a direção WNW-ESE (Figura 56).

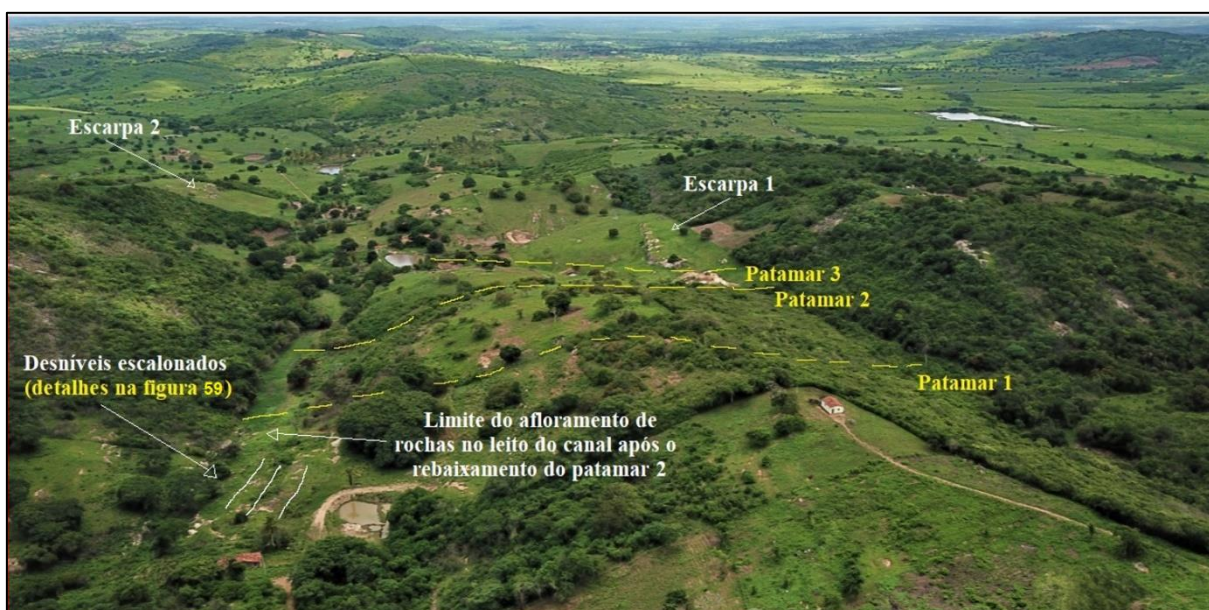


Figura 56 – Configuração morfotectônica no relevo do setor sudeste da sub-bacia do riacho do Luís. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

No local estabelecido na figura 56 como escarpa 1, foi observada uma escarpa com cerca de 4 metros de altura e inclinada verticalmente em relação ao solo, sugerindo assim, que os fatores exógenos ainda não foram capazes de descaracterizar sua origem tectônica (Figura 57). É válido lembrar que não foram observadas variações litológicas nessa área que justificasse uma erosão diferencial como processo gerador de forma.



Figura 57 – Escarpa sugestiva de origem tectônica registrada na sub-bacia do riacho do Luís. **Foto:** Edvaldo Júnior (2018).

Outros fatos que reforçam o caráter morfotectônico dessa formação de relevo são as influências que ela exerce sobre a configuração de um canal de 1ª ordem. É possível observar que no ponto de intersecção da escarpa 1, indicada na figura 56 da página 134, o canal do pequeno riacho sofre uma inflexão no seu curso e a formação de um desnível que dá origem a corredeiras nos períodos chuvosos. Se faz necessário acrescentar que essa conformação morfotectônica local é reforçada pelo fato de Brasil (2014b) ter mapeado uma falha geológica exatamente sobre esse conjunto composto pela escarpa e as anomalias na drenagem de 1ª ordem e que os resultados dos índices morfométricos atestaram tal condição morfotectônica (Figura 58).

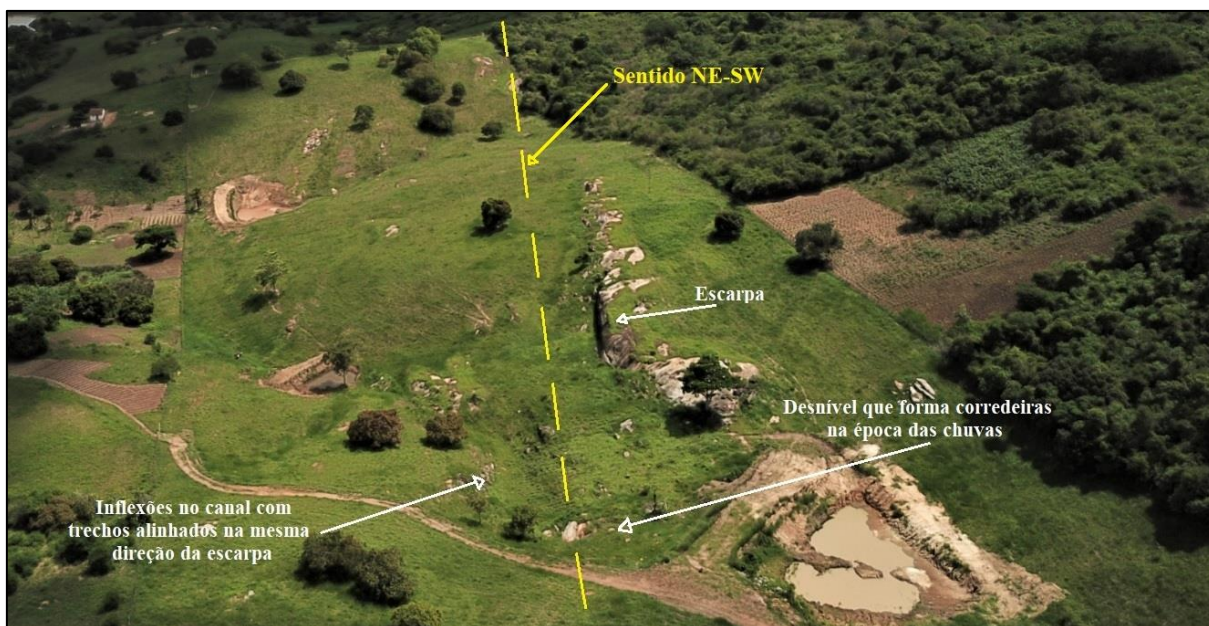


Figura 58 – Anomalias de relevo e em drenagem de 1ª ordem com representação aproximada da falha tectônica mapeada por Brasil (2014b) (linha amarela tracejada) na sub-bacia do riacho do Luís. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Diante da imponência regional e do potencial didático/geomorfológico que essa escarpa apresenta a partir de suas influências na configuração do relevo, da rede de drenagem e pela falta de registros anteriores, a mesma será denominada na presente tese de Escarpa de Falha Serra da Raiz, em alusão a forma de relevo apresentada e o município no qual ela está localizada. A denominação de escarpa de falha para essa estrutura foi baseada em forma de relevo semelhante apresentada por Brito Neves *et al.* (2004) no *Gráben* de Cariatá, nas imediações do município de Itabaiana-PB.

É necessário lembrar que tais autores desenvolveram, na ocasião, um estudo geológico para denominar tal forma, o que respalda a denominação geomorfológica aqui proposta, também reforçada pelos valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos e pelo contexto estrutural e tectônico regional.

Próximo a esse conjunto de formas, no ponto indicado na figura 51 da página 129 como desníveis escalonados, ocorre outra formação de relevo com caracterização morfotectônica evidente. Trata-se de desníveis altimétricos com formação de patamares locais de relevo bem delimitados por encostas que apresentam declives sugestivos de origem tectônica por falhas normais nesse ponto (Figura 59).



Figura 59 – Desníveis escalonados de relevo sugestivos de movimentos verticais por falha normal na sub-bacia do riacho do Luís. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Para concluir a análise morfológica e morfométrica da sub-bacia do riacho do Luís será agora abordado o ponto 4, estabelecido na figura 51 da página 129. Nessa localidade, foi observado outro desnível altimétrico com extensão considerável que afeta diretamente um canal de 1ª ordem por ele interceptado. Nesse ponto ocorre a formação de um *knickpoint* com cerca de 3 metros que dá origem a queda d'água nos períodos chuvosos (Figura 60).

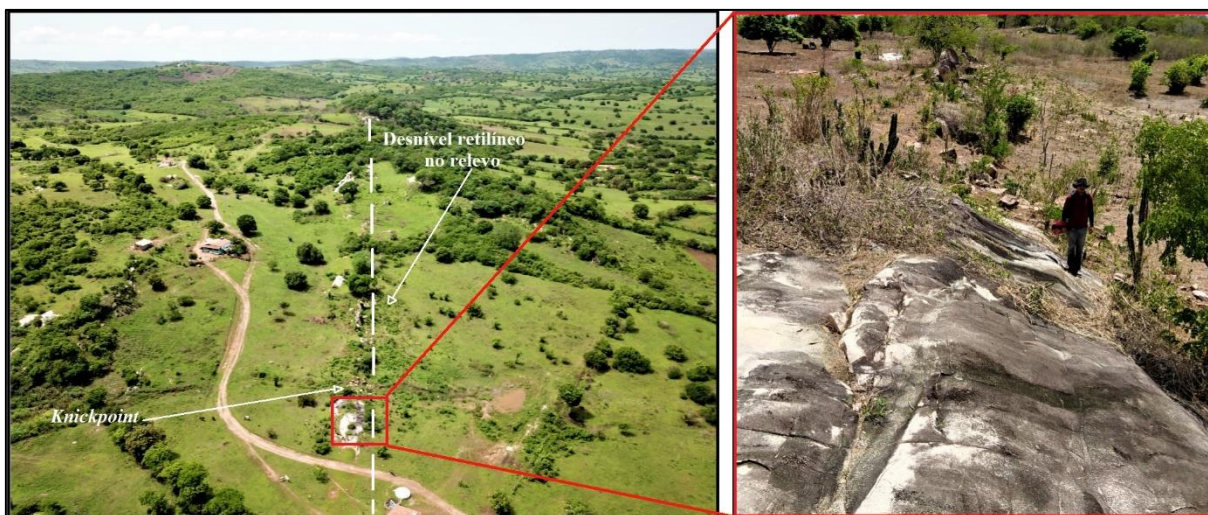


Figura 60 – Desnível abrupto e retilíneo no de relevo com formação de *knickpoint* em canal de 1ª ordem na sub-bacia do riacho do Luís. **Fotos:** Ivanildo C. Silva (2019).

Abordado esse ponto, chega-se à conclusão que os atributos morfológicos e morfométricos dessa sub-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.

9.2.2 Sub-Bacia do riacho Roncador

O riacho Roncador drena uma sub-bacia de 3ª ordem hierárquica, sendo afluente do rio Pirari. A área dessa sub-bacia abrange 15,04 km² e está inserida sobre uma área de transição litológica entre as rochas sedimentares da Formação Barreiras sobrepostas por depósitos colúvio-eluviais em seu alto curso e rochas cristalinas do complexo Serrinha-Pedro Velho, pertencentes ao terreno São José do campestre, nos seus médio e baixo cursos (Figura 61).

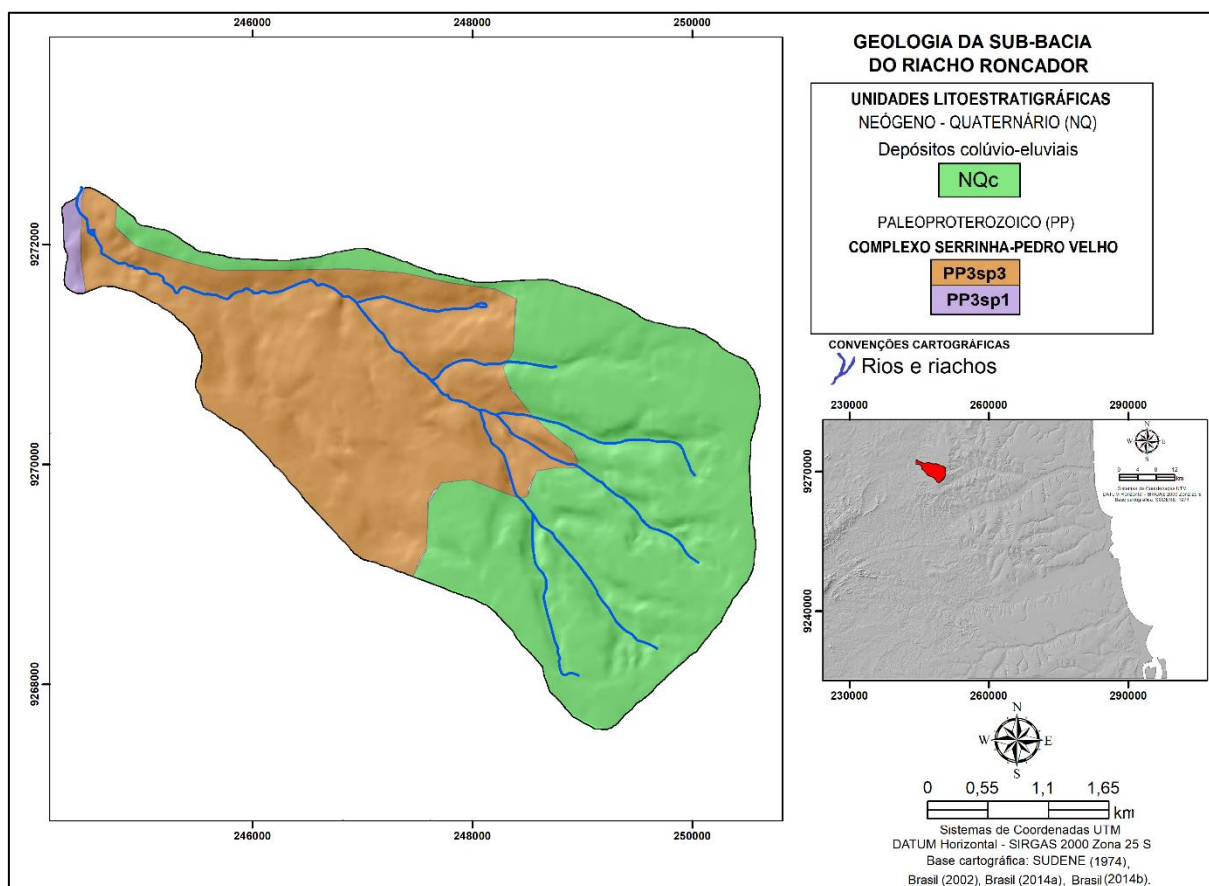


Figura 61 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do riacho Roncador. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

Como pode ser observado na figura anterior, o riacho Roncador e seus afluentes fluem em direção oposta aos cursos dos rios de expressão regional que desaguam no oceano Atlântico no Estado da Paraíba, influenciado pelo desnível altimétrico de transição entre a borda oeste dos Tabuleiros Litorâneos e a Depressão Leste do Borborema. Essa localização do riacho Roncador impõe a ele um padrão de drenagem paralelo em relação aos riachos vizinhos.

Os valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos sugerem que houve atuação de atividade tectônica recente na configuração do relevo e da rede de drenagem dessa

sub-bacia, fato fortemente corroborado por características anômalas desses elementos registradas através de pesquisa de campo no baixo curso do riacho Roncador.

O valor obtido com a aplicação do índice RDEs/RDEt no segmento de montante da sub-bacia do riacho Roncador apresentou resultado compatível com anomalia de 2ª ordem, porém esse valor (2,12) está praticamente no limite inferior para se caracterizar esse trecho como morfotectônico, visto que abaixo de 2 o resultado da aplicação do RDEs/RDEt sugere um canal estável, sem desníveis anômalos no seu curso.

O valor de RFAV, também obtido no alto curso dessa bacia, mostra um resultado tímido de detecção de configuração transversal anômala, a saber, 0,86, sendo 1 o valor indicativo de estabilidade. De forma geral, esses dois índices são corroborados pelo valor obtido com a aplicação do índice FA de 53,0, demonstrando uma leve assimetria dessa bacia para o lado direito do canal principal, onde nascem a maioria dos seus canais tributários.

Esses valores morfométricos obtidos no alto e médio curso dessa sub-bacia são totalmente compatíveis com suas características gerais de relevo, onde pode ser observado uma baixa incisão e a ausência de desníveis abruptos no canal principal desse trecho (Figura 62).

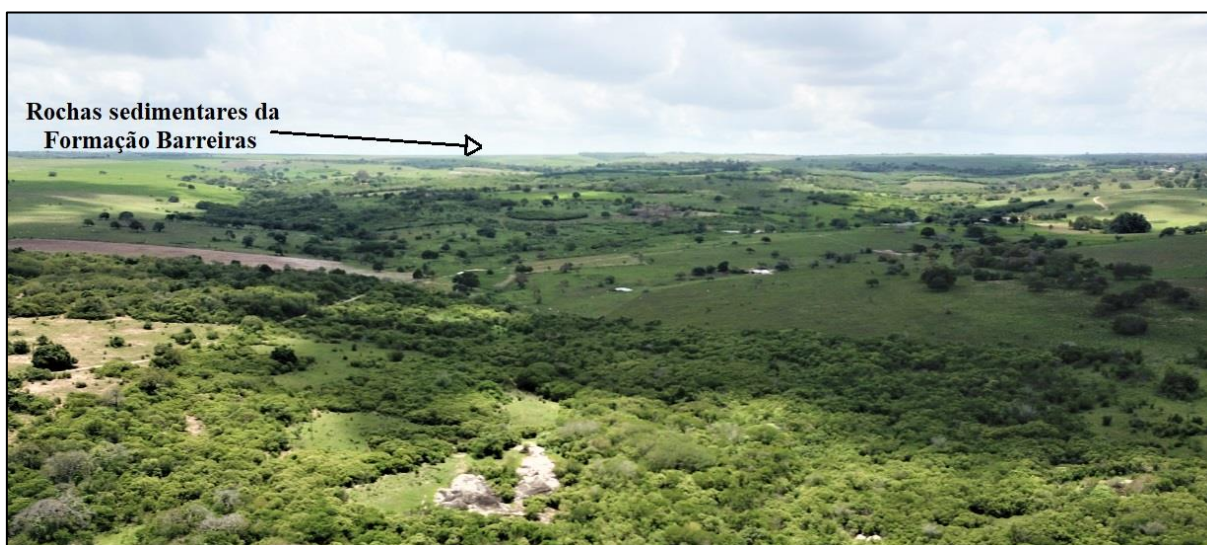


Figura 62 – Baixa incisão e ausência de desníveis abrupto no médio e alto curso do riacho Roncador com destaque para as rochas da Formação Barreiras no seu divisor de águas com a sub-bacia do rio Pitanga. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

No limite entre o médio e o baixo curso do riacho Roncador o índice RFAV apresentou o valor de 1,82, sugerindo que nessa seção transversal não há anomalia na incisão do canal. Porém, no trecho a jusante de onde foi traçado esse perfil transversal, no baixo curso do riacho Roncador, foi registrado o expressivo valor de RDEs/RDEt de 5,48. É importante ressaltar que valores mais elevados de RDE são mais comuns nos segmentos de montante dos canais fluviais,

onde os processos erosivos dos canais, geralmente, são mais enérgicos causando assim maior desnível nesses canais.

Porém, esse valor elevado de RDEs/RDEt no trecho de jusante dessa pequena sub-bacia, é explicado pela ocorrência de *knickpoints* sucessivos registrados nessa área, próximo a desembocadura do riacho Roncador (Figura 63).



Figura 63 – Sequência de *knickpoints* no baixo curso do riacho Roncador. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Trata-se de desníveis acentuados de relevo que dão origem a corredeiras e cachoeiras que atingem os 3,5 metros (Figura 64). As escarpas produzidas por esses desníveis apresentam o direcionamento de NE-SW, mostrando correlação direta com as orientações estruturais estabelecidas pelas antigas zonas de cisalhamento reativadas definidas por Brito Neves *et al.* (2004).

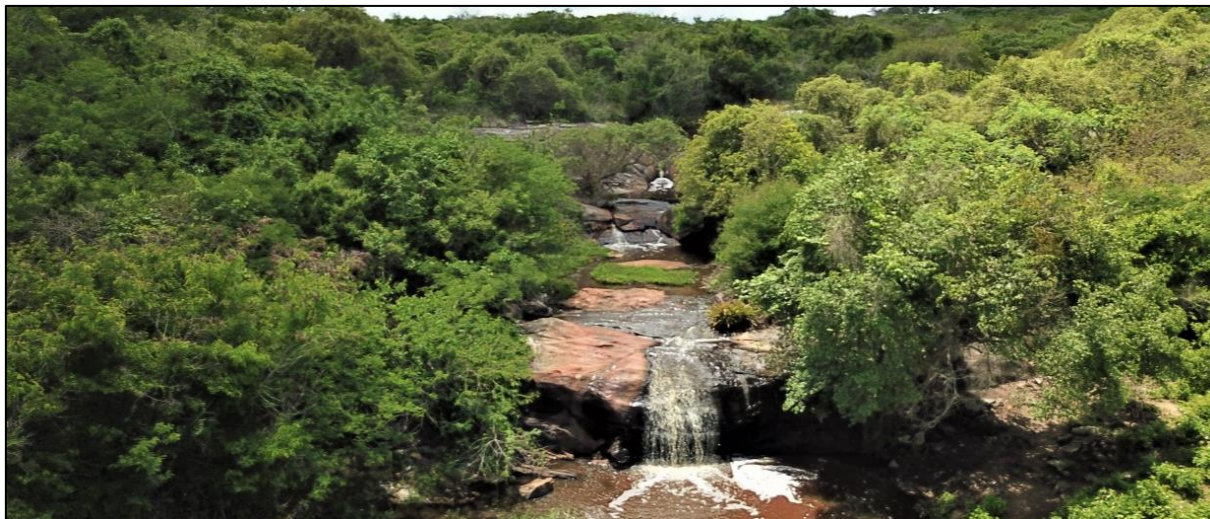


Figura 64 – Cachoeira formada em *knickpoint* no baixo curso do riacho Roncador. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

A cerca de 150 metros, a jusante desse conjunto de quedas d'água, foi registrado através da pesquisa de campo, um desnível altimétrico sugestível de espelho de falha. Para Suguio (1998) um espelho de falha é caracterizado por uma superfície polida e estriada que resulta do atrito ao longo um plano de falha, já Guerra e Guerra (2011) conceituam essa forma como uma face polida que aparece no abrupto, resultante de uma falha (Figura 65).



Figura 65 – Desnível altimétrico sugestível de espelho desenvolvido por falha normal de deslocamento recente no baixo curso do riacho Roncador. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Nessa estrutura, não foi possível observar estrias que demonstrassem o direcionamento do movimento das rochas no processo de fricção, porém, a configuração retilínea contínua desse desnível abrupto, seu direcionamento compatível com os sentidos estabelecidos pelo contexto estrutural e tectônico regional amplamente aceito e divulgado por diversos pesquisadores a exemplo de Brito Neves *et al.*, (2001, 2004), Furrier *et al.* (2006); Brasil (2014a), Brasil (2014b), Lima *et al.* (2015) e sua localização próxima a patamares altimétricos escalonados, fundamentam tal interpretação.

É preciso deixar claro que, na presente tese, se atribuiu a conotação de espelho de falha a essa estrutura, pelo fato de a mesma apresentar características morfológicas compatíveis com os conceitos apresentados, sendo objetivo dessa interpretação preliminar a ampliação da discussão em pesquisas futuras que propiciem melhor detalhamento e aprofundamento nas investigações.

Outro elemento que corrobora fortemente com a sugestão de espelho de falha para essa formação é a descontinuidade de um veio de rocha félsica entre a parte superior e inferior dessa estrutura. Esse veio apresenta características semelhantes nas duas partes citadas, tanto de composição quanto de largura, remetendo assim ao entendimento que foram separados pelos deslocamentos ocasionados pelos movimentos da falha. Através da análise dessa descontinuidade pode ser sugerido que essa falha também deslocou rocha lateralmente em movimento sinistral (Figura 66).



Figura 66 – Veio de rocha félsica com características semelhantes na parte superior e inferior do espelho de falha. Notar o destaque para a largura do veio nos dois locais indicados e as sugestões do movimento lateral (setas e linha branca) e vertical (setas e linha amarela) dessa estrutura. **Fotos:** Ivanildo C. Silva (2019).

Diante dos valores obtidos pelos índices morfométricos e das evidências apresentadas, é possível sugerir que no alto e médio curso da sub-bacia do riacho Roncador, devido a inexistência de elementos geomorfológicos indicativos de tectonismo ativo nesse setor, a designação morfoestrutural do relevo seja mais adequada.

Já o baixo curso o riacho Roncador apresenta evidências claras, tanto morfométricas quanto morfológicas, de atuação de atividade tectônica recente na sua configuração, tratando-se dessa forma de manifestações de relevo morfotectônicas, principalmente na área onde ocorre o espelho de falha mencionado.

9.2.3 Sub-Bacia do riacho Tiriri

A sub-bacia do riacho Tiriri deságua no médio curso do rio Camaratuba e compreende uma drenagem de 4ª ordem. Sua área abrange 20,09 km² e a exemplo do riacho Roncador, está inserida sobre uma área de transição litológica, com as rochas sedimentares da Formação

Barreiras sobrepostas por depósitos colúvio-eluviais nas áreas mais elevadas e as rochas cristalinas da Formação Seridó, pertencentes ao terreno São José do Campestre nas áreas mais rebaixadas dos canais fluviais (Figura 67).

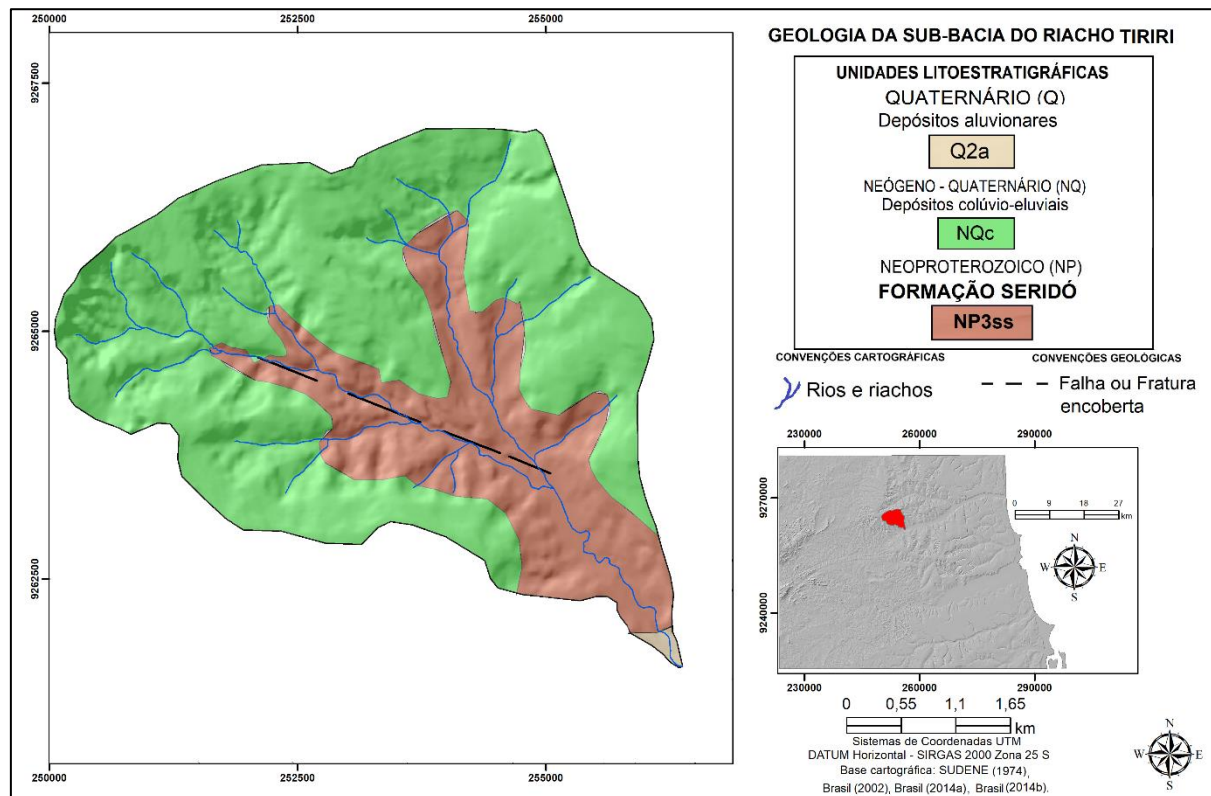


Figura 67 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do riacho Tiriri. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

O padrão de drenagem principal dessa sub-bacia é o dendrítico com canais mais desenvolvidos apresentando certa retinidade e alinhados na direção preferencial NW-SE. É possível observar na figura anterior que Brasil (2014b) mapeou uma falha que direciona o canal principal desse riacho, mostrando assim que esse direcionamento preferencial pode ser resultado de fatores tectônicos atuantes sob esse segmento.

Já nas drenagens de 1ª ordem, notadamente no médio curso dessa sub-bacia, os canais fluem na direção NE-SW, demonstrando estarem ajustadas as direções mais gerais estabelecidas pelas estruturas herdadas da atuação das zonas de cisalhamento Pré-Cambrianas, sendo essa a tendência geral dessa ordem hierárquica de drenagem no interflúvio norte do rio Camaratuba.

Essa tendência de ajustamento desses canais a fatores tectônicos e estruturais foram corroborados pelos resultados obtidos com a aplicação dos índices morfométricos. Todos os

pontos analisados apresentaram valores anômalos na configuração geral do relevo e da rede de drenagem dessa sub-bacia.

O RDEs/RDEt apresentou valores que correspondem a anomalias de 2ª ordem nos dois segmentos, com maior expressividade no segmento de montante (3,65), mesma situação verificada no resultado de RFAV nessa região da sub-bacia que apresentou valor de 0,33 no perfil transversal analisado. Esses valores somados ao valor obtido pela aplicação do índice FA de 34,0, que representa uma assimetria considerável nessa sub-bacia com basculamento para sua margem esquerda e intensidade anômala alta, reafirmam o caráter de relevo morfoestrutural e morfotectônico dessa área.

O principal indicativo de relevo morfotectônico dessa sub-bacia ocorre no seu alto curso, na mesma região onde os índices morfométricos apontaram valores anômalos mais elevados. Trata-se de um *knickpoint* com desnível aproximado de 9 metros que ocorre sobre o canal principal alinhado por falha estabelecida em mapeamentos geológico. É importante lembrar que não foi observada mudanças de litologia local desse *knickpoint*, o que reforça o caráter morfotectônico ou estrutural dessa forma de relevo (Figura 68).



Figura 68 – *Knickpoint* com desnível aproximado de 9 metros no alto curso do riacho Tiriri. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Nos médio e baixo cursos dessa sub-bacia os valores menos expressivos de RDEs/RDEt (2,30) e RFAV (0,64) também estão de acordo com a configuração geral do relevo e da

hidrografia dessa área, visto que ali é possível notar canais retilíneos e que apresentam aprofundamento moderado dos seus vales até desembocarem no rio Camaratuba (Figura 69).



Figura 69 – Canais retilíneos com entalhamentos moderados dos vales, possivelmente, alinhados por falha tectônica no alto curso do riacho Tiriri. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Diante do exposto, se entende que a sub-bacia do riacho Tiriri apresenta características morfológicas e morfométricas que são suficientes para estabelecer influências tanto morfoestruturais quanto morfotectônicas na elaboração de relevo e da rede de drenagem.

9.2.4 Sub-Bacia do rio Pitanga

A sub-bacia do rio Pitanga abrange uma área de 122,86 km², correspondendo a uma hierarquia de 4ª ordem e um padrão de drenagem notadamente dendrítico, apresentando canais com certa retilinearidade e direcionados de acordo com as linhas gerais estabelecidas pelas zonas de cisalhamento que atuam nessa área, a saber, NE-SW e NW-SE.

Essa sub-bacia está localizada na área central do interflúvio a norte do rio Camaratuba, do qual o rio Pitanga é afluente. Geologicamente essa sub-bacia modela seus canais fluviais sobre as rochas sedimentares da Formação Barreiras sobrepostas por depósitos colúvio-eluviais

e apresenta trechos de seu canal principal alinhado por falha no sentido NE-SW estabelecida em mapeamento geológico por Brasil (2014b) (Figura 70).

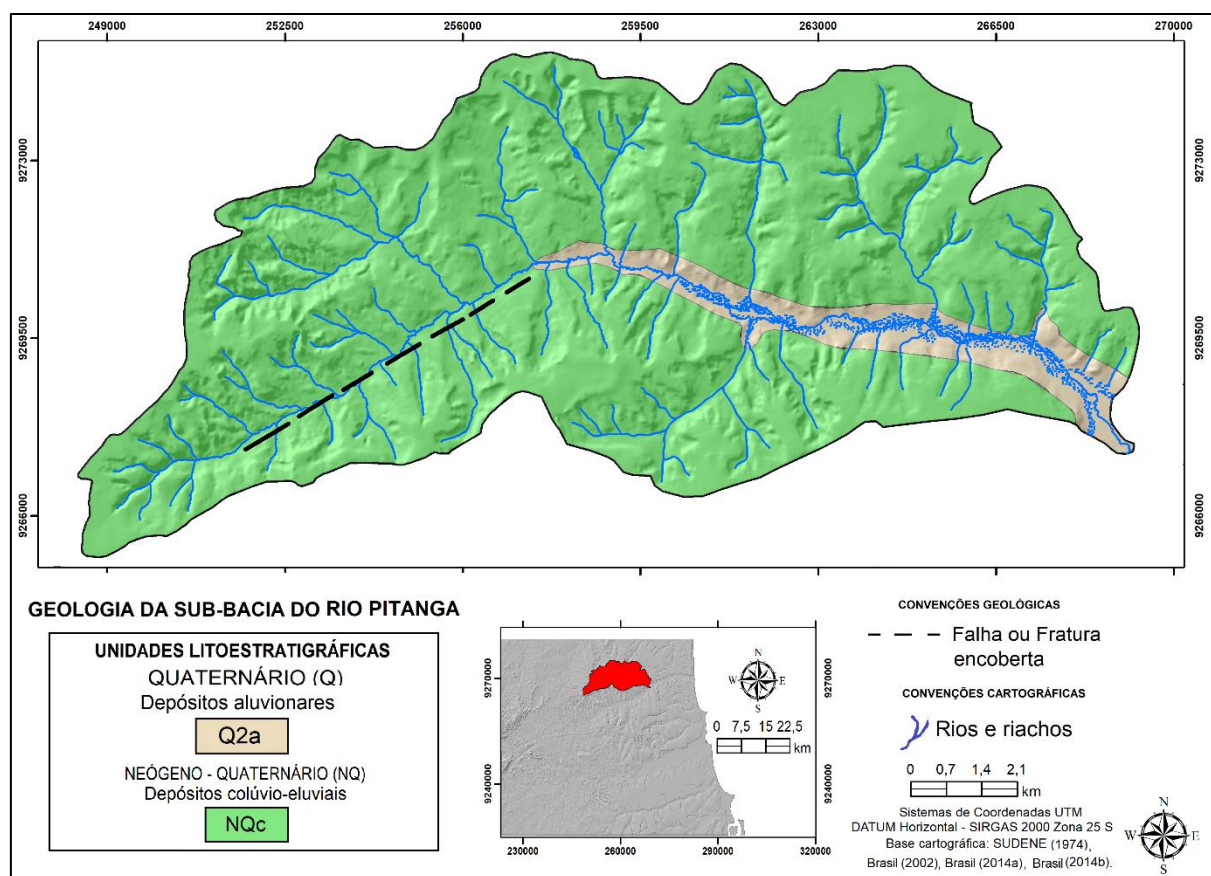


Figura 70 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do rio Pitanga. **Elaboração:** Ivanildo Costa da Silva (2020)

Como observado, no contexto geral, a sub-bacia do rio Pitanga apresenta características que condizem com a estruturação e as reativações tectônicas das estruturas herdadas de zonas de cisalhamento Pré-Cambrianas, mostrando assim, em alguns pontos, caráter morfotectônico no seu modelado. Aliados a essa conotação geral, através da aplicação dos índices morfométricos, foram obtidos valores que corroboram com tal afirmativa.

A área central dessa sub-bacia encontra-se bastante dissecada, porém, ainda apresenta altimetria elevada para os padrões regionais nas suas bordas, onde os processos erosivos agem com maior intensidade. Os processos atuantes sobre essa sub-bacia ainda preservam a retilinidade no alto curso do seu canal principal, alinhado por falha tectônica estabelecida por Brasil (2014b) (Figura 71).

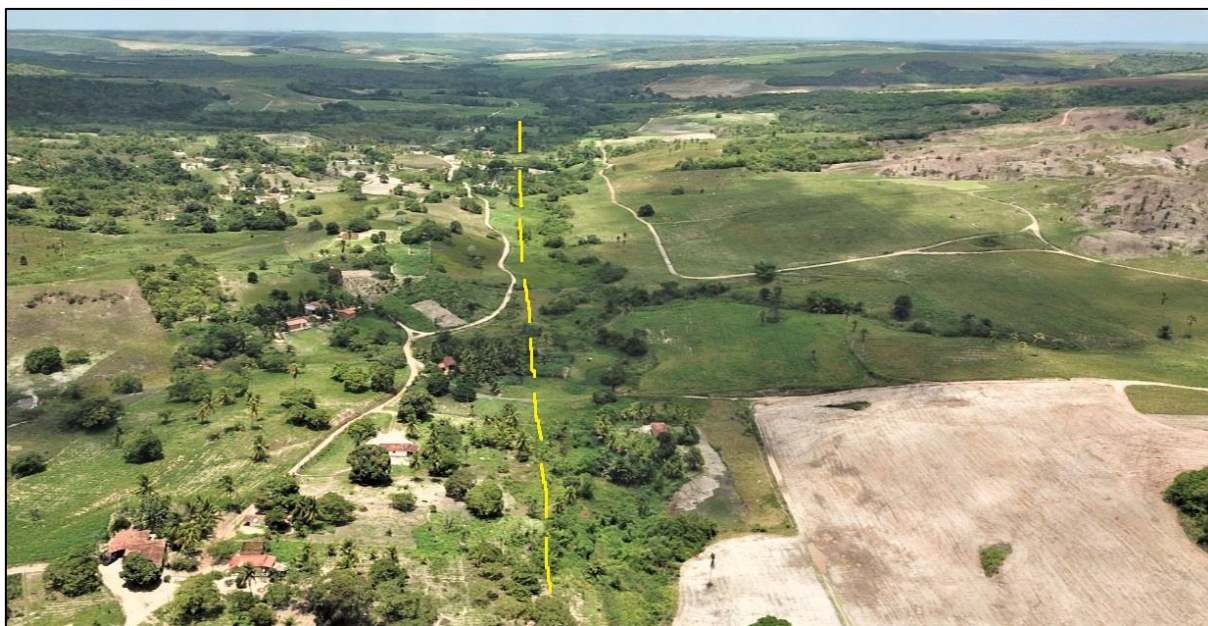


Figura 71 – Canal principal do rio Pitanga apresentando retinidade e alinhamento sobre falha tectônica mapeada por Brasil (2014b) (linhas tracejadas amarelas). **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Nesse ponto do alto curso dessa sub-bacia, os valores de RDEs/RDEt (5.09) e de RFAV (0,52) responderam de forma satisfatória as condições de relevo e hidrografia verificados no material cartográfico produzido e nas pesquisas de campo. O valor expressivo de RDEs/RDEt obtido no alto curso do rio Pitanga comprova que ele ainda disponibiliza muita energia aos processos erosivos atuantes, o que causa desníveis acentuados no seu curso refletindo assim diretamente nos valores apresentados por esse índice.

Os principais elementos do relevo e da rede de drenagem que corroboram com a conotação morfotectônica dessa sub-bacia, além do que já foi exposto, é a formação de cachoeiras em seus tributários e a formação de facetas triangulares no vale do seu canal principal.

O *knickpoint*, conhecido como “Cachoeira do Pinga”, apresenta um desnível de aproximadamente 4 metros em um local onde o vale do tributário também apresenta forte incisão (Figura 72). É fato que a litologia friável da Formação Barreiras e as características climáticas homogêneas dessa área não podem ser citadas como únicos elementos condicionantes desse tipo de relevo localizado, podendo ser inferido, diante do contexto tectônico regional, também uma explicação morfotectônica.

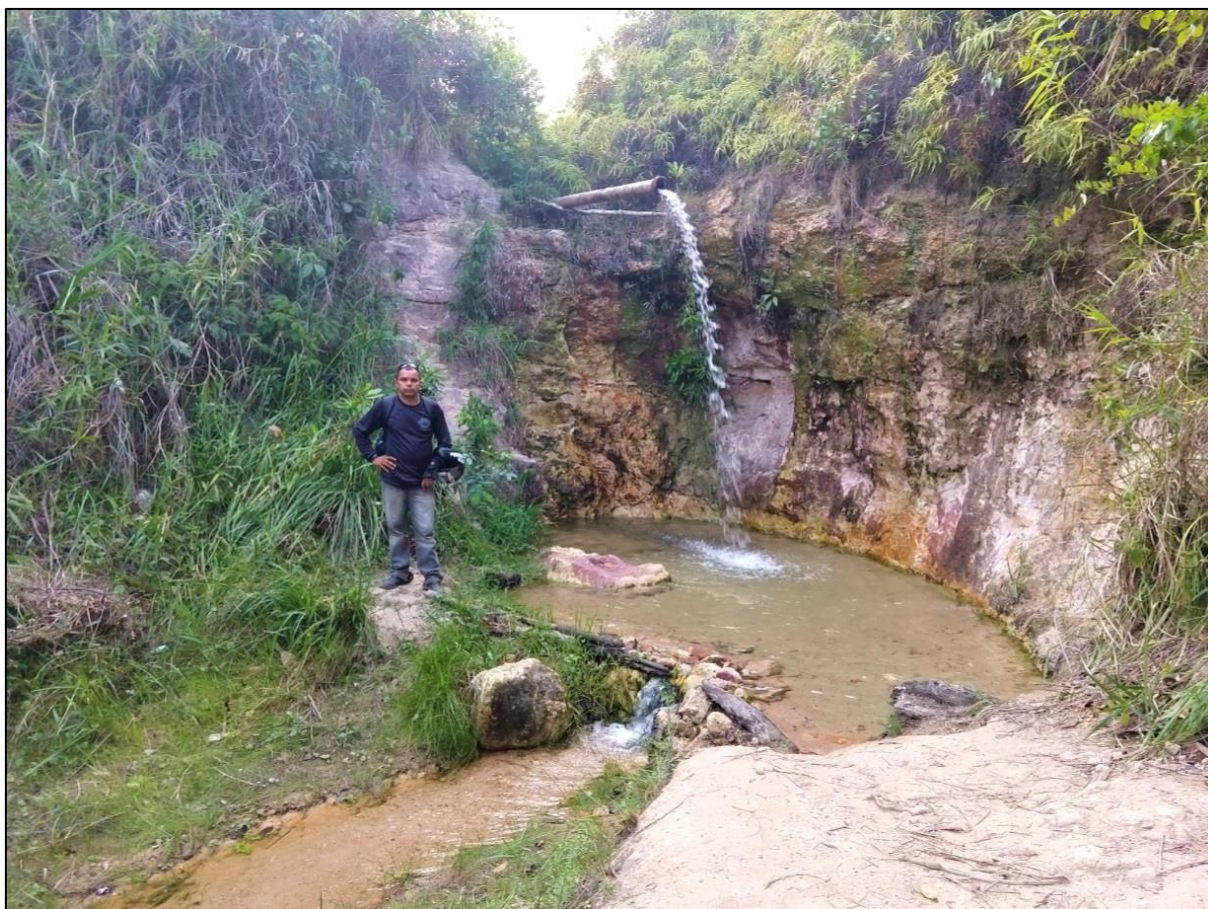


Figura 72 – Cachoeira do Pinga, desnível com aproximadamente 4,5 metros de altura no alto curso da sub-bacia do rio Pitanga. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

É importante esclarecer que a tubulação verificada na figura anterior não descaracterizou a configuração original desse desnível altimétrico, tendo sido inserida recentemente nesse local para fins recreativos.

A montante desse ponto foi registrada através de análises em campo a formação de facetas triangulares na vertente direita do rio Pitanga. Essas facetas apresentam avançado estágio de dissecação e ocorrem perpendicularmente a falha tectônica estabelecida por Brasil (2014b) nessa área, sugerindo uma correlação direta entre a existência do falhamento e o avanço do processo erosivo por ele influenciado (Figura 73).



Figura 73 – Facetas triangulares desenvolvidas perpendicularmente a um segmento de falha tectônica estabelecida por Brasil (2014b) no alto do rio Pitanga. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Os valores obtidos a jusante dessa sub-bacia tanto de RDEs/RDEt de 2,77 que demonstra baixa anomalia longitudinal quanto o de RFAV de 2,46, que sugere a inexistência de anomalia transversal no ponto analisado, são justificados pela ausência de desníveis consideráveis no canal do curso principal do rio Pitanga e pela dissecação elevada já mencionada que aumenta a largura de fundo do vale e influencia os resultados de RFAV.

De forma geral, se entende que essa sub-bacia apresenta evidências de configuração morfotectônica no seu relevo, sobretudo no seu alto curso, o que é respaldado também pelo valor obtido com a aplicação do índice FA que apresentou valor de 35,1, indicativo de anomalia de intensidade média e basculamento para o lado esquerdo do seu canal principal.

9.2.5 Sub-Bacia do rio Mataraquinha

A sub-bacia do rio Mataraquinha apresenta a segunda menor em extensão das bacias e sub-bacias analisadas, sendo afluente da margem esquerda do rio Camaratuba. Sua abrangência territorial ocupa 6,53 km², com hierarquia de 2ª ordem, sendo composta por apenas o canal principal e um afluente mais expressivo, que se desenvolvem sobre a litologia friável da Formação Barreiras sobrepostas por depósitos colúvio-eluviais (Figura 74).

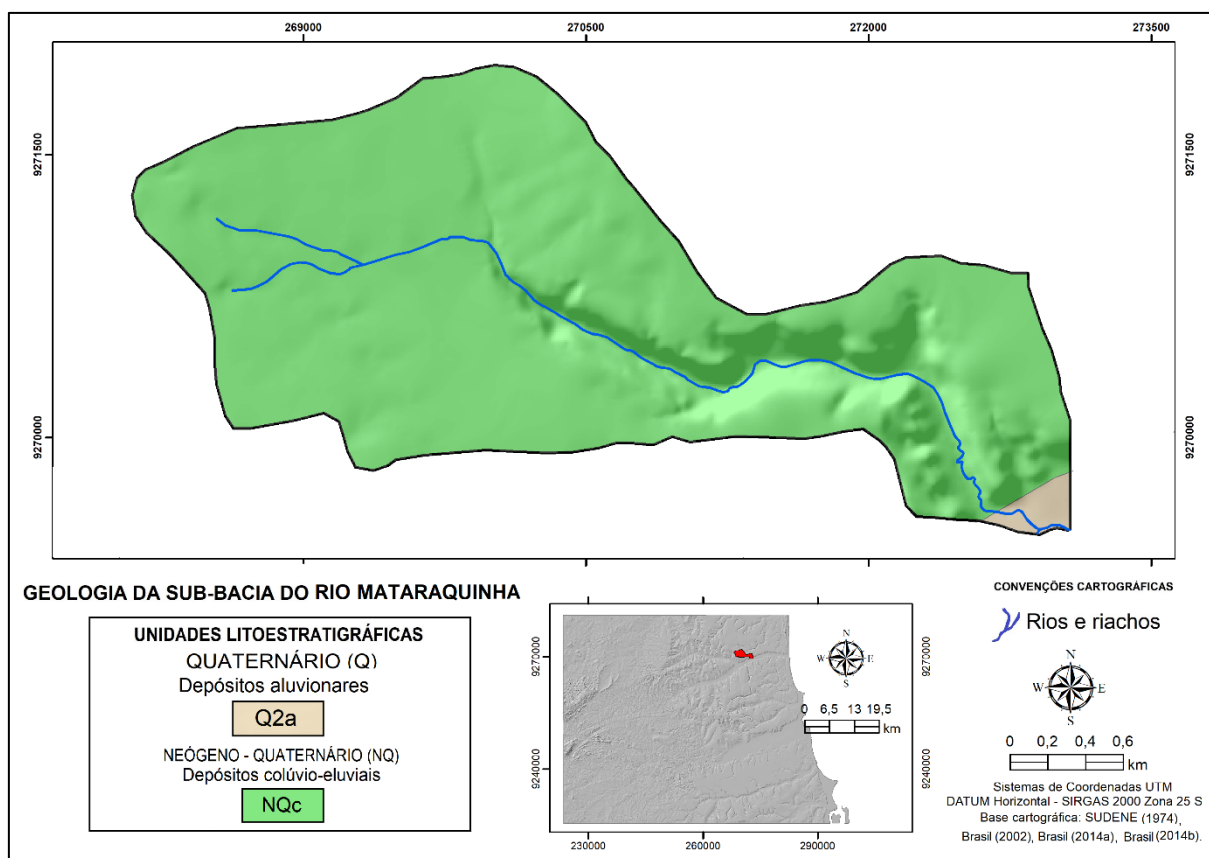


Figura 74 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do rio Mataraquinha. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

Os valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos nessa sub-bacia sugerem que o desenvolvimento do relevo e da rede de drenagem está sob forte influência de atividade tectônica, o que, em análise preliminar, é corroborado pela sua aparência morfológica tanto do relevo quanto da rede de drenagem.

O valor de RDEs/RDEt obtido de 4,50 no segmento de montante do rio Mataraquinha é um indicativo de anomalia de 2ª ordem, sendo esse um valor muito expressivo para uma sub-bacia de pequena extensão. Essa anomalia também foi confirmada com a aplicação do índice RFAV, no qual se obteve o valor de 0,40 no perfil transversal de montante. A explicação para valores tão elevados obtidos em uma sub-bacia de baixa extensão territorial e baixa hierarquia de drenagem, está na existência de um expressivo *knickpoint* encontrado em local de difícil acesso no seu alto curso (Figura 75).

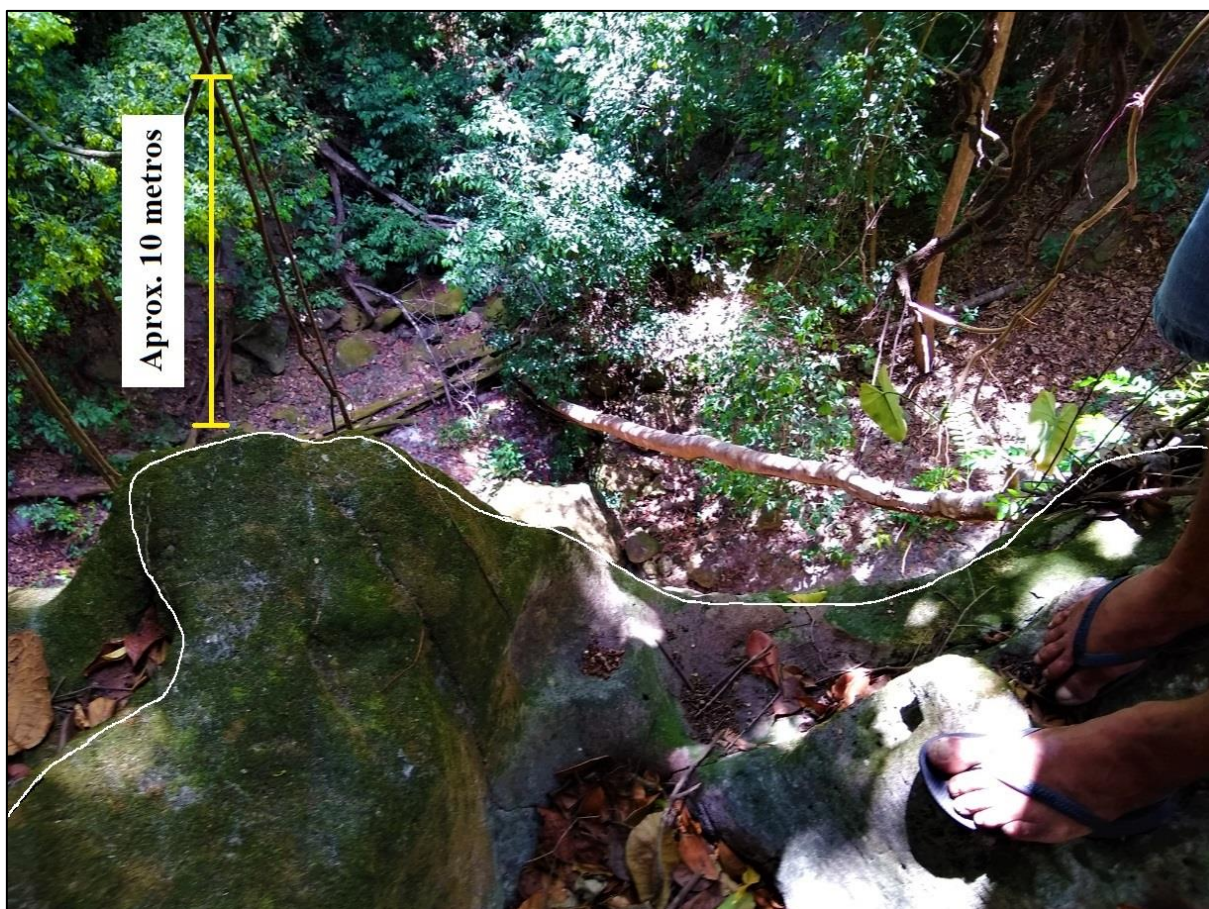


Figura 75 – *Knickpoint* com aproximadamente 10 metros de altura delimitado por encostas abruptas (linha branca) no alto curso do rio Mataraquinha. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Trata-se de um desnível altimétrico com aproximadamente 10 metros de altura delimitado por encostas abruptas tanto nas laterais quanto no leito do rio. A partir desse ponto, para montante, se observa que o canal do rio Mataraquinha está se ajustando ao novo nível de base estabelecido pelo *knickpoint*. Foi observado no trecho de montante uma forte incisão que sugere está nos seus estágios iniciais com aprofundamento do canal em forma de V muito estreito apresentando profundidade aproximada de 4 metros e delimitado por encostas abruptas (Figura 76).



Figura 76 – Canal em forma de V muito encaixado apresentando profundidade aproximada de 4 metros e delimitado por encostas abruptas a montante do *knickpoint* do alto curso do rio Mataraquinha. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Essas configurações morfológicas e morfométrica do relevo e da rede de drenagem estabelecem uma conotação claramente morfotectônica para essa área, além disso, quando se observa o direcionamento preferencial desse trecho do canal em relação ao direcionamento das drenagens das demais sub-bacias, é notório que o surgimento desse desnível altimétrico está relacionado ao contexto estrutural e tectônico regional.

No ponto onde foram localizadas essas anomalias de relevo ocorre também uma expressiva anomalia na drenagem, visto que nesse ponto nota-se uma forte inflexão no canal principal do rio Mataraquinha, que passa a assumir o mesmo direcionamento das drenagens da sub-bacias vizinhas, NE-SW, destoando do direcionamento preferencial de NW-SE do restante do canal a jusante (Figura 77), demonstrando, dessa forma, ligações evidentes entre a ocorrência do *knickpoint* e o alinhamento das drenagens que podem ser resultado da atuação de atividade tectônica.

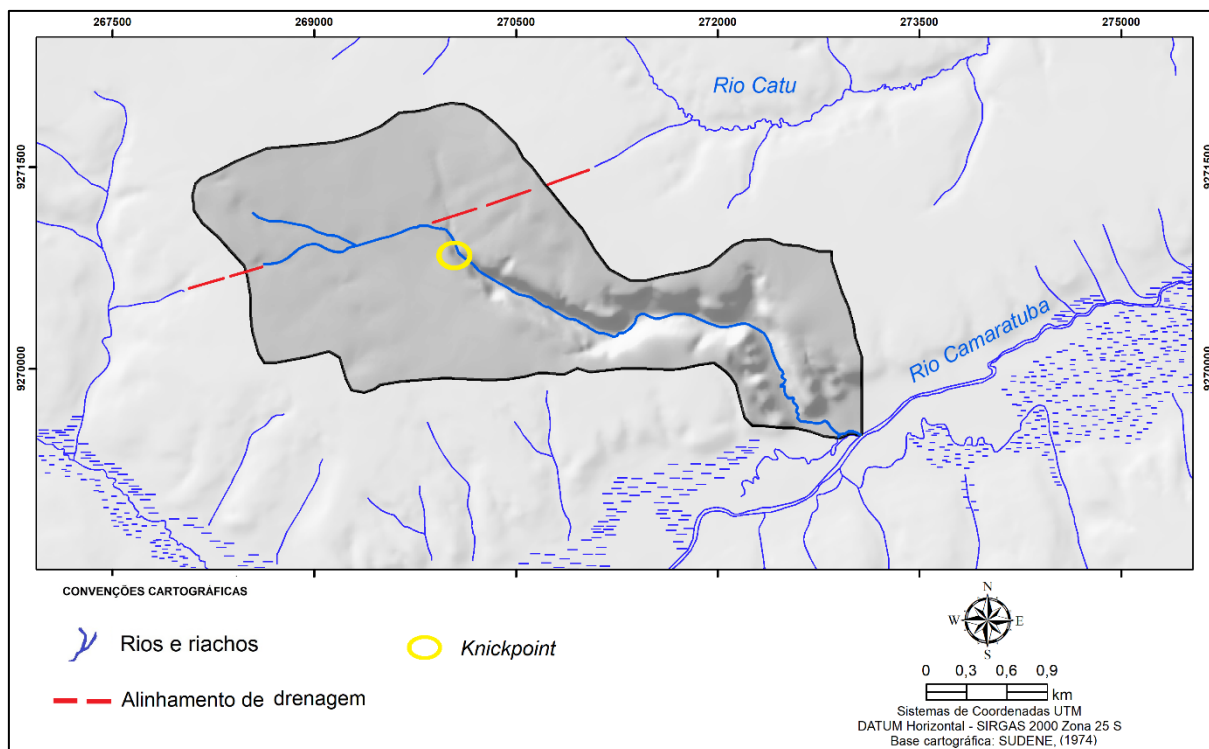


Figura 77 – Alinhamento de drenagens de 1ª ordem no sentido NE-SW na área do *knickpoint* do alto curso do rio Mataraquinha, um indicativo de controle tectônico da rede de drenagem nessa área. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

No médio e baixo curso do rio Mataraquinha os valores de RDEs/RDEt (3,18), RFAV (0,20), um dos mais expressivos obtidos nesse estudo, e o valor representativo de baixa anomalia de FA (45,7), além do fato desse ser um canal de 2ª ordem, são indicativos do processo recente de formação de sua rede de drenagem. Tal situação é respaldada também pelo fato dessas drenagens se desenvolverem em áreas de litologia friável e apresentarem alta energia nos processos erosivos que fora da condição recente de sua formação já teria atenuado suas características altimétricas e, conseqüentemente, diminuído a energia disponibilizada aos processos erosivos.

Diante dos fatos apresentados é possível sugerir que o desenvolvimento e direcionamento do canal do rio Mataraquinha, a montante do ponto onde ocorre o *knickpoint* citado, pode estar relacionado ao evento tectônico que deu origem a esse desnível altimétrico, onde a drenagem está se ajustando ao novo nível de base criado e a linha de fraqueza desenvolvida pelo falhamento, dando a essa sub-bacia evidências de conotação morfotectônica.

9.2.6 Sub-Bacia do rio Catu

O rio Catu é afluente do rio Guaju e a área de sua sub-bacia compreende 52,64 km². Sua drenagem alcança a hierarquia de 4ª ordem com padrão de distribuição dendrítico e canais pouco desenvolvidos, predominando os de hierarquia de 1ª ordem, alguns apresentando aspectos retilíneos.

Essa sub-bacia se desenvolve sobre as rochas friáveis da Formação Barreiras sobrepostas por sedimentos colúvio-eluviais nas partes mais elevadas e outros sedimentos quaternários no leito do canal principal e em alguns afluentes mais desenvolvidos, sobretudo a partir da metade do seu curso para jusante (Figura 78).

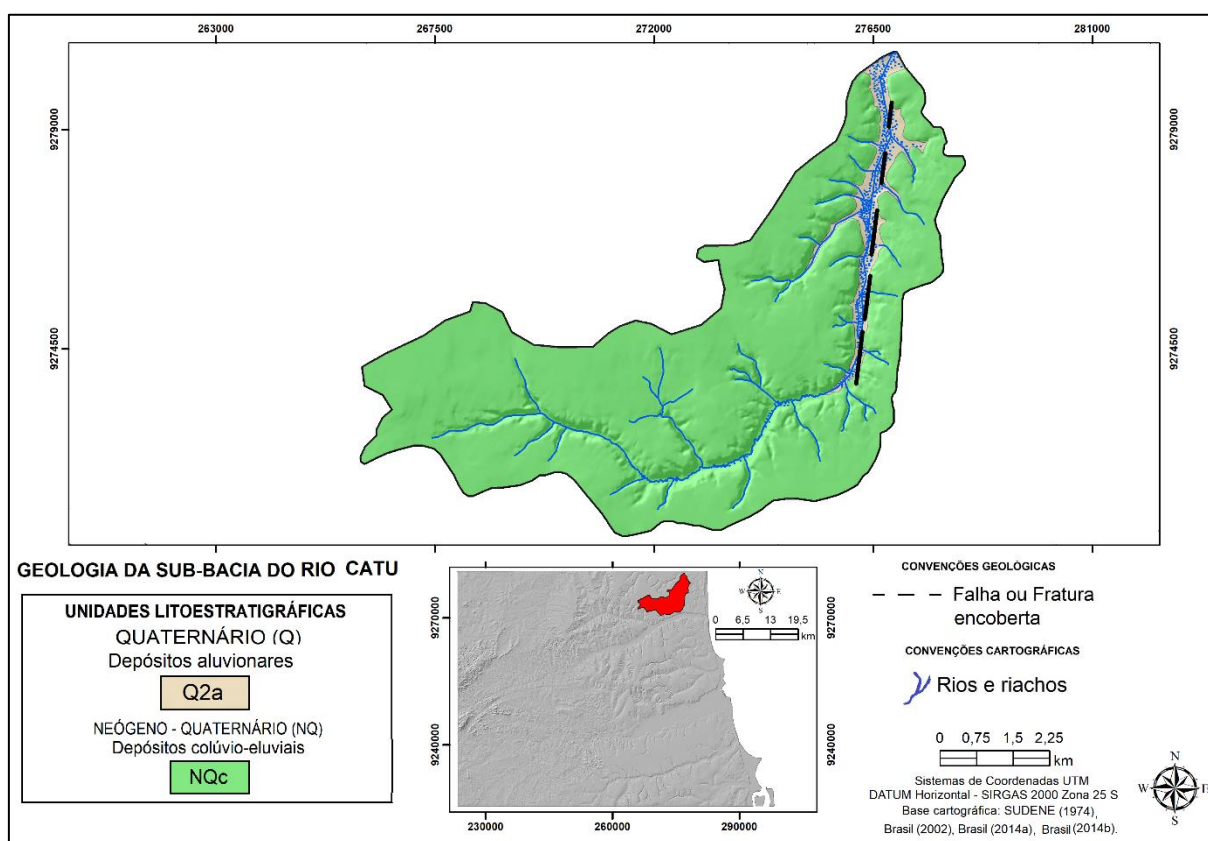


Figura 78 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do rio Catu. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

Sua altimetria é relativamente baixa estando a maioria dos seus tributários em cota máxima de até 60 metros, o que justifica o fraco desenvolvimento dos canais dessa sub-bacia e os valores pouco representativos de atuação de atividade tectônica ou influência estrutural obtidos com a aplicação dos índices morfométricos.

Os valores mais consideráveis obtidos com esses índices podem ser observados no alto curso dessa sub-bacia, sobretudo o valor de 3,80 do RDEs/RDEt. Nesse trecho as cotas altimétricas variam de 140 a 10 m de montante para jusante, justificando tais valores ali obtidos. Nessa área, os valores obtidos com a aplicação do índice RFAV de 0,88 e do índice FA de 39,9, também sugerem controle estrutural na elaboração do relevo e rede de drenagem dessa sub-bacia.

O baixo valor de RDEs/RDEt (2,39) e de RFAV não anômalo (1,32) no baixo curso dessa sub-bacia são justificados pela sua altimetria baixa, resultante do avanço do processo erosivo que arrasou o relevo dessa área. Por meio da análise do material cartográfico e das pesquisas de campo foi possível observar que o rio Catu e seus afluentes apresentam configuração geral compatível com o contexto estrutural e de reativações tectônicas que agem sobre essa região.

O seu canal principal é dividido em três setores que apresentam direcionamentos distintos separados por inflexões consideráveis. O setor do alto curso desse rio assume a mesma direção de alguns dos seus tributários de 1ª e 2ª ordens, a saber, NW-SE, sugerindo assim que esse setor está ajustado a movimentações do substrato sedimentar mais recentes, visto que esse é um padrão geral também observado a oeste, na sub-bacia do rio Pitanga, de geologia sedimentar e dos rios Pirari e Curimataú, que erodem o substrato cristalino, que também apresentam esse direcionamento, principalmente em drenagens de 1ª e 2ª ordens.

No contexto geral é possível observar que alguns canais mais desenvolvidos dos tributários dos rios regionais fluem na direção NE-SW, sentido que só é assumido pelo rio Catu nos seus médio e baixo cursos. No seu baixo curso o rio tem uma nova mudança de direção de NE-SW para NNE-SSW, ajustando-se nesse trecho a uma falha tectônica estabelecida no mapeamento geológico de Brasil (2014b), ocorrendo nesse ponto, além da inflexão, o desenvolvimento de novos canais de drenagem seguindo a mesma direção geral da falha estabelecida (Figura 79).

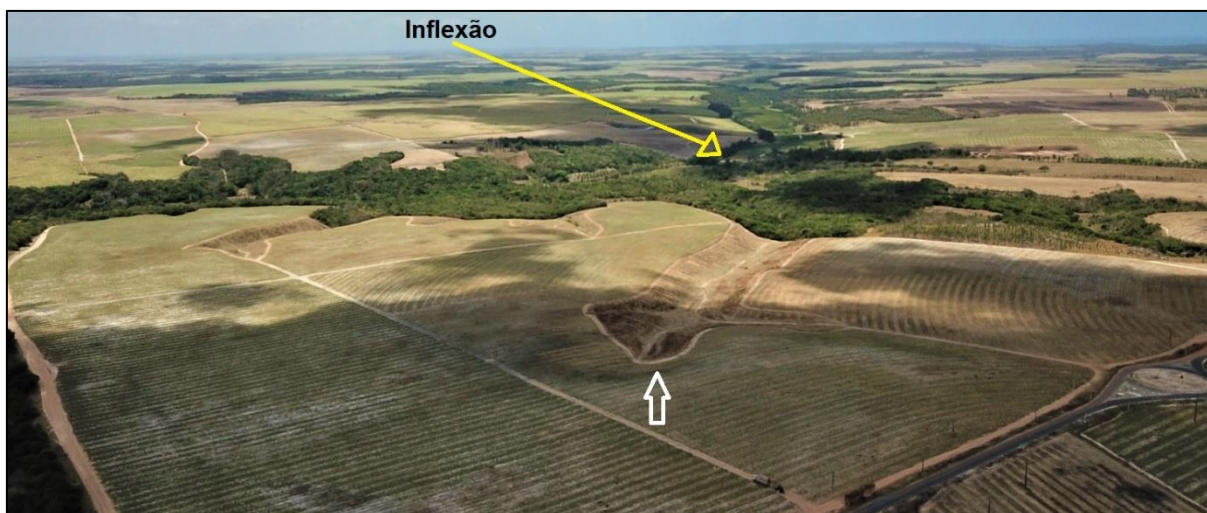


Figura 79 - Formação de novo canal de drenagem na mesma direção de falha tectônica estabelecida por Brasil (2014b) em inflexão do alto curso do rio Catu (seta branca). **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Esse desenvolvimento de novos canais de drenagem seguindo o mesmo direcionamento da falha geológica citada, demonstra a possibilidade de ser um ajuste da drenagem dessa sub-bacia às movimentações tectônicas regionais, que podem ter estabelecido linhas de fraquezas na litologia, sendo essas aproveitadas pela dinâmica hidrográfica para a formação de novos canais orientados nas direções estabelecidas.

9.2.7 Sub-Bacia do riacho Canafístula

Inicialmente, se faz necessário deixar claro que o nome Canafístula foi atribuído ao riacho principal dessa sub-bacia na presente pesquisa. Isso se deu pelo fato do material cartográfico de onde foi extraída a rede de drenagem não ter atribuído nome a tal riacho. Dessa forma, por sua nascente está situada na localidade do sítio Canafístula, no município de Araçagi, esse canal fluvial e sua sub-bacia de drenagem foram assim denominados. É válido ressaltar que se houver outra nomenclatura já registrada para esse riacho essa deve ter preferência sobre a nomenclatura estabelecida.

Feitos os devidos esclarecimentos, foi observado que a sub-bacia do riacho Canafístula é a menor em área territorial entre as bacias e sub-bacias analisadas nessa pesquisa, compreendendo 3,54 km². Seu canal principal apresenta uma drenagem de 2ª ordem, configurando-se em relação às drenagens das sub-bacias vizinhas como de padrão de drenagem dendrítico pouco desenvolvido sobre litologia cristalina do Complexo Sertânia, pertencente ao terreno Alto Pajeú (Figura 80).

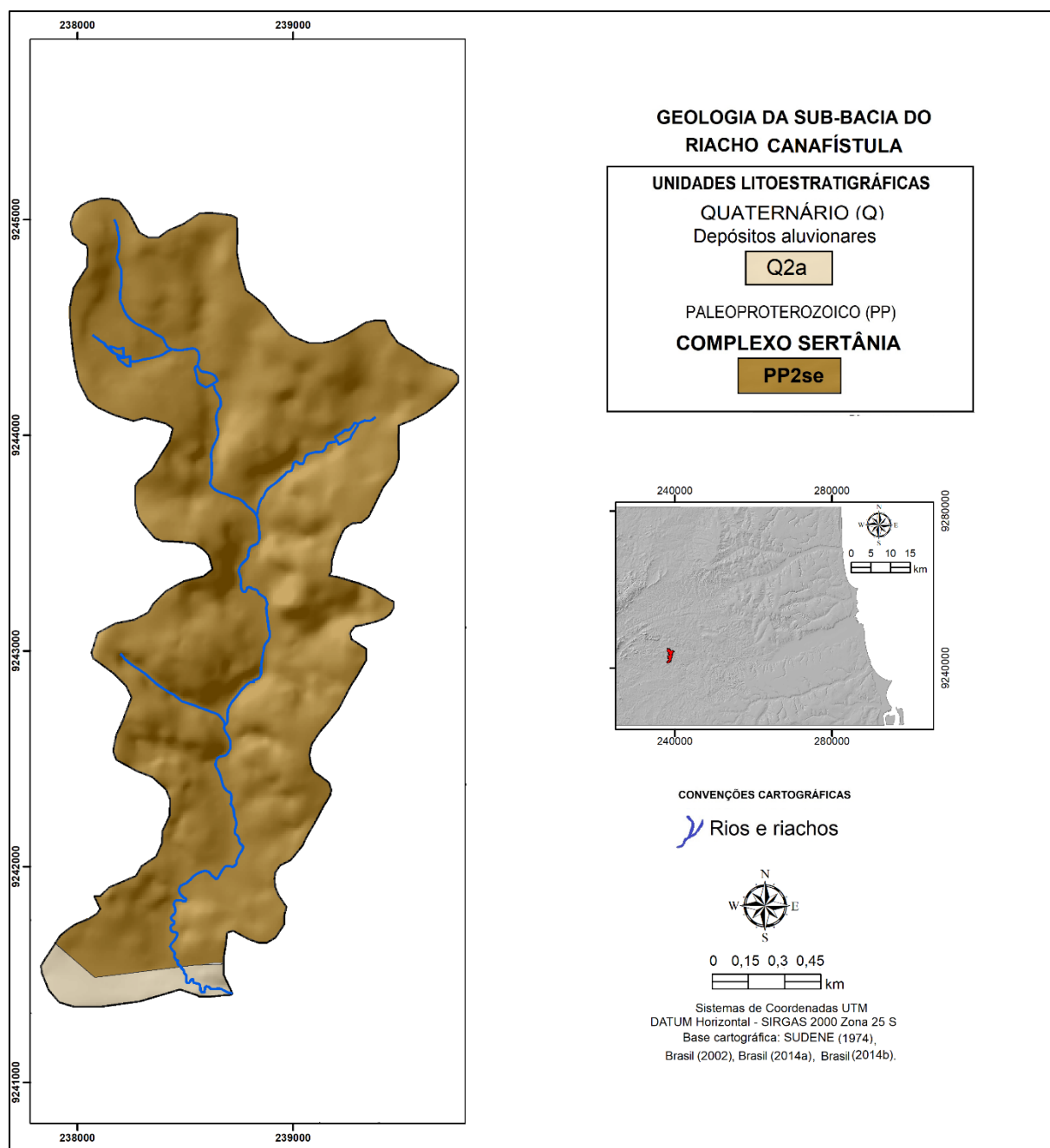


Figura 80 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do riacho Canafístula. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

Os índices morfométricos foram aplicados nessa sub-bacia nos segmentos de montante e jusante, que apresentaram valores consideráveis diante da sua reduzida extensão territorial e do fraco desenvolvimento dos seus canais de drenagem.

O valor de RDEs/RDEt de 2,85 no alto curso do riacho Canafístula revela que nessa área ocorre uma anomalia de 2ª ordem, o que pode ser considerado um valor normal para as características gerais dessa parte do canal, porém não foram encontrados desníveis abruptos nessa área, apenas os desníveis naturais estabelecidos pelo processo erosivo. O valor de FA de

43,5 corrobora com essa anomalia, visto que a mesma representa uma anomalia de intensidade baixa e assimetria para o lado esquerdo do canal principal dessa sub-bacia.

Diante do exposto, o fator principal que levou a consideração dessa pequena sub-bacia para uma análise mais detalhada foi a observação de meandros abandonados no baixo curso do seu canal principal, que demonstram ter relação direta com um desnível abrupto de relevo que se apresenta alinhado no mesmo sentido da direção assumida também pelo rio Araçagi após uma brusca inflexão no seu curso (Figura 81).

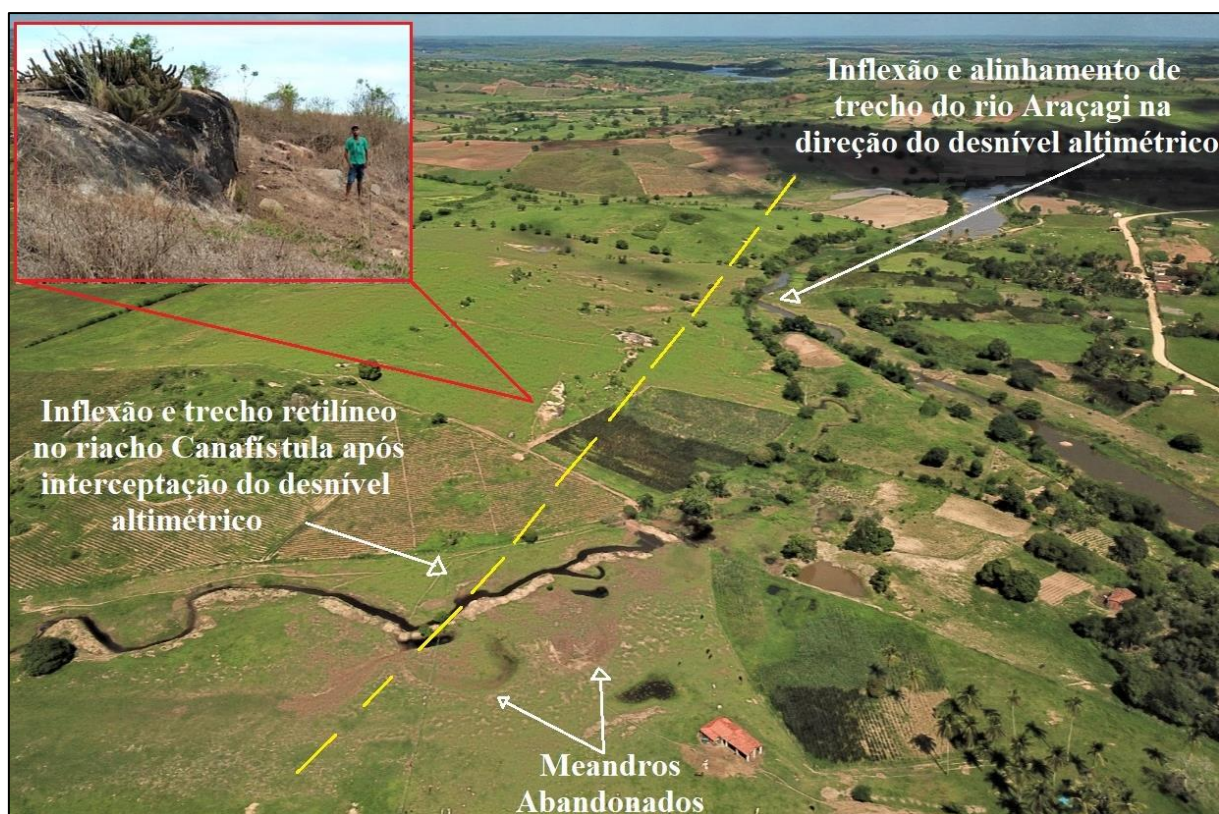


Figura 81 – Desnível abrupto de relevo alinhado com a formação de meandros abandonados e inflexão no canal do riacho Canafistula e inflexão do canal do rio Araçagi (linhas tracejadas amarelas). **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Essa anomalia observada no relevo e na rede de drenagem foi fortemente corroborada pelo valor de RDEs/RDEt obtido nesse trecho de jusante, que registrou 5.15, um dos maiores encontrados nessa tese. Dessa forma, considerando que valores mais elevados de RDEs/RDEt não são comuns em trechos de jusante e diante da configuração que essa área apresenta, esse valor registrado deve ser compreendido como um forte indício de que essas anomalias apresentam relações entre si e podem ter sofrido influências diretas de fatores tectônicos na sua elaboração.

Essa sugestão se baseia na possibilidade de o desnível altimétrico ter modificado o nível de base do canal do riacho Canafístula disponibilizando mais energia para a sua corrente fluvial que ao se ajustar e aumentar seu poder erosivo criou um novo curso com maior retilinidade dando origem aos meandros abandonados.

Diante dos fatos apresentados, entende-se nessa tese que a configuração do setor do baixo curso do riacho Canafístula apresenta indícios de ter sido submetido a atividade tectônica recente no seu desenvolvimento, sendo apropriado considerar que suas formas de relevo têm conotação morfotectônica, fato apoiado pelos valores obtidos com o índice RDEs/RDEt, apresentando indícios morfológicos e morfométricos para tal constatação.

9.2.8 Sub-Bacia do rio Itapororoca

O rio Itapororoca é afluente do médio curso do rio Mamanguape e sua sub-bacia abrange uma área de 80,01km², apresentando padrão de drenagem dendrítico com hierarquia de 4ª ordem. O desenvolvimento de seus canais fluviais se dá sobre rochas cristalinas do Complexo Sertânia, pertencentes ao terreno Alto Pajeú, com áreas do seu médio e baixo curso erodindo rochas da unidade Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca (Ki?) (BRASIL, 2002; BRASIL, 2014b) (Figura 82).

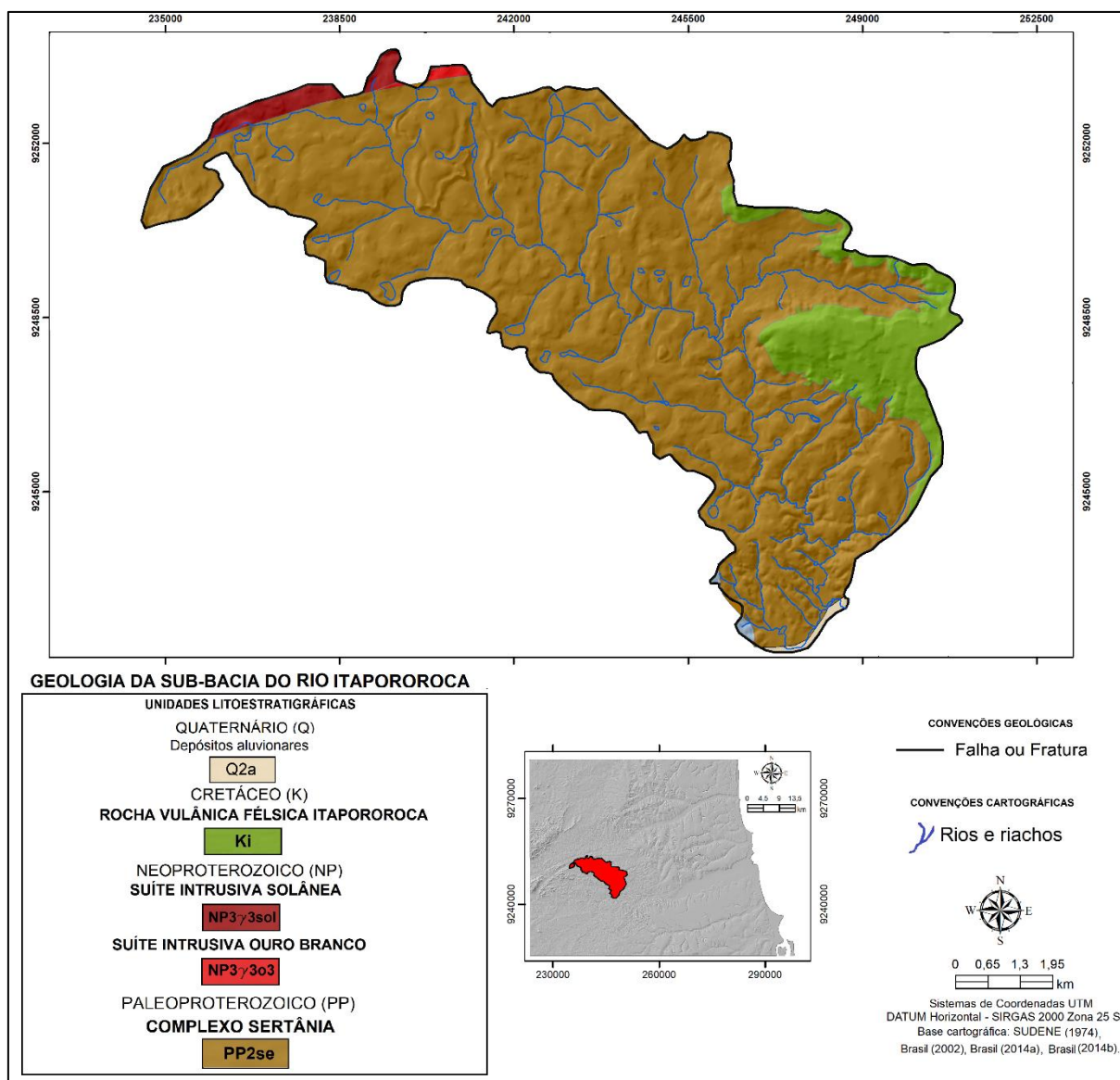


Figura 82 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do rio Itapororoca. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

A configuração geral do relevo e rede de drenagem dessa sub-bacia a coloca como uma área de relevante interesse para a análise proposta na presente tese. As morfologias desses elementos demonstram clara influência no seu desenvolvimento tanto de fatores estruturais como fatores tectônicos regionais, fatos corroborados pelos resultados obtidos com a aplicação dos índices morfométricos.

O valor de RDEs/RDEt registrado no alto curso do rio Itapororoca de 2,25 apresenta boa compatibilidade à configuração morfoestrutural que esse segmento de montante apresenta, no qual não foi encontrado em campo desníveis abruptos no seu leito, o que justifica esse valor quase nulo na detecção de anomalias longitudinal. Essa estabilidade altimétrica também foi

corroborada pelo valor obtido pelo índice RFAV nessa área, onde o valor de 3,53 demonstrou não haver anomalia transversal no ponto analisado no canal.

A estruturação da rede de drenagem no alto curso dessa sub-bacia se dá pela influência da Zona de Cisalhamento Remígio-Matinhas que alinha lagoas e segmentos de drenagens de 1ª e 2ª ordens em formas de arco no sentido predominante de ENE-WSW, no trecho da sub-bacia do rio Itapororoca.

Essa orientação estrutural de drenagem e a configuração morfoestrutural do relevo podem ser melhor visualizadas quando se relaciona às drenagens do rio Itapororoca com o direcionamento da Lagoa do Jenipapo, na sub-bacia do rio de Guabiraba, a oeste, a drenagem do alto curso da sub-bacia do riacho Gameleira (no centro) e a orientação da Lagoa de Campinas, na sub-bacia do rio Seco, a leste (Figura 83).

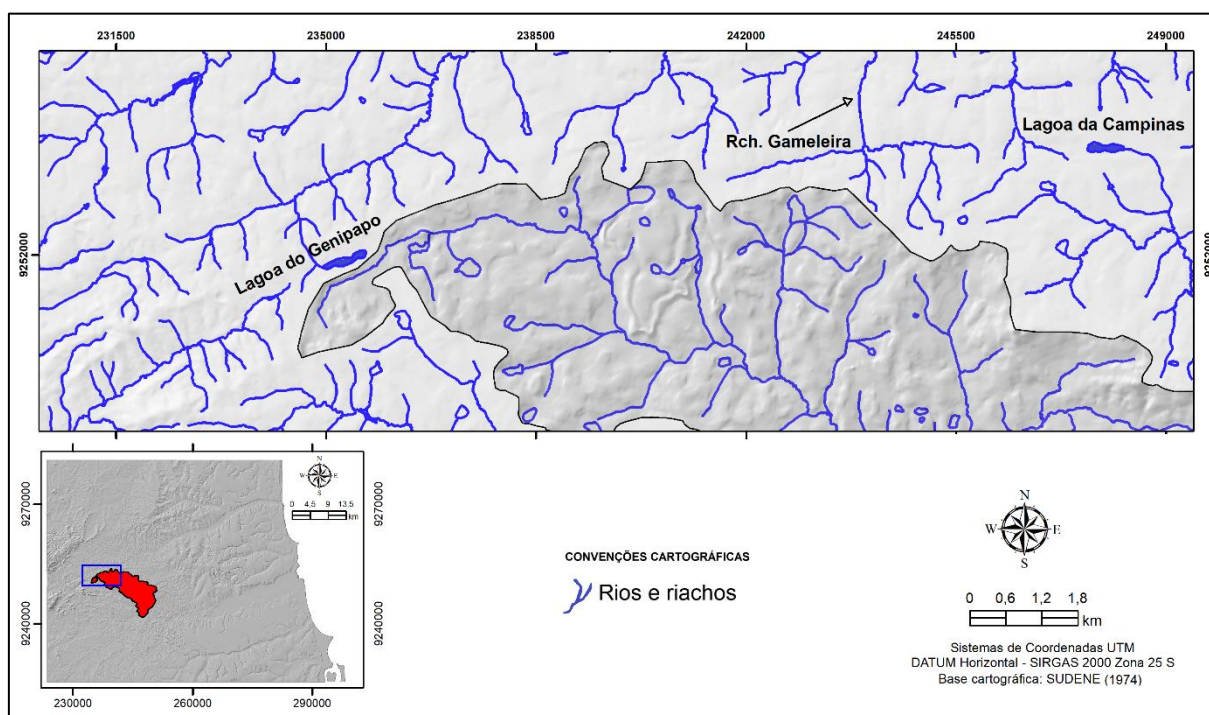


Figura 83 – Alinhamento de drenagens no alto curso do rio Itapororoca com canais de sub-bacias vizinhas, por influência de controle litológico das estruturas das zonas de cisalhamento atuantes nessa área. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

No médio e baixo cursos o relevo do rio Itapororoca passa de meramente morfoestrutural para assumir características indicativas de relevo morfotectônico, fato corroborado pela configuração da rede de drenagem, que passa a apresentar diversas inflexões abruptas nos canais, a exemplo dos fluxos contrários às direções de trechos do rio principal como ocorre no riacho Timbó e seus tributários que fluem de Leste para Oeste influenciados

pela elevação anômala das rochas da unidade geológica Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca (Ki?).

No relevo, os indícios da conformação morfotectônica dessa área podem ser observados após a desembocadura do riacho Timbó, onde foram registrados diversos *knickpoints* associados a fortes inflexões no canal fluvial e falhas tectônicas mapeadas por Brasil (2014b), que foram também corroborados pelo alto valor obtido com a aplicação do índice RDEs/RDEt de 8,44, o maior registrado nessa pesquisa, além do valor anômalo apresentado pela aplicação do índice RFAV de 0,89 (Figura 84).

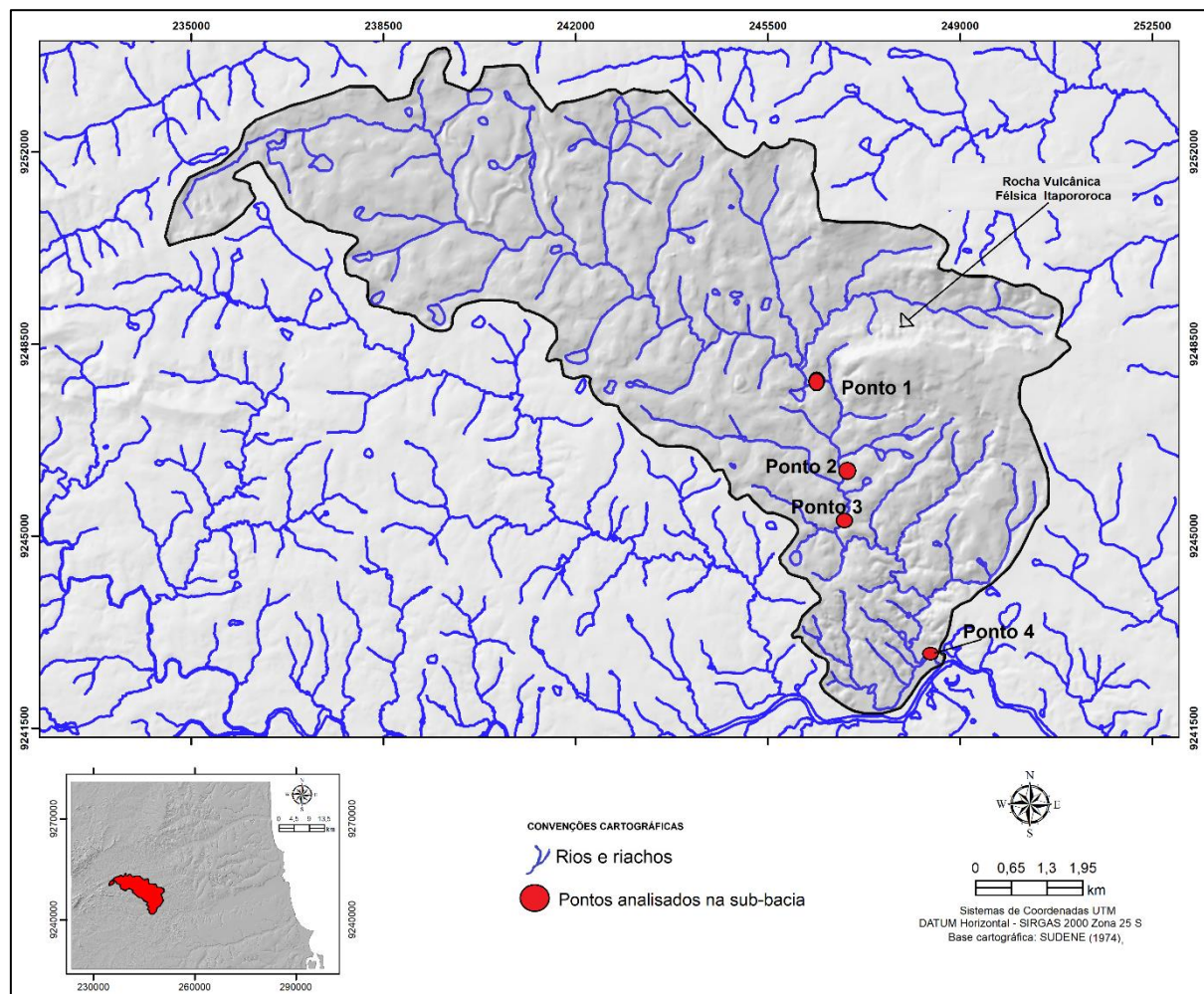


Figura 84 – Pontos analisados em campo na sub-bacia do rio Itapororoca. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

No ponto 1 representado na figura anterior, foi verificado em campo um desnível altimétrico (*knickpoint*) com cerca de 3 metros, apresentando escarpa alinhada na direção NW-SE (Figura 85), sentido preferencial do canal principal do rio Itapororoca a montante desse

ponto. Esse *knickpoint* está localizado em um pequeno trecho de canal com 340 m de extensão alinhado na direção NE-SW e delimitado por fortes inflexões dos trechos de montante e jusante.

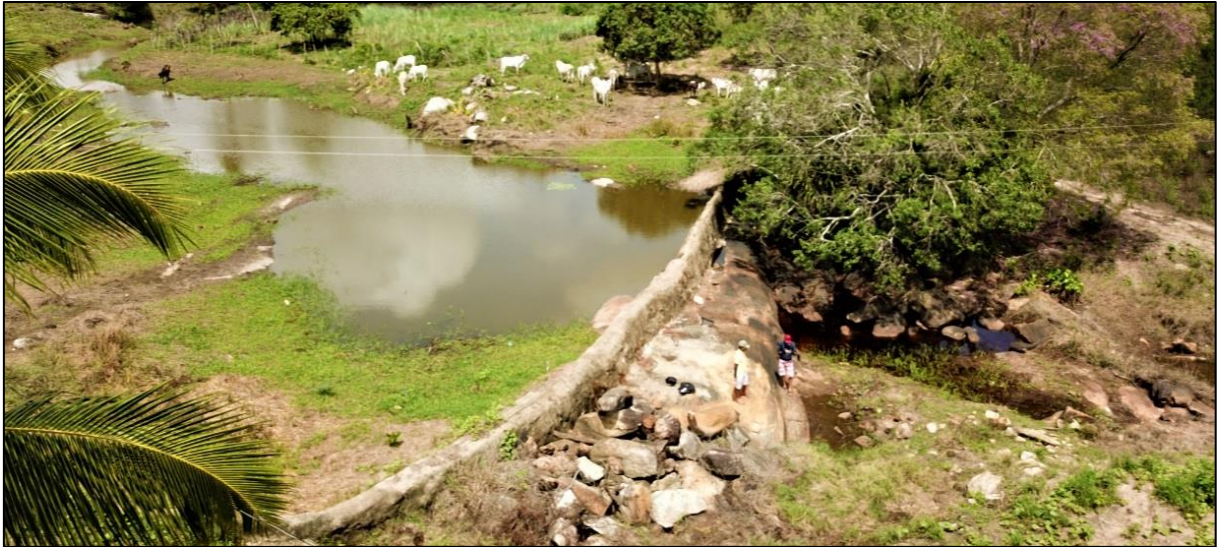


Figura 85 – *knickpoint* com cerca de 3 metros e escarpa alinhada na direção NW-SE no médio curso do rio Itapororoca. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

É possível notar que a inflexão de jusante desse trecho ocorre frente a elevação da unidade geológica da Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca (Ki?) (Figura 86) e a partir desse ponto o rio Itapororoca assume a direção preferencial de N-S, sugerindo que essa modificação no direcionamento pode ser influência direta tanto dessa unidade geológica quanto de uma falha estabelecida por Brasil (2014b) que também pode ter influenciado formação de outros *knickpoints* até a desembocadura do seu canal.

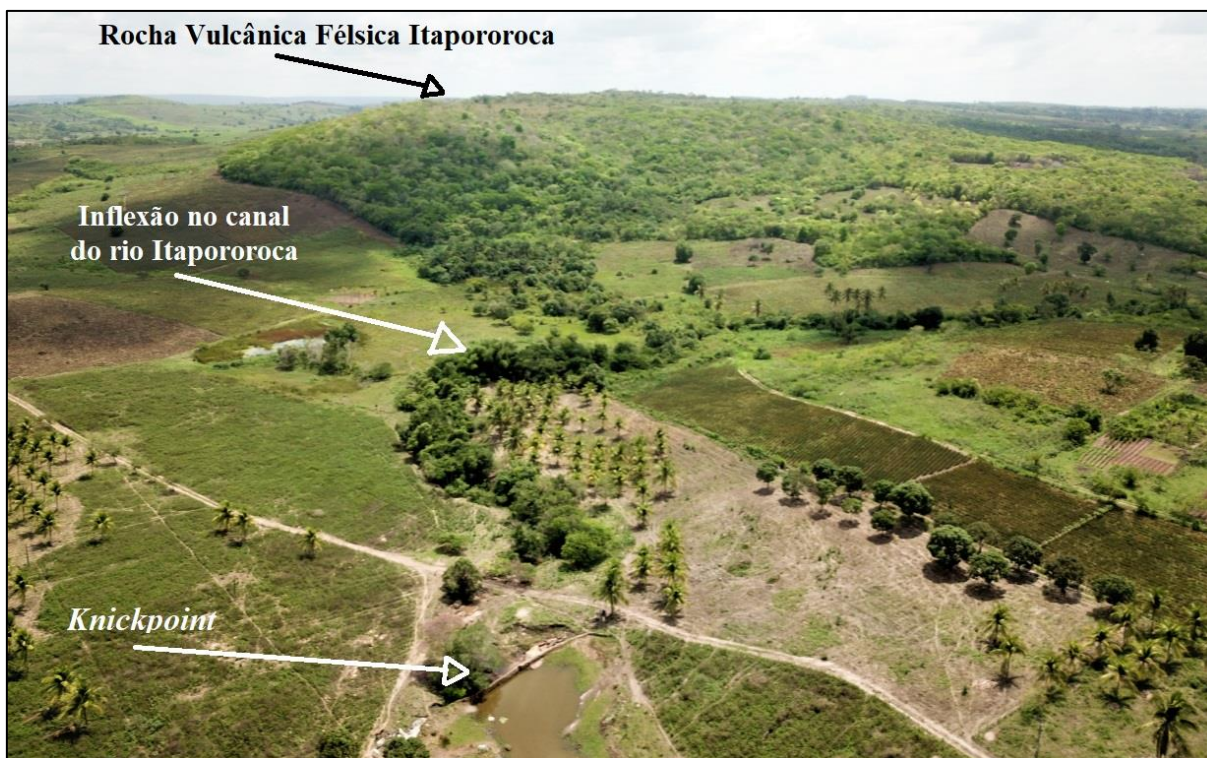


Figura 86 – Inflexão no canal do rio Itapororoca frente a elevação da unidade geológica da Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca (Ki?). **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

No ponto 2, representado na figura 84, página 163, é possível observar algumas quedas d'água sequenciais que culminam em um *knickpoint* mais expressivo com desnível altimétrico local de aproximadamente 3 metros, alinhado na direção NE-SW, mesmo sentido registrado na estruturação da litologia nesse ponto. A montante e a jusante onde esse desnível está localizado, o rio Itapororoca sofre duas inflexões, mudando seu curso da direção preferencial N-S para NW-SW, mesma direção assumida por outro desnível altimétrico que aparenta ser o resultado do processo que deu origem a essa mudança de direção do canal principal (Figura 87).

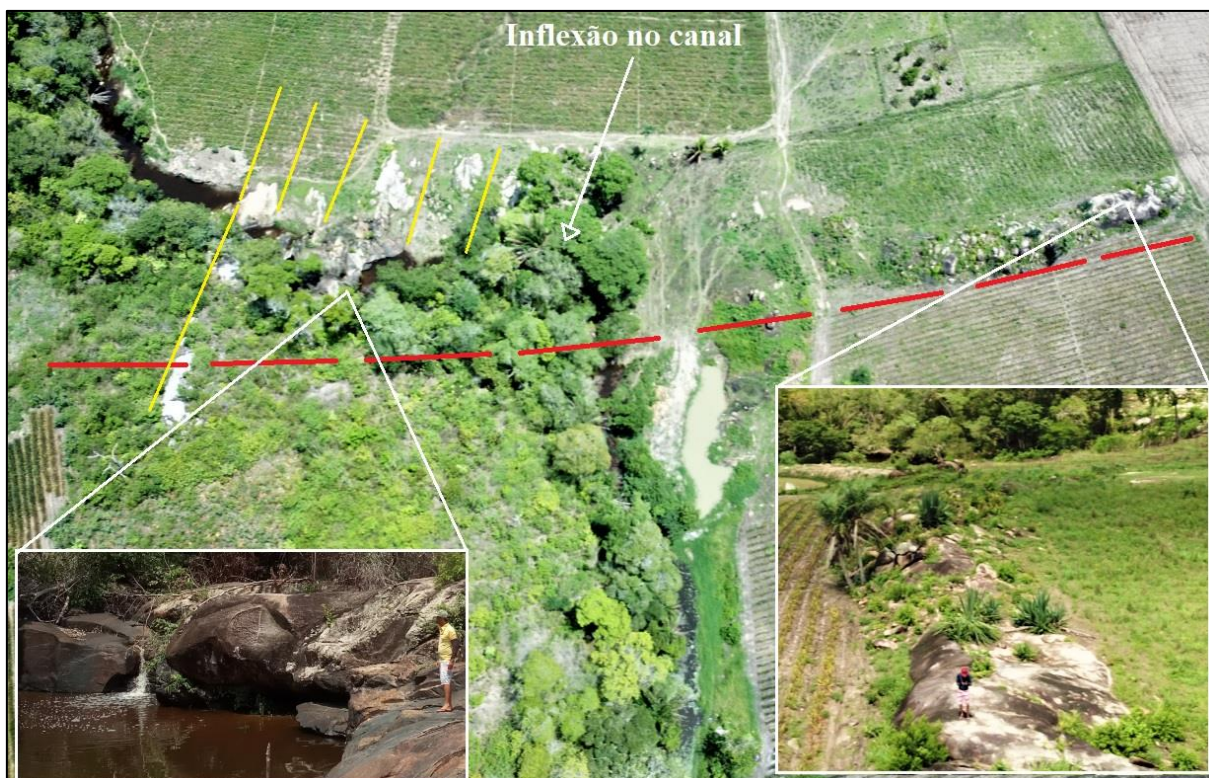


Figura 87 – Desnível abrupto de relevo alinhado a trecho de canal inflexionado (linha tracejada) e formação de *knickpoint* com cachoeira direcionado pela estrutura litológica local (linhas amarelas). **Fotos:** Ivanildo C. Silva (2019).

A jusante desse local, no ponto 3, foi observado no canal principal do rio Itapororoca outras anomalias de relevo associadas a inflexões bruscas. Trata-se de outros *knickpoints* verificados na inflexão de montante em um pequeno trecho do seu médio curso, onde assume a direção E-W, destoando fortemente da sua direção preferencial N-S nessa parte do médio e do baixo curso (Figura 88).



Figura 88 – Canal apresentando inflexões com formação de *knickpoint* e trecho retilíneo no médio curso do rio Itapororoca. **Fotos:** Ivanildo C. Silva (2019).

Nos últimos metros antes de desembocar no rio Mamanguape (Ponto 4, figura 84, página 163), o rio Itapororoca muda bruscamente seu curso do sentido NE-SW para NW-SE alinhado a estruturação litológica local. Nesse ponto é possível observar que o rio apresenta uma incisão acentuada do seu canal, erodindo com maior energia (diferente dos demais afluentes que desaguam de forma suave e com vales abertos) o terraço da margem esquerda do rio Mamanguape, sinal de reajuste recente do nível de base, sugerindo atuação de atividade tectônica por movimentos verticais na sua desembocadura, fato corroborado pela formação de terraços no rio Mamanguape e terraços escalonados no baixo curso do rio Itapororoca.

Além dessas evidências de reajuste recente do canal do rio Itapororoca é possível observar na sua desembocadura, a partir de imagens aéreas, uma marca sinuosa no relevo que segue o mesmo sentido do seu canal antes de ser afetado pela inflexão que modificou o direcionamento do curso para NW-SE, sendo esse um forte indício de se tratar do antigo traçado dos últimos metros do rio Itapororoca à jusante, ou seja, um sugestivo paleocanal resultante de captura de drenagem desencadeada pela modificação do seu nível de base local (Figura 89).

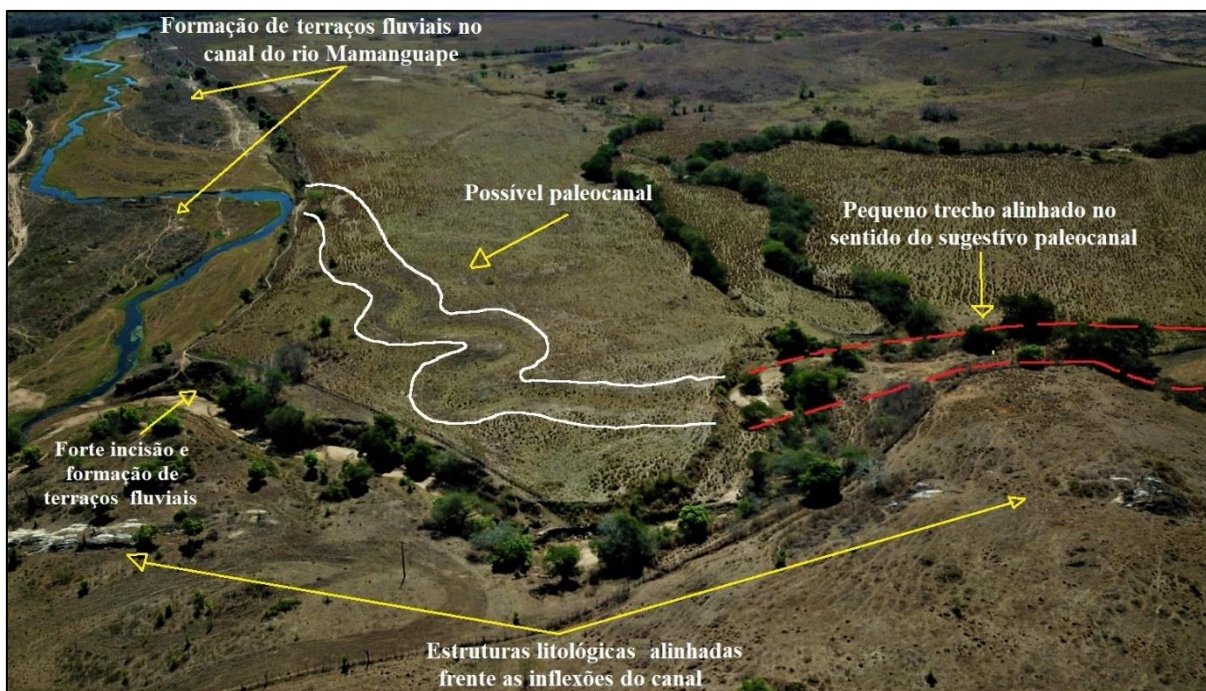


Figura 89 – Possível paleocanal (linhas brancas) com segmento do canal atual alinhado a montante (linhas tracejadas vermelhas), formação de terraços fluviais, inflexões bruscas influenciadas pelo alinhamento de rochas cristalinas sugestivo de soerguimento tectônico e incisão acentuada no canal do rio Itapororoca (setas amarelas) em sua desembocadura. **Fotos:** Ivanildo C. Silva (2019).

Somando essas características ao valor obtido pelo índice FA de 39,2, que representa anomalia de intensidade média com assimetria para o lado esquerdo, é possível afirmar que a configuração do alto curso da sub-bacia hidrográfica do rio Itapororoca apresenta configuração geral morfoestrutural, por não terem sido encontrados em campo indícios no relevo que justificassem outro entendimento. Já trechos do médio e baixo curso apresentam relevos com características morfotectônicas na sua configuração, entendimento respaldado pelos valores obtidos pelos índices morfométricos e pela hidrografia.

9.2.9 Sub-Bacia do riacho Gameleira

O riacho Gameleira é afluente do rio Camaratuba e em conjunto com seus tributários forma uma sub-bacia de 3ª ordem, tendo uma abrangência territorial de 13,67 km². Seu padrão geral de drenagem é o dendrítico apresentando expressivas anomalias no seu alto curso, onde ocorrem canais orientados no mesmo sentido da Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos, que exerce influência no relevo dessa área.

Essa sub-bacia se desenvolve sobre litologias cristalinas do terreno Alto Pajeú, mais especificamente do Complexo Sertânia no seu alto curso, Suíte Intrusiva Conceição, Suíte

Intrusiva Ouro Branco e Suíte Intrusiva Solânea, no seu médio curso, e Formação Seridó no seu Baixo curso. O canal principal do riacho Gameleira encontra-se alinhado por falha tectônica de direção N-S estabelecida em mapeamento por Brasil (2014b) (Figura 90).

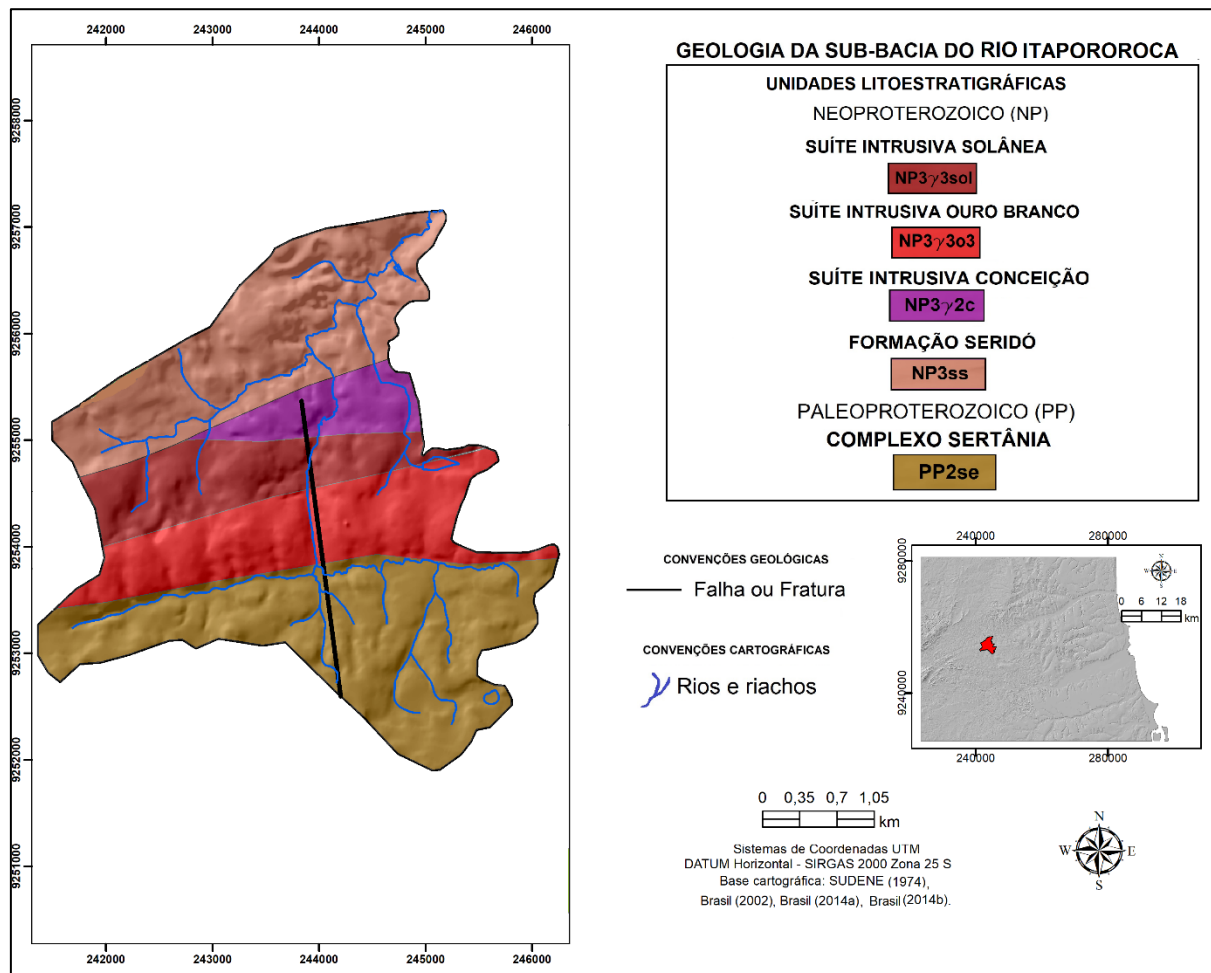


Figura 90 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do riacho Gameleira. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

A variação litológica verificada nessa sub-bacia pode influenciar nos resultados obtidos pelos índices morfométricos, sobretudo do RDE que apresenta maior sensibilidade a esse tipo de ocorrência nos leitos dos canais fluviais. Com a aplicação desses índices na sub-bacia do riacho Gameleira foram obtidos resultados condizentes com sua estruturação litológica e características gerais apresentadas pelo relevo e pela rede de drenagem.

O valor obtido com o índice RDE de 3,41, no segmento de montante desse canal representa bem sua caracterização morfoestrutural estabelecidas pela variação altimétrica com cotas de 140-100 m a montante baixando para cotas de 100-60 m a jusante, pelas várias inflexões que esse canal apresenta no trecho analisado, sua variação litológica e pela influência da falha tectônica já citada. Esse valor é corroborado pelos resultados obtidos com o índice

RFAV de 0,89 nesse trecho e o de FA de 31,8 que representa uma anomalia alta com assimetria dessa sub-bacia para o seu lado esquerdo de onde fluem seus canais tributários mais expressivos estando esses alinhados pela Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos.

Esse alinhamento das drenagens observado nos lados opostos da sub-bacia do riacho Gameleira no sentido ENE-WSW (Figura 91) seguem as mesmas orientações de canais das sub-bacias vizinhas, sendo um indício claro da conformação morfoestrutural do relevo dessa área, influenciado diretamente pela Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos que favorece a erosão diferencial nos contatos litológicos sem a necessidade da ocorrência de reativações de falhas.

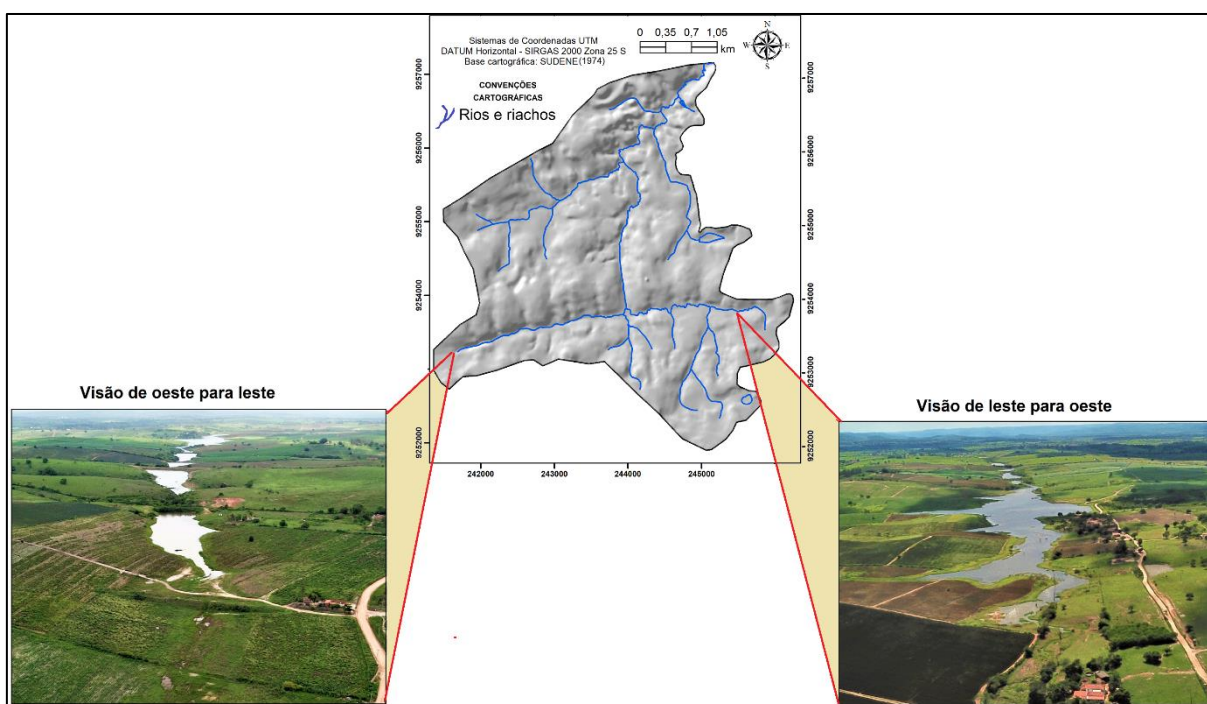


Figura 91 – Alinhamento de drenagens em lados opostos da sub-bacia do riacho Gameleira influenciado por linhas estruturais estabelecidas por contatos litológicos em zonas cisalhamento. **Elaboração: Ivanildo C. Silva (2020).**

O segmento de jusante, que compõe parte do médio e o baixo curso do riacho Gameleira, onde a drenagem apresenta o padrão dendrítico mais normalizado e a influência da falha mapeada e das estruturas litológica é menor, o índice RDEs/RDEt apresentou o valor de 2,79, representando bem as características de relevo e da hidrografia desse segmento.

Já o índice RFAV mostrou um aumento no valor obtido em relação ao perfil de montante; nesse sentido, o valor de 0,58 registrado pode ser associado a variações altimétricas localizadas nesse segmento, no ponto onde foi traçado o perfil transversal para sua obtenção.

Diante do exposto, se entende que a configuração geral do relevo e da hidrografia dessa sub-bacia são morfoestruturais, influenciados, sobretudo, pela variação litológica estabelecida

pelas zonas de cisalhamento, não tendo sido encontrados em pesquisas de campo nenhum elemento geológico ou geomorfológico que pudesse ser atribuído diretamente a fatores tectônicos, a exemplo de *knickpoints*.

Porém, é necessário reafirmar que devem ser considerados os valores anômalos obtidos com a aplicação dos índices morfométricos e a ocorrência de retinidade no alto curso do riacho Gameleira, que se encontra alinhado por falha estabelecida em mapeamento geológico, o que permite inferir que influências tectônicas por reativações dessas zonas de cisalhamento localizadas podem ocorrer na área dessa sub-bacia sem, no entanto, ser determinante na sua configuração geral de relevo.

9.2.10 Sub-Bacia do rio Seco

O rio Seco é afluente do baixo curso do rio Mamanguape com uma sub-bacia que abrange área territorial de 145,19 km². Seu padrão de drenagem é o dendrítico com rede de drenagem bem desenvolvida representando uma hierarquia de 5ª ordem. Essa sub-bacia se desenvolve sobre litologias cristalinas do terreno Alto Pajeú, pertencentes ao Complexo Sertânia, a Suíte Intrusiva Ouro Branco e a unidade Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca (Ki?), além de rochas sedimentares pertencentes a Formação Barreiras sobrepostas por sedimentos colúvio-eluviais, todas afetadas por falhas tectônicas (Figura 92).

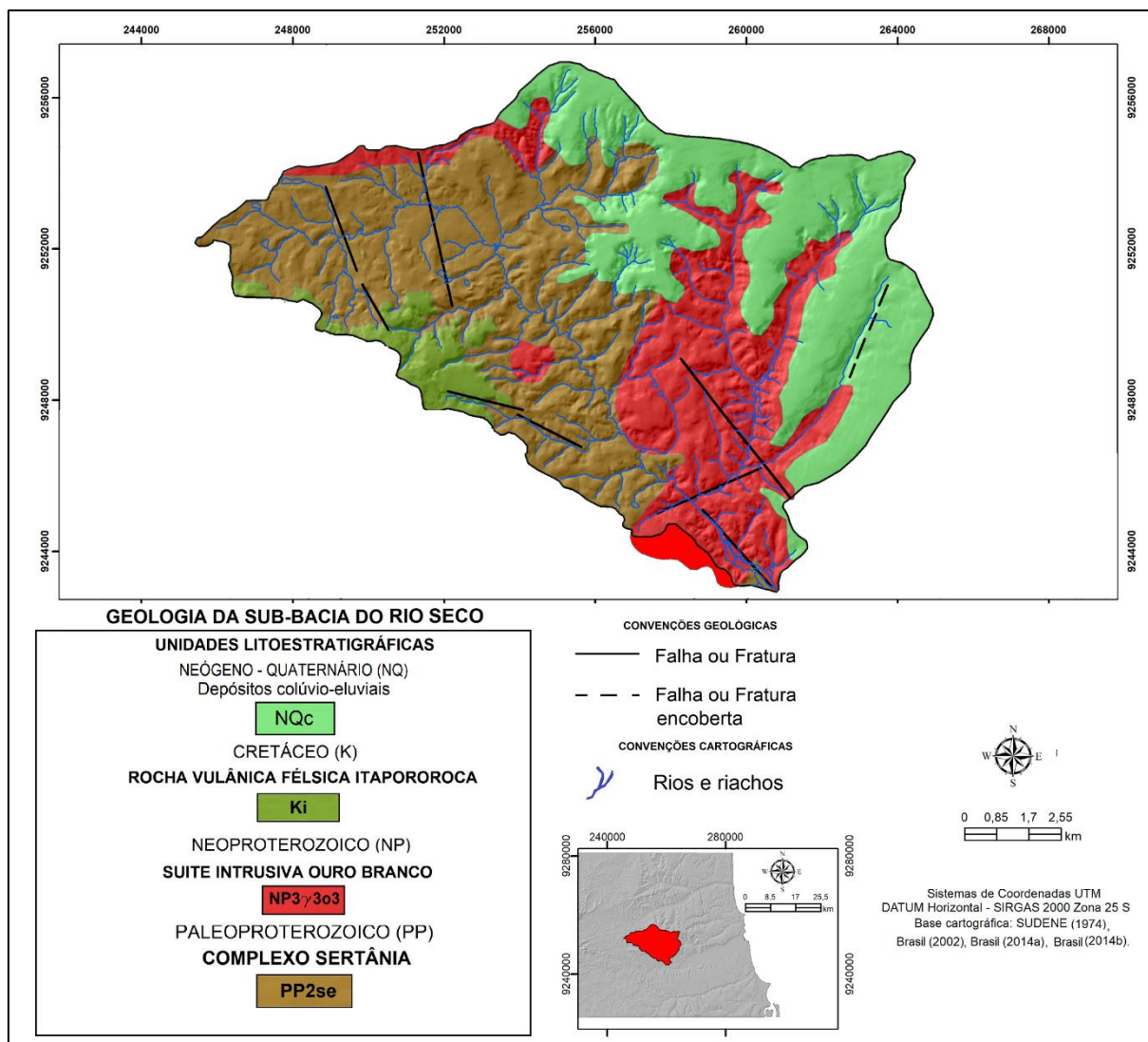


Figura 92 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do rio Seco. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

Diante desse contexto, os valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos, sobretudo os de RDEs/RDEt e FA, apresentaram expressiva corroboração com o cenário diverso da litologia e da tectônica que atuam em conjunto no desenvolvimento de formas morfotectônicas pontuais no relevo dessa sub-bacia.

No alto e em parte do médio curso do rio Seco o valor obtido com a aplicação do índice RDEs/RDEt de 3,39 representa anomalia de 2ª ordem. Embora não tenham sido encontradas formas de relevo com desníveis altimétricos consideráveis nessa área, esse valor é justificado pela existência de falhas mapeadas que interceptam transversalmente o canal principal desse rio, além da configuração orientada de sua hidrografia que também caracteriza controle estrutural na drenagem e, por consequência, reflete diretamente nos valores obtidos pelo índice RDEs/RDEt.

O alto curso desse rio apresenta com orientação principal ENE-WSW observada com maior clareza pela orientação semelhante de E-W da Lagoa de Campinas (Figura 93) que, segundo Brito Neves *et al.* (2008), se ajusta ao Lineamento Patos sendo um exemplo muito didático da obediência regional da drenagem dessa região.



Figura 93 – Alinhamento em arco de drenagem com sentidos de fluxo opostos com destaque para a lagoa de Campinas orientada no sentido E-W no alto curso da sub-bacia do rio Seco. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Na transição entre o alto e médio curso, após a interceptação de uma falha tectônica mapeada por Brasil (2014b), o canal principal do rio Seco sofre uma inflexão e passa a fluir no sentido NW-SE, obedecendo o controle regional dos rios que desaguam na margem norte do rio Mamanguape, tanto os de litologia cristalina quanto dos de litologia sedimentar, a exemplo do rio Tinto influenciado pela ação moderna de linhas de falhas.

O valor de 27,8 obtido com a aplicação índice FA representa anomalia alta, sendo o segundo maior valor encontrado nessa pesquisa. Esse valor expressivo deve-se em parte a diferenciação litológica da margem esquerda dessa sub-bacia, onde os canais fluviais avançam sobre os sedimentos mal consolidados e menos resistentes da Formação Barreiras assumindo formatos retilíneos e, em alguns casos, influenciados por falhas mapeadas por Brasil (2014b), a exemplo do riacho Luís Dias.

No baixo curso do rio Seco foi obtido com a aplicação do índice RDEs/RDEt o valor de 5,67, representando uma anomalia de 2ª ordem, valor aproximado do obtido por Furrier e Cuervo (2008) em área de tectônica ativa, na região de Cartagena das Índias, Colômbia.

Esse valor pode ser explicado pela existência *knickpoints* e canais retilíneos na drenagem dessa região observados na ocasião de pesquisas de campo e pelo estabelecimento de falhas tectônicas sobre essas estruturas mapeadas por Brasil (2014b).

O *knickpoint* principal está localizado entre as comunidades de Palmeiras e Curralinho, na divisa dos municípios de Itapororoca e Mamanguape e apresenta um desnível altimétrico de aproximadamente 3 metros com escarpa alinhada no sentido NW-SE, mesma direção de uma falha tectônica estabelecida no mapeamento anteriormente citado (Figura 94).

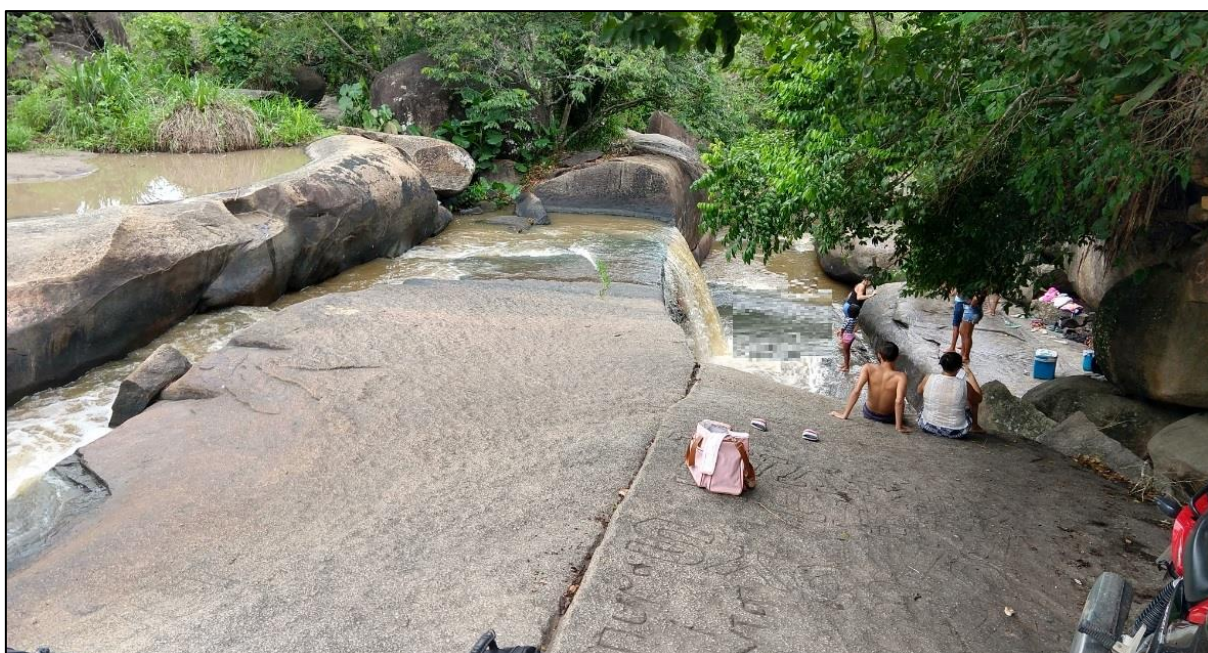


Figura 94 – *Knickpoint* registrado no baixo curso da sub-bacia do rio Seco. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

O trecho retilíneo do baixo curso do rio Seco apresenta evidências claras de estar sob influência da falha estabelecida no mapeamento geológico citado, visto que os dois segmentos estão sobrepostos e alinhados no sentido NW-SE. Nessa mesma área foi mapeada uma segunda falha de sentido NE-SW, próxima ao local onde se desenvolveu o *knickpoint* anteriormente citado. Essa segunda falha alinha o baixo curso do riacho Pitombeiras e o baixo curso de um tributário que desagua na margem oposta do rio Seco, no qual podem ser visualizadas uma encosta com declividade acentuada e exposições de rochas graníticas que evidenciam atuação desses falhamentos nessa área (Figura 95).

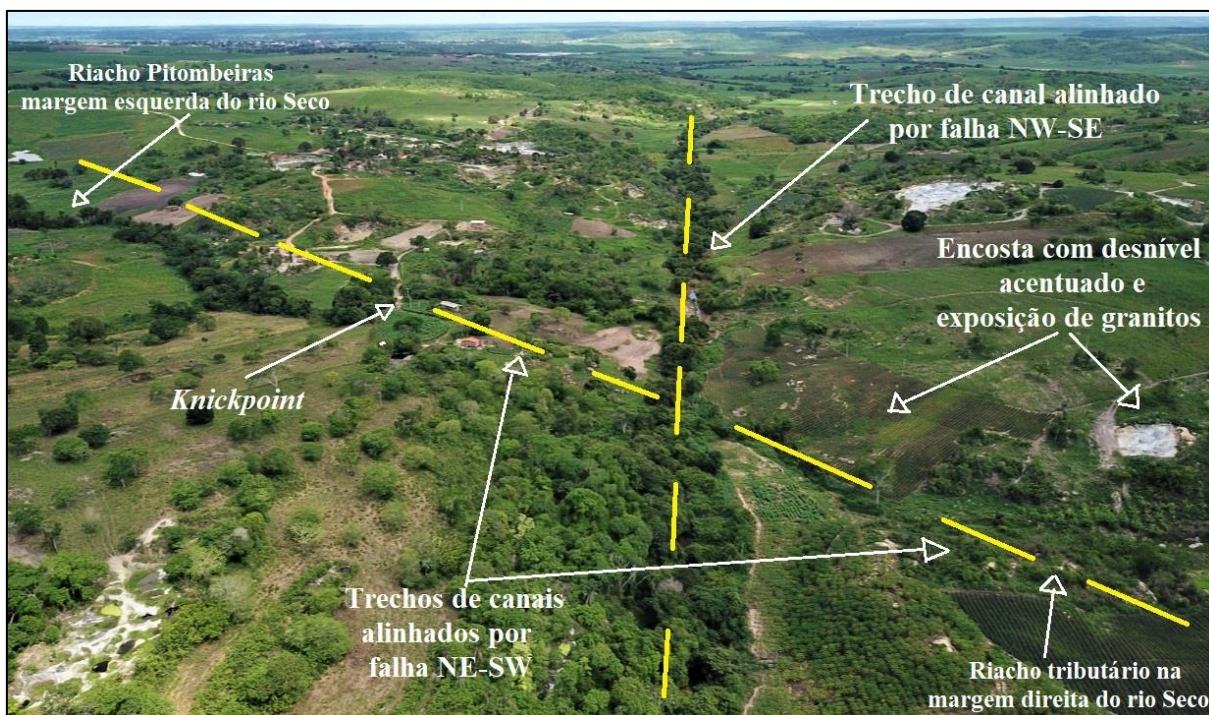


Figura 95 – Relações complexas entre a formação de *Knickpoint* com cachoeira, encostas com declividade acentuada e exposição de granitos e alinhamentos de canais em segmentos de falhas tectônicas mapeadas por Brasil (2014b) no baixo curso da sub-bacia do rio Seco. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Os dois perfis transversais traçados nos segmentos de montante e jusante (Figura 50, pág. 127) no canal do rio Seco apresentaram valores respectivos de 1,92 e 1,21, que não representam anomalias. Esses valores são explicados pela baixa altimetria e a baixa incisão nos canais de drenagem dos pontos nos quais esses perfis foram traçados, sendo essas as características mais representativas da configuração geral dessa sub-bacia, que apresenta canais com maiores incisões na sua margem esquerda, onde esses se desenvolvem sobre sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras.

Diante do exposto, é possível inferir que a sub-bacia do rio Seco apresenta conspícuas evidências de configuração morfotectônica no relevo, sobretudo no seu baixo curso, onde as anomalias na rede de drenagem, os valores representativos de atividade tectônica obtidos, a existência de falhas mapeadas e as análises de campo se complementaram no sentido de corroborar e validar tal entendimento.

9.2.11 Sub-Bacia do rio Tinto

O rio Tinto é afluente da margem esquerda do baixo do rio Mamanguape e sua sub-bacia abrange uma área de 39,86 km² representada por drenagem com hierarquia de 4ª ordem.

O padrão de drenagem estabelecido é o dendrítico que apresenta um desenvolvimento mediano dos canais tributários, sendo mais evoluídos os da sua margem esquerda. A incisão dos canais de drenagem dessa sub-bacia se dá sobre a litologia sedimentar da Formação Barreiras sobreposta por depósitos de sedimentos colúvio-eluviais e o direcionamento do seu canal principal está fortemente influenciado por falhas tectônicas mapeadas por Brasil (2014b) (Figura 96).

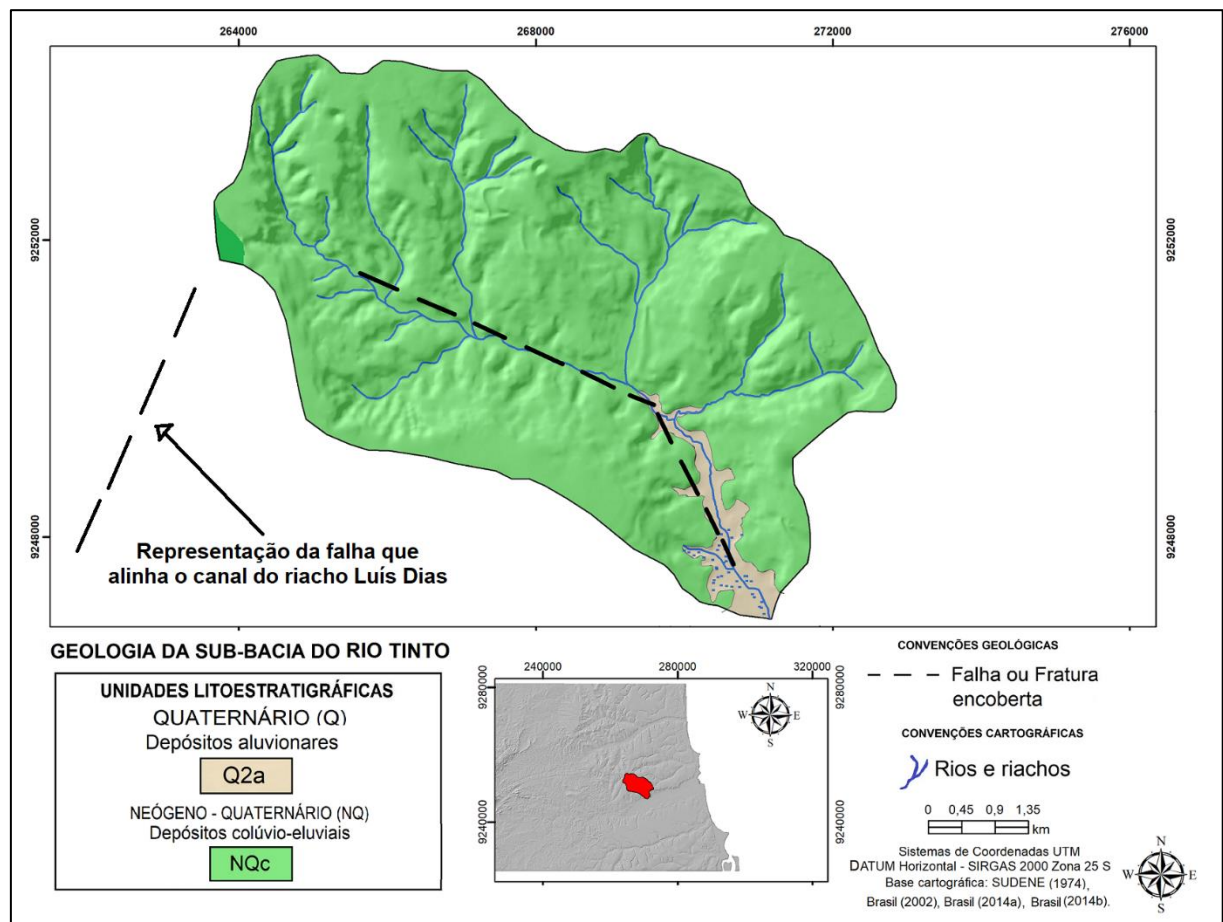


Figura 96 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do rio Tinto. Notar alinhamento do alto curso a direção da falha estabelecida por Brasil (2014b) para o riacho Luís Dias. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

As características gerais do relevo e da rede de drenagem observadas a partir do material cartográfico nessa sub-bacia sugerem que essa está sendo afetada por processos tectônicos que determinam os direcionamentos dos canais e a intensidade dos processos erosivos, fato fortemente corroborado com a aplicação dos índices morfométricos, sobretudo no seu alto curso.

Os valores de RDEs/RDEt de 3,78 e o de RFAV de 0,50 obtidos no alto e parte do médio curso dessa sub-bacia, demonstram que o relevo e a hidrografia dessa área estão se

desenvolvendo sob influência de atividade tectônica ativa, visto que não há diferenciação litológica ou climática que justifique tais valores sobre área.

Além desses, o índice FA apresentou valor de 32,9, outro indicativo de atuação tectônica na configuração do relevo e da rede de drenagem, representada pela assimetria da margem esquerda dessa sub-bacia, que apresenta diferentes formas e comprimentos dos canais em seus lados opostos, representando, assim, uma anomalia de intensidade alta em toda sub-bacia.

As inflexões que podem ser observadas no curso do canal principal do rio Tinto e o estabelecimento de falhas geológicas que influenciam nessas mudanças de direção reforçam o entendimento da configuração morfotectônica dessa área. O alto curso do rio Tinto segue a orientação estabelecida pela falha tectônica que alinha o canal do riacho Luís Dias e também o alto curso do rio Estiva, na direção NE-SW, formando um alinhamento anômalo na drenagem desses três canais, tendo sido registrado um expressivo *knickpoint* próximo a inflexão desse alinhamento no rio Tinto (Figura 97).

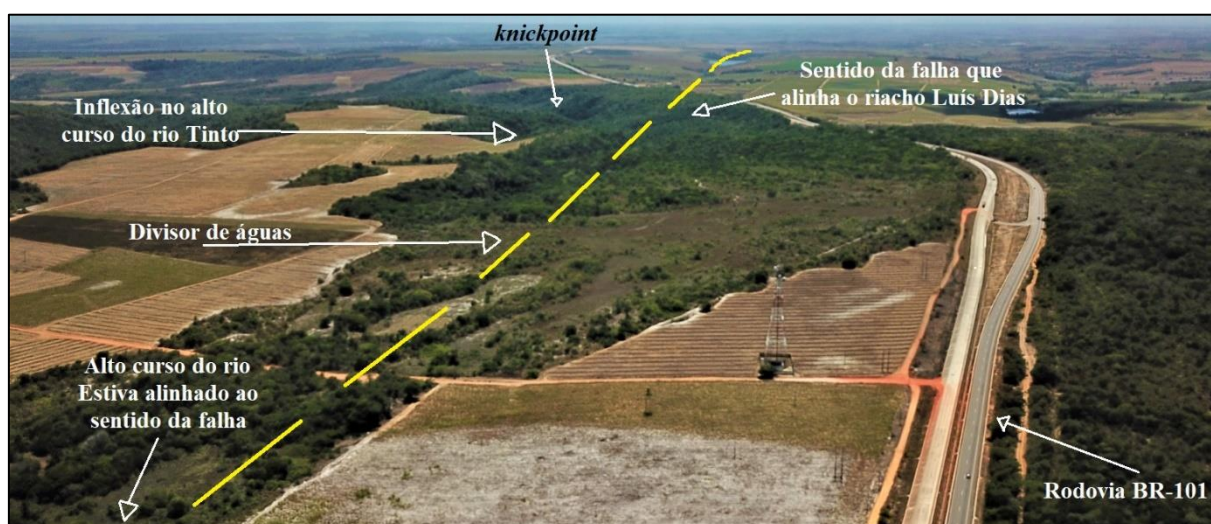


Figura 97 – Alinhamento de drenagens no mesmo sentido da falha mapeada por Brasil (2014b) no riacho Luís Dias e presença de *knickpoint* no alto curso do rio Tinto. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

A partir das pesquisas de campo foi possível constatar que na sub-bacia do rio Tinto, no ponto de inflexão no alto curso do canal principal, onde ocorre o alinhamento com as drenagens vizinhas na direção NE-SW, influenciado pela falha geológica do riacho Luís Dias, existe um expressivo *knickpoint* formando cachoeira com desnível abrupto aproximado de 4,5 metros (Figura 98) que, pelo fato de estar localizada em litologia friável e em condições climáticas homogêneas, só pode ser atribuída a eventos tectônicos recentes que atuam nessa região.



Figura 98 – *Knickpoint* com aproximadamente de 4,5 metros de altura, desenvolvido em rochas da Formação Barreiras, registrado no alto curso do rio Tinto. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Além dessa caracterização morfotectônica do alto curso, os índices morfométricos também apresentaram valores compatíveis com tal entendimento no baixo curso do rio Tinto. O RDEs/RDEt apresentou valor de 2,15, compatível com a configuração desse segmento de jusante, que apresenta menor variação altimétrica no leito do canal analisado e, consequentemente, menor resposta morfométrica. Já o índice RFAV apresentou o valor expressivo de 0,35 justificado pela alta diferenciação altimétrica entre o talvegue do canal e os divisores de água da sub-bacia, que influenciam diretamente no valor do índice RFAV.

Outro fato que justifica esses valores anômalos no baixo curso, além do que já foi citado, é o ajustamento do direcionamento do canal principal do rio Tinto a falhas tectônicas mapeadas por Brasil (2014b), onde parte do alto e todo médio curso estão alinhados no sentido NW-SE e o baixo curso na direção NNW-SSE sob influência de falha tectônica mapeada no mesmo sentido.

Esses alinhamentos gerais nos sentidos estabelecidos para as condições estruturais e tectônicas regionais em conjunto com os valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos e as características anômalas da hidrografia verificadas nessa sub-bacia,

reforçam a necessidade de se considerar como morfotectônicas as formas de relevo desenvolvidas nessa área.

9.2.12 Bacia do rio Estiva

A bacia do rio Estiva apresenta a maior extensão territorial entre as bacias e sub-bacias analisadas, abrangendo uma área de 223,065 km², com hierarquia de drenagem de 5ª ordem. O padrão de drenagem básico observado é o dendrítico, porém é possível notar algumas modificações anômalas em formas com aspecto radial na drenagem do rio Sinimbu e em treliça nos cursos dos rios Grupiúna e Jacaré.

O rio Estiva desagua diretamente no oceano Atlântico, próximo ao estuário do rio Mamanguape, na praia de Coqueirinho. Os canais de sua bacia hidrográfica se desenvolvem sobre as rochas sedimentares da Formação Barreiras sobrepostas por depósitos de sedimentos colúvio-eluviais e exibem um forte controle tectônico regional estabelecido nos direcionamentos dos seus fluxos, fato corroborado por Brasil (2014a) e Brasil (2014b) que mapearam uma série de falhas tectônicas nessa bacia (Figura 99).

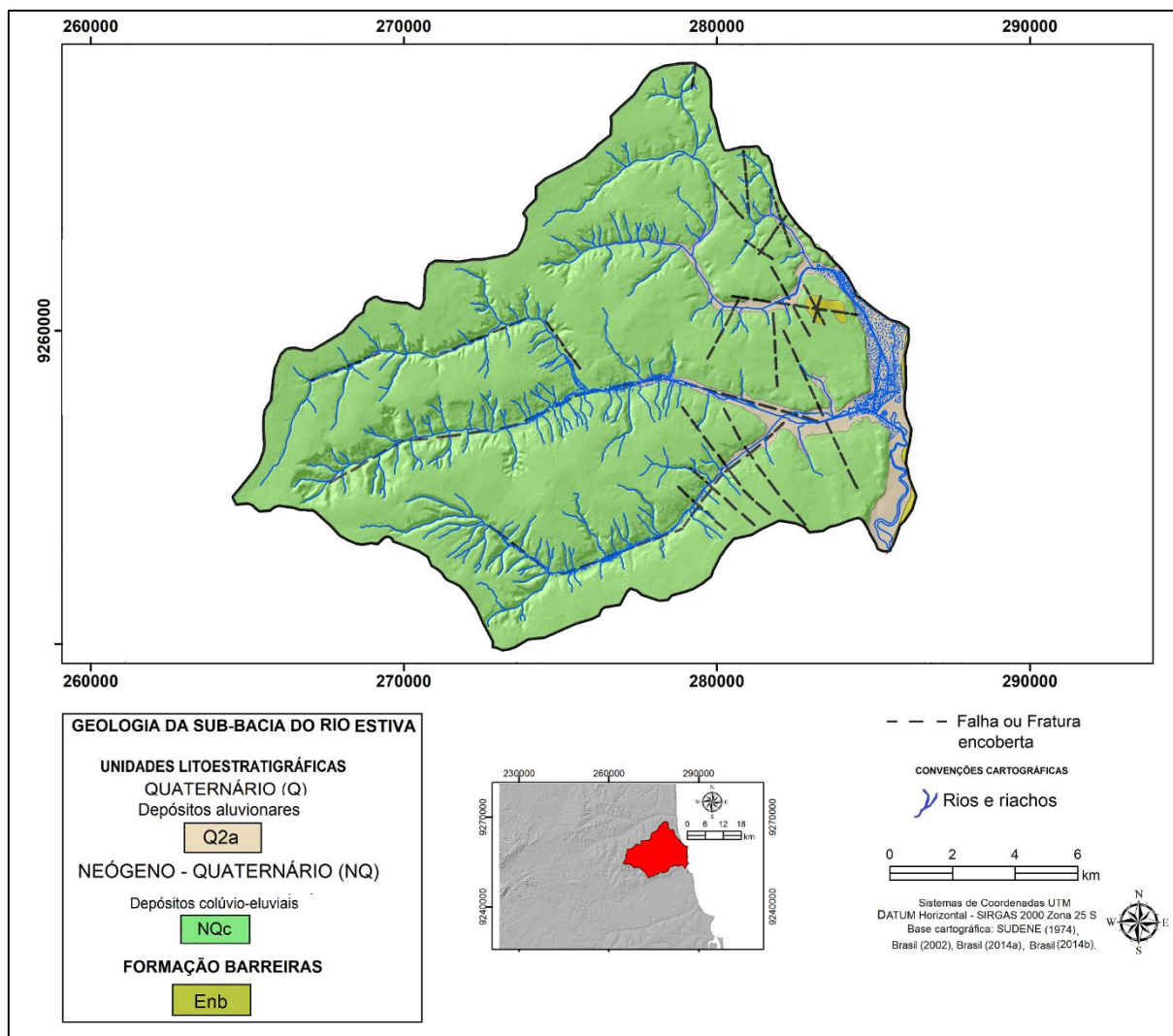


Figura 99 – Geologia e hidrografia da bacia do rio Estiva. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

Com as aplicações dos índices morfométricos foram obtidos resultados que demonstraram maior intensidade desse controle tectônico nos segmentos de montante da bacia do rio Estiva, fato representado principalmente pelos valores de RDEs/RDEt e RFAV obtidos nessa área.

No segmento de montante, o índice RDEs/RDEt apresentou valor de 5,15 no alto e parte do médio curso do canal principal do rio Estiva, compatível com anomalia de 2ª ordem. Já o índice RFAV apresentou o valor de 0,87 no perfil transversal traçado sobre esse segmento, reforçando o caráter morfotectônico sugerido pelo índice RDEs/RDEt.

O trecho do canal principal do rio Estiva nas proximidades de sua nascente, que constitui uma drenagem de 1ª ordem, apresenta uma fraca incisão que aumenta gradualmente em direção a jusante. Esse trecho está direcionado no sentido NE-SW e alinhado com o alto curso do rio

Tinto e a direção da falha que também alinha o curso do riacho Luís Dias no mesmo sentido, como já mencionado.

O alinhamento dessas drenagens de 1ª ordem, que representam as modificações mais recentes da rede de drenagem, no mesmo sentido das estruturas litológicas regionais reativadas por falhas tectônicas, corrobora diretamente com os valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos nesse segmento, reforçando dessa forma o caráter morfotectônico do relevo.

É necessário salientar que essa fraca incisão apresentada no alto curso do rio Estiva não é comum em altitudes elevadas da área sedimentar, visto que as condições climáticas e a fraca resistência dos sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras, aliadas às altitudes elevadas, corroboram para uma intensa erosão devido à alta disponibilidade de energia para correntes fluviais que desenvolvem vales profundos nessa região mesmo em segmentos de montante de drenagens de 1ª ordem, como observado na sub-bacia do rio Pitanga.

Dessa forma, se entende que a fraca incisão desse segmento de canal está associada ao caráter muito recente de sua formação, influenciado por controle tectônico, no qual a alta energia disponibilizada pela altitude elevada dessa sub-bacia ainda não teve tempo suficiente para erodir com mais intensidade o leito do canal, fato semelhante ao processo erosivo que se inicia no alto curso do rio Mataraquinha e que ocorre em outros canais analisados.

Essa situação de baixa incisão no trecho inicial da drenagem também foi verificada no alto curso da sub-bacia do rio Sinimbu, onde nos primeiros 1.200 metros foi possível verificar uma incisão com aprofundamento de cerca de 2 metros e largura de 2,5 metros (Figura 100), demonstrando o caráter inicial do processo incisivo que obedece o mesmo direcionamento observado nos altos cursos dos rios Tinto, Estiva e Mataraquinha demonstrando, dessa forma, ser um padrão regional de alinhamento nos segmentos iniciais nessas drenagens de 1ª ordem.



Figura 100 – Baixa incisão no trecho inicial da drenagem do alto curso do rio Sinimbu, afluente do rio Estiva, com destaque para sua largura (retângulo amarelo). **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

As principais direções que os canais de drenagem, do alto ao baixo curso, da bacia do rio Estiva assumem são NW-SE, NE-SW, ESE-WNW e ENE-WSW, com indícios de estarem atreladas às condições regionais de controles tectônicos e estruturais descritos nos trabalhos de Brito Neves *et al.* (2001, 2004, 2008) Brasil (2014^a) e Brasil (2014b).

Em parte do médio e no baixo curso do canal principal do rio Estiva, os valores obtidos com os índices RDEs/RDEt (1,03) e RFAV (1,41) não apresentaram anomalias morfométricas. Esses valores também foram corroborados pelo baixo valor de FA de 53,6 que demonstrou assimetria baixa para o lado direito dessa bacia hidrográfica.

Esses valores não representativos de anomalias morfométricas na região são respostas à baixa altimetria da área do baixo curso do rio Estiva, podendo estar influenciada pela alta incidência de falhas tectônicas mapeadas nessas imediações, fato que aliado a litologia frágil da Formação Barreiras intensifica os processos erosivos diminuindo assim sua altimetria, o que interfere diretamente nas variáveis que são analisadas pelos índices morfométricos, a exemplos de largura do fundo do vale e a altura dos interflúvios.

No baixo curso do rio Jacaré, principal afluente da margem sul do rio Estiva, onde foi mapeada por Brasil (2014a) uma sequência de falhas no sentido NW-SE que intercepta o canal, foi registrado em campo a ocorrência de um desnível acentuado no canal de drenagem que dá origem a uma corredeira e a formação de terraços fluviais (Figura 101), o que pode ser interpretado como uma resposta da rede de drenagem a movimentações das falhas mapeadas sobre esse ponto.

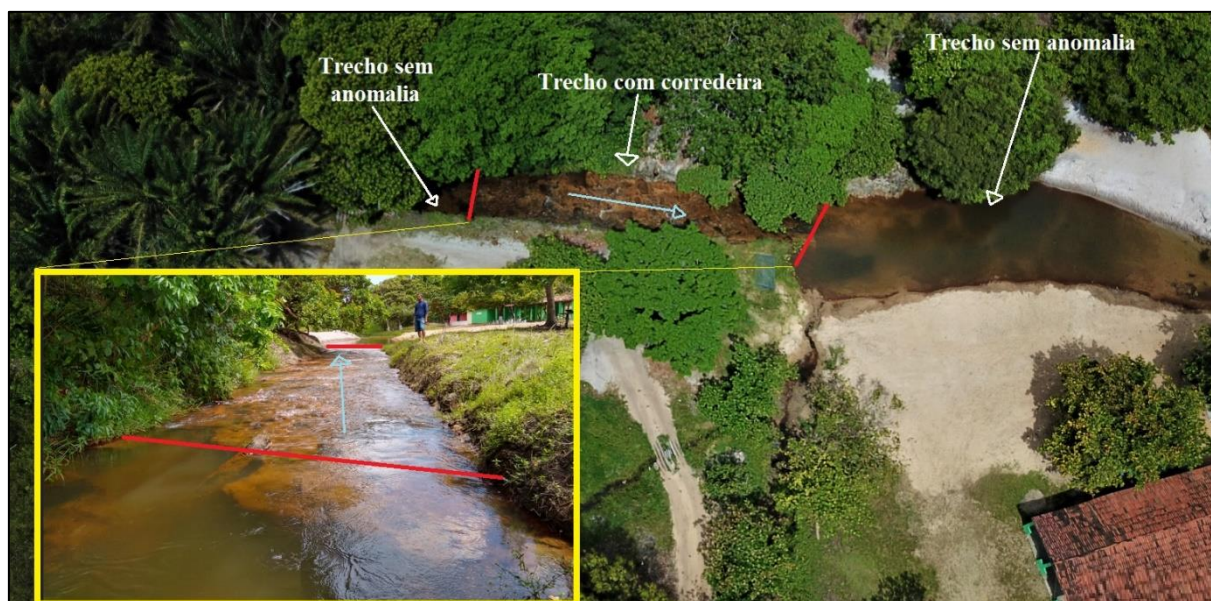


Figura 101 – Corredeiras e formação de terraço fluvial no baixo curso do rio Jacaré, na bacia hidrográfica do rio Estiva. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Considerando o contexto tectônico e estrutural regional que essa bacia hidrográfica está inserida, aliado com as condições litológicas e climáticas homogêneas e os valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos, além dos indícios de atuação atividades tectônicas verificados em campo e das falhas mapeadas, é possível propor uma condição morfotectônica para a bacia do rio Estiva.

9.2.13 Sub-Bacia do rio Cuité

O rio Cuité é afluente da margem direita do rio Mamanguape e drena uma sub-bacia hidrográfica com uma área territorial de 51,43 km² apresentando hierarquia de drenagem de 4ª ordem e canais organizados de acordo com o padrão dendrítico, apresentando algumas anomalias como fortes inflexões de canais e trecho retilíneos.

Litologicamente essa sub-bacia erode rochas cristalinas do terreno Alto Pajeú, mais especificamente dos complexos Floresta e Sertânia e uma pequena área de rochas sedimentares pertencentes a Formação Barreiras sobrepostas por sedimentos colúvio-eluviais nas bordas mais elevadas do seu alto curso. Na sua área de abrangência, Brasil (2014b) mapeou algumas falhas tectônicas que alinham trechos de canais de 1ª e 2ª ordem, um indicativo da atuação de atividade tectônica nessa sub-bacia (Figura 102).

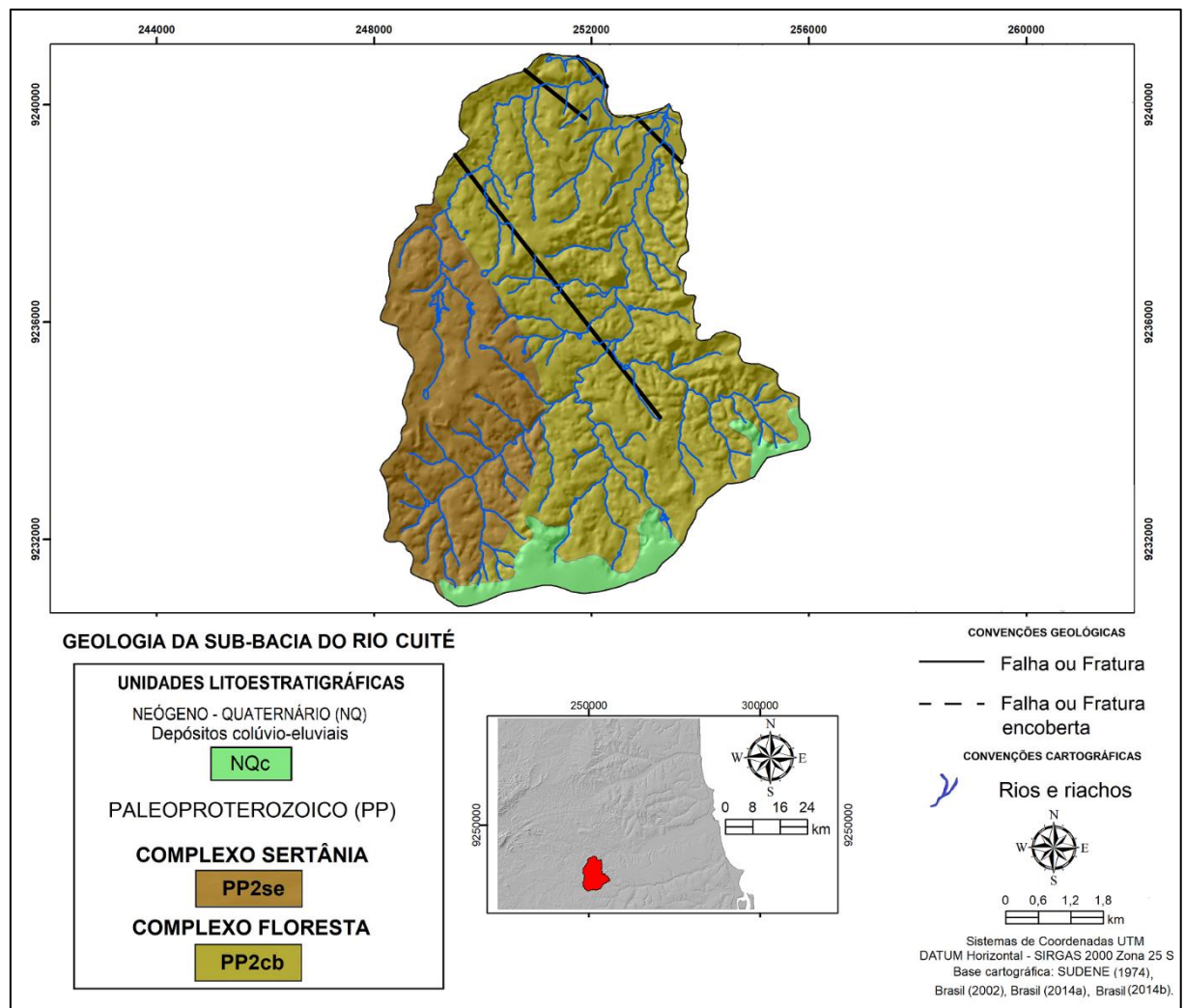


Figura 102 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do rio Cuité. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

Os resultados obtidos com a aplicação dos índices morfométricos sugerem que o desenvolvimento do relevo e da rede de drenagem dessa sub-bacia está influenciado pela atuação morfoestrutural e morfotectônica.

No segmento de montante do canal principal do rio Cuité o índice RDEs/RDEt revelou o valor de 3,79, enquanto que no perfil transversal traçado para o índice RFAV se obteve o valor de 0,41, um dos mais relevantes obtidos nesse estudo. Essas características morfométricas

são bastante satisfatórias diante do contexto geomorfológico que essa área apresenta, onde pôde ser observado em campo um relevo dissecado com a presença de vales encaixados e trechos retilíneos de drenagens de 1ª ordem que sugerem um controle tectônico e estrutural desse modelado, responsável pela geração de linhas de fraquezas onde atuam com maior eficiência os processos erosivos (Figura 103).



Figura 103 – Relevo dissecado em rocha cristalina na sub-bacia do rio Cuité. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Outro fato que justifica esses valores morfométricos expressivos, foi observado próximo da cidade de Cuité de Mamanguape-PB, trata-se de fortes inflexões que ocorrem no curso do rio Cuité formando um cotovelo de drenagem. Para Souza Filho *et al.* (1999) essas formações anômalas e pontuais nos canais fluviais são indicativos de controles tectônicos desenvolvidos por falhamentos transcorrentes.

Nesse local de fortes inflexões foi observado também a ocorrência de corredeiras (Figura 104), onde os fluxos hídricos erodem diretamente as rochas do seu leito, sugerindo a ocorrência de soerguimentos sob a drenagem, fato que intensifica a possibilidade de atuação de atividade tectônica nessa área como sugerido pelos valores obtidos com a aplicação do índice RDEs/RDEt nesse trecho.

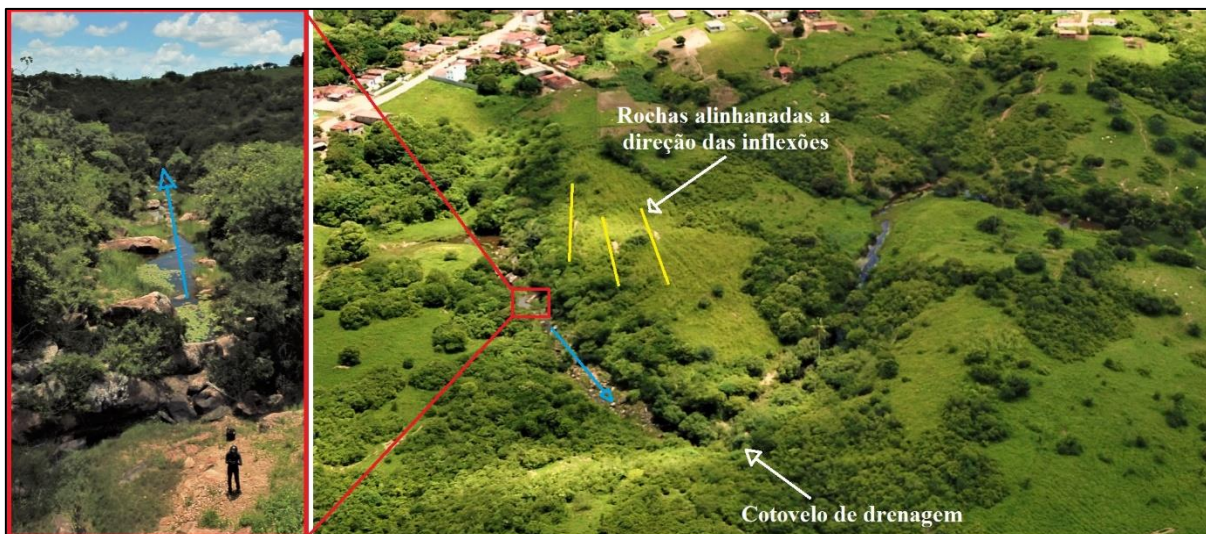


Figura 104 – Fortes inflexões no rio Cuité ajustadas a alinhamentos de rochas com aspectos de soerguimento e formação de corredeira (setas azuis) nas proximidades da cidade de Cuité de Mamanguape-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Nos segmentos de jusante, os índices morfométricos também registraram valores compatíveis com a atuação de atividade tectônica e estrutural na configuração do relevo e da rede de drenagem. O RDEs/RDEt registrou o valor de 2,97 que pode ser atribuído às feições gerais dessa sub-bacia já mencionadas e a ocorrência de um desnível altimétrico (*knickpoint*) com aproximadamente 2 metros de altura próximo à sua desembocadura (Figura 105).



Figura 105 – Desnível altimétrico (*knickpoint*) com aproximadamente 2 metros de altura próximo à sua desembocadura do rio Cuité. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

O valor de 0,17 apresentado pelo índice RFAV nessa área de jusante foi o maior obtido entre todas as bacias e sub-bacias analisadas nessa tese. Esse valor é justificado pelo local no

qual o perfil transversal foi traçado, ligando dois picos de elevação relativamente isoladas e anômalas para essa área, com cotas altimétricas entre 100 e 140 metros em ambos os lados do canal principal do rio Cuité, que apresenta largura reduzida nesse ponto. Esses fatores aliados a ocorrência de falhas tectônicas estabelecidas em mapeamento geológico na região tornam apropriado esse valor indicativo de atuação de atividade tectônica obtido pelo índice RFAV.

Todas essas características apresentadas na área da sub-bacia do rio Cuité, foram corroboradas também pela aplicação do índice FA que apresentou valor de 46,4, representativo de assimetria fraca da sub-bacia para o lado esquerdo do canal principal, evidenciando, diante das demais informações apresentadas, uma configuração morfológica e morfométrica anômalas e representativas de relevo morfotectônico e também morfoestrutural.

9.2.14 Sub-Bacia do rio Cascata

A sub-bacia do rio Cascata abrange uma área de 21,86 km², possuindo uma hierarquia de drenagem de 3ª ordem e padrão de drenagem dendrítico com baixa densidade. Sua desembocadura se dá na margem direita do baixo curso do rio Mamanguape e seus canais erodem as rochas sedimentares da Formação Barreiras sobrepostas por depósitos colúvio-eluviais (Figura 106).

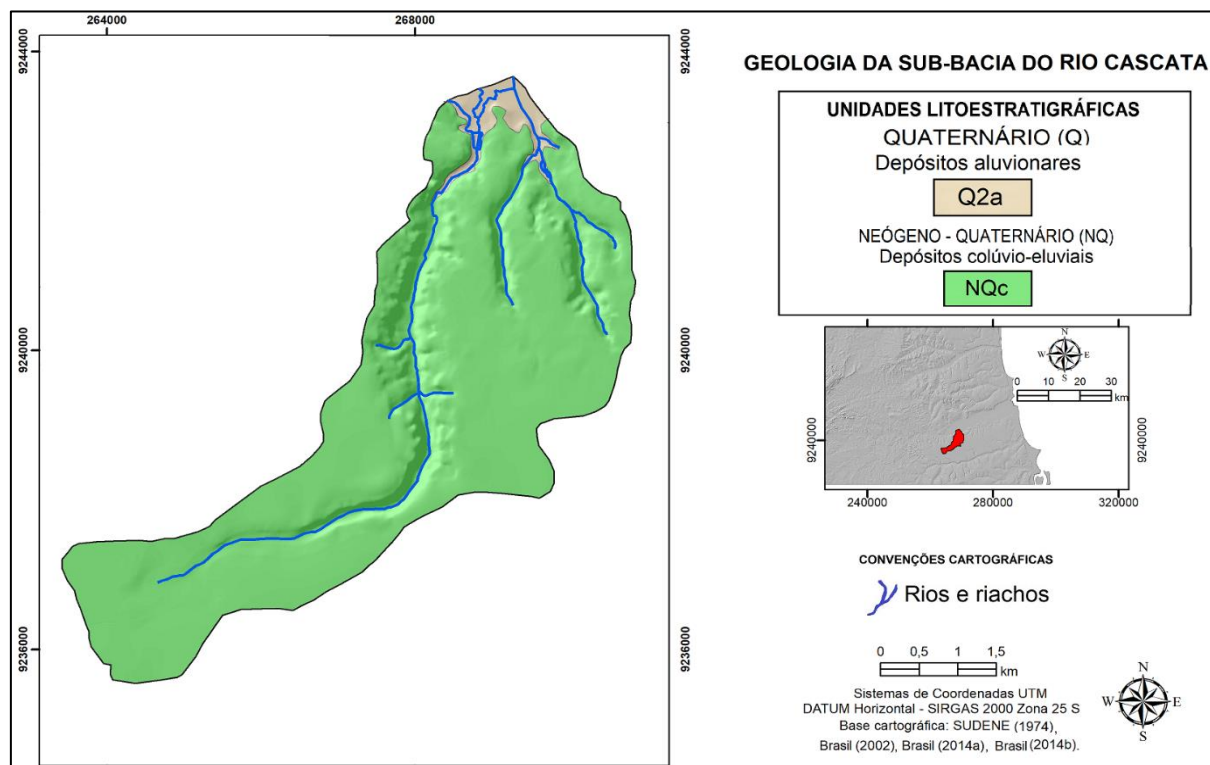


Figura 106 – Geologia e hidrografia da sub-bacia do rio Cascata. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

Os valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos sugerem a atuação de atividade tectônica recente no desenvolvimento do relevo e da rede de drenagem dessa sub-bacia, tanto no segmento de montante quanto no segmento de jusante, fato já constatado por Silva e Furrier (2019).

No alto curso dessa sub-bacia o índice RDEs/RDEt apresentou o valor de 3,83, o qual foi influenciado pela variação altimétrica verificada preliminarmente por Silva e Furrier (2019) nesse trecho. Entre os pontos extremos do segmento analisado foi possível verificar uma diferença altimétrica de 55 metros, onde a maior incisão e quebra mais abrupta de altimetria ocorre na posição mediana do trecho, sendo o alto curso desse rio fracamente erodido (Fig. 106, pág. 187).

Essa erosão incipiente em canal de 1ª ordem registrada em trecho de montante, que disponibiliza maior energia a rede de drenagem, como já citado, pode ser interpretado como outro fator que reforça o valor de RDEs/RDEt que indicou anomalias nessa área. Nesse sentido, a baixa incisão e o alinhamento no sentido ENE-WSW do alto curso desse canal são indicativos de sua formação recente, na qual a alta energia dos fluxos hídricos ainda não teve tempo de aprofundar esse canal que se apresenta ajustado às direções estabelecidas para as falhas tectônicas que afetam essa região, como já sugerido em outras bacias.

O valor obtido com o índice RFAV de 0,83 também reforça o caráter tectônico dessa área de montante, onde a erosão está agindo com intensidade moderada no leito do rio em relação às suas margens, situação que ganha maior destaque em direção a jusante, onde a drenagem já é mais desenvolvida e teve mais tempo para erodir com maior eficiência o leito do canal. Essa maior exposição a energia erosiva foi detectada a jusante pela aplicação do índice RFAV, que apresentou valor de 0,21, indicativo considerável de atuação de atividade tectônica nesse segmento.

Esse valor de RFAV foi corroborado pelo valor de 2,75 obtido com a aplicação do índice RDEs/RDEt e ambos foram justificados através das análises de campo e pela existência de trechos com desníveis altimétricos localizados nesse segmento que dão origem a corredeiras (Figura 107).



Figura 107 – Trecho com corredeira no médio curso do rio Cascata. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Além desses, o valor obtido com a aplicação do índice FA de 69,4 corroborou com o contexto morfotectônico generalizado que essa sub-bacia apresenta. Esse valor representa anomalia por assimetria alta para o lado direito da sub-bacia que apresenta, além dessa assimetria, diferenças claras na configuração dos canais em seus lados opostos, sendo indicativo de intensificação dessas anomalias, sugerindo assim serem resultantes da atuação de atividade tectônica recente nessa área.

9.3 MAPA GEOMORFOLÓGICO DO NORDESTE DO ESTADO DA PARAÍBA

Antes de abordar diretamente as unidades geomorfológicas aqui estabelecidas, se faz necessário mencionar que foram realizados alguns ajustes nos mapeamentos geológicos de Brasil (2004a) e Brasil (2014b), que formam o material cartográfico base para a delimitação das morfoestruturas. 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.

É preciso deixar claro que tais acontecimentos são comuns em mapeamentos que abrangem escalas pequenas e que os ajustes são apresentados aqui como uma contribuição aos trabalhos anteriormente mencionados.

Esses ajustes foram efetuados com o auxílio de observações em imagens de satélites (*Google Earth*) e visitas a campo para efetuar as devidas correções nas espacializações das áreas dos depósitos de mangue, que não tinham sido mapeados nos estuários dos rios Camaratuba, Mamanguape e Miriri, sendo aqui acrescentadas, bem como na espacialização dos depósitos aluvionares, onde foram observadas representações além das suas áreas de ocorrências. Outros importantes ajustes foram efetuados em relação à unidade litológica denominada por Brasil (2002) de Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca, que por meio de análises em campo, observação de imagens aéreas e com o auxílio do material cartográfico produzido foi possível estabelecer uma área mais ampla de sua ocorrência.

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 Nordeste do Estado da Paraíba. Nesse mapeamento foram estabelecidas 4 Morfoestruturas (1º táxon), 6 Morfoesculturas (2º táxon), 13 Padrões de Formas de Relevo, sendo 9 de dissecação e 4 de acumulação (3º táxon) e 9 Tipos de Formas de Relevo (4º táxon) (Figura 108).

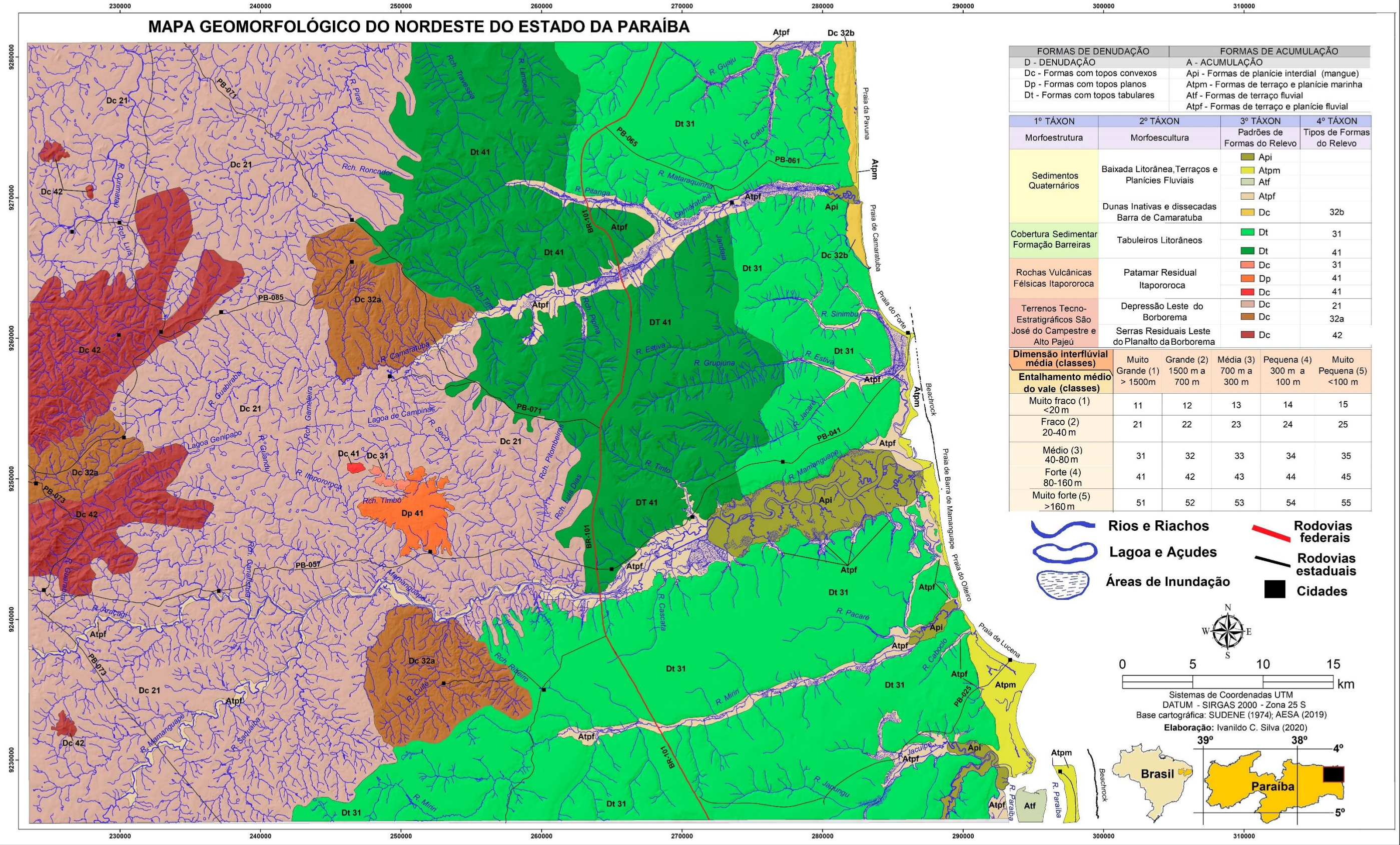


Figura 108 – Mapa geomorfológico do Nordeste do Estado da Paraíba. **Elaboração:** Ivanildo C. Silva (2020).

9.3.1 Contexto geomorfológico da morfoestrutura Terrenos Tectono-Estratigráficos São José do Campestre e Alto Pajeú

Sobre a morfoestrutura estabelecida na área de abrangência dos terrenos tectono-estratigráficos São José do Campestre e Alto Pajeú foram delimitadas as unidades morfoesculturais Serras Residuais Leste do Planalto da Borborema e Depressão Leste do Borborema. Na unidade Serras Residuais Leste do Planalto da Borborema os processos erosivos se dão de forma mais intensa devido as maiores altitudes que essa área apresenta, já na unidade Depressão Leste do Borborema, com altitudes menos expressivas, essa erosão se dá com menor intensidade.

A morfoescultura Serras Residuais Leste do Planalto da Borborema foi subdividida em 5 fragmentos distintos, sendo 2 de maiores dimensões e 3 fragmentos menores, representados pela unidade Dc 42, onde predominam padrões de relevo em forma de serras residuais com dimensões interfluviais médias que variam de 700 m a 1500 m e entalhamento médio dos vales variando entre 80m e 160 m, representando, dessa forma, os índices mais elevados de dissecação do relevo na área de estudo.

Essa unidade geomorfológica corresponde a um conjunto de serras residuais alongadas na direção NE-SW e notoriamente ajustadas aos lineamentos formados pelas zonas de cisalhamento que atuam na região, sendo essas serras ligadas as primeiras elevações da borda leste do Planalto da Borborema (Figura 109). A unidade Dc 42 apresenta as maiores altitudes da área de estudo, alcançando 386 metros a norte da cidade de Pirpirituba.



Figura 109 – Serras residuais alongadas na unidade Dc 42 com destaque para as primeiras elevações da borda leste do Planalto da Borborema. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

A erosão acentuada que ocorre nessas áreas dá origem a veles profundos em forma de V. Nessa área é possível observar formas sugestivas de representações morfotectônicas de relevo, a exemplo de expressivos *knickpoints* sequenciais, que em conjunto apresentam desníveis superiores a 60 metros, e facetas triangulares registrados nessa Unidade no sítio Suspiro, município de Serra da Raiz (Figura 110).



Figura 110 – *Knickpoints* sequenciais (setas brancas) e facetas triangulares (linhas amarelas) registrados na unidade Dc 42, no sítio Suspiro, município de Serra da Raiz-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Essas condições gerais impostas pelos agentes modeladores do relevo dão origem a formas residuais que se destacam na paisagem por sua transição abrupta para unidades de altitudes menos expressivas, a exemplo da serra residual que se alonga lateralmente à rodovia PB- 085, que liga as cidades de Duas Estradas e Lagoa de Dentro.

Ao norte e ao sul dos dois fragmentos mais expressivos, ocorrem três pequenas áreas que foram incorporadas a unidade Dc 42 por suas características altimétricas e geomorfológicas. Trata-se de três pequenas elevações relativamente isoladas que representam pontos residuais de rochas mais resistentes aos processos erosivos formadores da depressão na qual elas estão inseridas, sendo uma na parte sul e duas ao norte (Fig. 108, pág. 191).

Antes de iniciar a discussão sobre a morfoescultura Depressão Leste do Borborema, se faz necessário esclarecer que pelo fato de terem sido estabelecidas duas unidades geomorfológicas com a sigla Dc 32, que registraram as mesmas condições de formas de topo,

dimensão interfluvial média e entalhamento médio dos vales, foram acrescentadas as letras minúsculas “a” e “b” a sigla que representa essa unidade, respectivamente, nas unidades Dc 32 inserida na morfoescultura na Depressão Leste do Borborema, que passa a ser denominada de Dc 32a e a unidade Dc 32 inserida na morfoescultura Dunas Inativas e Dissecadas Barra de Camaratuba, que passa a ser denominada de Dc 32b. Dessa forma, para não haver erros de interpretação na leitura do mapa geomorfológico se decidiu assim proceder.

A denominação da morfoescultura Depressão Leste do Borborema para a área erodida de relevo mais rebaixado entre a borda leste do Planalto da Borborema e os Tabuleiros Litorâneos, no Estado da Paraíba, se fez necessária por se considerar que a denominação clássica de Depressão Sublitorânea (CARVALHO, 1982) é inadequada.

Essa inadequação se dá pelo fato da palavra “Sublitorânea” remeter 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.

Em publicação recente, Costa *et al.* (2020) denominaram essa área de Superfície Pré-litorânea (SPL), remetendo sua origem aos processos formadores das superfícies de aplainamento. Na presente tese, se entende que a denominação Depressão Leste do Borborema seja mais adequada, ao menos para a área contida no Estado da Paraíba.

Tal entendimento se dá pelo fato dessa área, no Estado, 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.

É notório que 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.

Diante do exposto, a primeira unidade delimitada sobre a Depressão Leste do Borborema foi a Dc 32a, dividida em 3 fragmentos distintos, com relevo formado principalmente por colinas com intensidades de dissecação distintas.

Entre os dois fragmentos maiores da unidade Dc 42, no setor oeste, foi estabelecido o primeiro fragmento da unidade Dc 32a. 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 os 158 metros na sua parte central.

As outras duas áreas dessa unidade estão localizadas mais ao leste na área de transição entre os Tabuleiros Litorâneos e a Depressão Leste do Borborema. A exemplo do primeiro fragmento da unidade Dc 32a, essas duas áreas demonstraram um conspícuo desenvolvimento nas suas formas de relevo, com incisão considerável dos canais fluviais formando vales com entalhamento mediano, sendo alguns bastante retilíneos.

No fragmento ao norte foi possível verificar que as formas do relevo e a incisão dos canais fluviais parecem estar influenciados por fatores estruturais. Foi observado na comunidade do sítio Macedo, no município de Jacaraú, uma área com desnível altimétrico acentuado em lados opostos de uma drenagem que apresenta expressivas inflexões no seu curso e formação de um *knickpoint* de aproximadamente 8 metros, conhecido nas imediações como Cachoeira de Iemanjá (Figura 111).



Figura 111 – Relevo da unidade Dc 32a apresentando desnível altimétrico e dissecção diferenciada em lados opostos do canal de drenagem, além de fortes inflexões e formação de *knickpoint* (destaque no retângulo vermelho) no sítio Macedo, no município de Jacaraú-PB. **Fotos:** Ivanildo C. Silva (2019).

Na figura anterior é possível observar que a referida drenagem divide de forma clara áreas de topos convexos (margem esquerda) com colinas mais marcadas no relevo, de uma área com aspectos de topo mais plano (margem direita) contendo colinas suaves, o que é um indicativo de que a configuração geomorfológica dessa área está atrelada a fatores estruturais, visto que as condições climáticas são homogêneas no local.

No terceiro fragmento da unidade Dc 32a, ao sul, o relevo é modelado principalmente pelos rios Cuité e Ribeiro, 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 80 m nos vales mais profundos, que migram para formas mais suaves à medida que se aproximam do curso do rio Mamanguape ao norte (Figura 112), onde a altimetria é mais modesta e se desenvolve uma dissecação fraca.

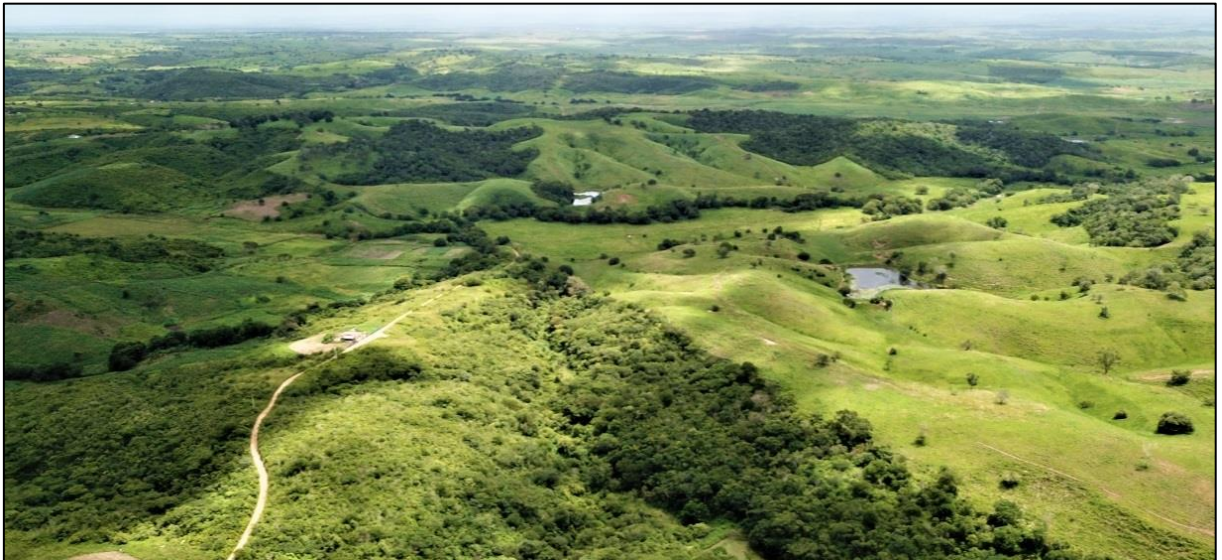


Figura 112 – Relevo em colinas com dissecação mediana nas proximidades do distrito de Olho D’água, município de Capim-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Na área denominada de Dc 21 onde predominam os entalhamentos médio dos vales de intensidade fraca, que variam entre 20 e 40 metros, 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. Ela ocupa uma faixa a oeste que se estende de norte a sul na área de estudo, predominando a baixa declividade do relevo com o desenvolvimento de colinas suaves de grande dimensão interfluvial (Figura 113).



Figura 113 – Relevo suave ondulado registrado na unidade Dc 21, município de Duas Estradas-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Foram registradas nessa unidade, além de outras, áreas representativas de relevo morfoestrutural. Um exemplo dessas é a formação de corredeiras em trecho com inflexões de canal no médio curso do rio Mamanguape, no sítio Mulunguzinho, município de Araçagi-PB (Figura 114).

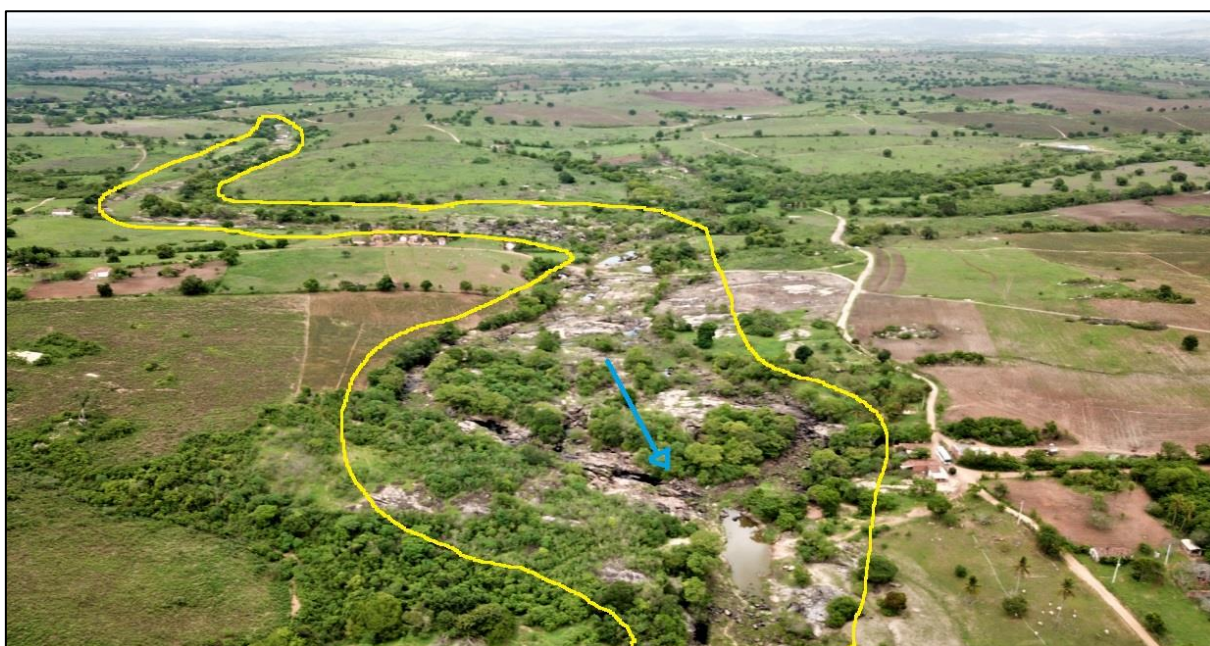


Figura 114 – Inflexões e formação de corredeiras (linhas amarelas) no médio curso do rio Mamanguape, sítio Mulunguzinho, Araçagi-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

As características geomorfológicas das 2 unidades mapeadas sobre a morfoescultura da Depressão Leste do Borborema representaram 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.

9.3.2 Contexto geomorfológico da morfoestrutura Rochas Vulcânicas Félsicas Itapororoca

A área da unidade geológica Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca dá origem a formas de relevo que se destacam na paisagem por sua altimetria mais elevada que as áreas adjacentes; sobre essa morfoestrutura se desenvolve a morfoestrutura denominada por Silva (2014) de Alto Félsico Itapororoca, nomenclatura atualizada na presente tese por não atender de forma satisfatória as características geomorfológicas que a área apresenta, sendo mais adequado o termo Patamar Residual Itapororoca, que passa a denominar essa unidade geomorfológica.

Enquanto na unidade geomorfológica da Depressão Leste do Borborema ocorrem altitudes em torno de 100 metros, em geral, sobre a morfoescultura Patamar Residual Itapororoca ocorrem altitudes superiores a 150 metros, alcançando no seu ponto mais elevado a marca de 198 metros. Considerando as altitudes e as formas de topo que o relevo dessa área a mesma foi subdividida em 3 unidades distintas, a saber, Dp 41, Dc 41 e Dc 31.

A unidade Dp 41 ocupa a maior área dessa morfoestrutura e se apresenta como uma elevação de topo relativamente plano levemente inclinada para leste com cerca de 7 km no sentido N-S e 8 km no sentido E-W. Seu ponto mais elevado se encontra no setor oeste e apresenta topo plano, uma evidência da resistência desse setor aos processos erosivos, conforme já observado por Silva (2014).

No setor leste da unidade Dp 41 as características de topo plano são mais evidentes. Nessa região é possível observar vales encaixados que avançam sobre as rochas silicificadas dessa área. As formas de evolução desses vales, respeitadas as diferenças litológicas evidentes, ocorrem com certa semelhança as incisões observadas nos Tabuleiros Litorâneos, mostrando energia acentuada das correntes fluviais (Figura 115).



Figura 115 – Incisão de canal de 1ª ordem avançando sobre relevo de topo plano na porção leste da unidade Dp 41 (linha amarela), próximo ao sítio Concriz, município de Itapororoca-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

As outras duas unidades da morfoescultura Patamar Residual Itapororoca são compostas por topos convexos onde se desenvolvem processos erosivos mais intensos. A unidade Dc 31 se apresenta ligada a unidade Dp 41 como uma elevação estreita, dissecada e alongada no sentido NW-SE, com altimetria menos elevada. Nas áreas onde a erosão atuou de forma mais intensa é possível observar estreitamentos mais expressivos nessa unidade, sendo possível, em alguns pontos, visualizar a exposição de rochas do terreno Alto Pajeú (Figura 116).



Figura 116 – Rochas da unidade geológica Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca sobrepostas a rochas do terreno Alto Pajeú, sítio Curralinho, município de Itapororoca-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2013).

A terceira unidade dessa morfoestrutura é composta por um morro relativamente isolado que representa o ponto mais elevado dessa morfoescultura e do município de Itapororoca, com 198 metros de altitude, como já citado. Essa unidade está localizada no setor oeste do Patamar Residual Itapororoca e foi denominada de Dc 41. Ela apresenta encostas íngremes e um topo convexo bem marcado que pode ser visualizado facilmente na paisagem a partir de diversos pontos da Depressão Leste do Borborema na área de estudo (Figura 117).

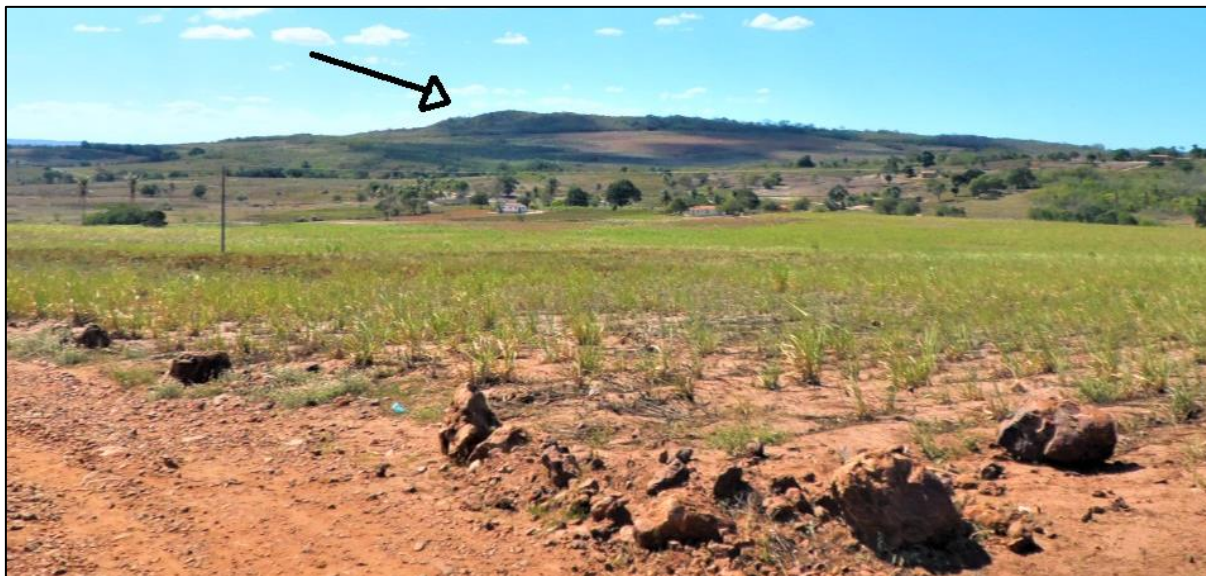


Figura 117 – Relevo da unidade Dc 41 em destaque por sua altimetria superior as áreas adjacentes (seta preta), sítio Curralinho, município de Itapororoca-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2013).

Embora os estudos pioneiros de Assis (1964), Bezerra *et al.* (1973), Barbosa e Braga (1974) e outros mais modernos elaborados por Brasil (2002), Brito Neves *et al.* (2008), Oliveira (2009), Silva e Furrier (2013), Silva (2014), Silva, Nascimento e Tuma (2014) e Souza (2016), forneçam importantes informações sobre a geologia e a geomorfologia dessa unidade, entende-se que essa ainda necessita de estudos mais específicos que forneçam informações mais detalhadas para análises geomorfológicas futuras, a exemplo do seu real posicionamento geocronológico.

9.3.3 Contexto geomorfológico da morfoestrutura Cobertura Sedimentar Formação Barreiras

Os processos geomorfológicos que atuam sobre a morfoestrutura Cobertura Sedimentar Formação Barreira na área de estudo, embora se desenvolvam sobre litologia e em condições

climáticas homogêneas, 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 tese.

Na área dessa morfoestrutura foi estabelecida a morfoescultura Tabuleiros Litorâneos, que por sua vez foi subdividida em duas áreas com padrões de formas de relevo com formato de topos tabulares que se diferenciam por seus distintos níveis de dissecação do relevo, a saber, Dt 41 e Dt 31.

A unidade Dt 41 exhibe intensidade de dissecação forte e dimensão interfluvial muito grande. Essa unidade foi estabelecida no setor norte do rio Mamanguape em uma faixa N-S limitada pela borda oeste dos Tabuleiros Litorâneos na área de estudo. O forte processo incisivo chega a expor rochas cristalinas 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 nas suas partes mais elevadas.

Nessa unidade foram registradas as maiores altitudes da área sedimentar, atingindo os 245 metros no divisor de água das sub-bacias do rio Pitanga e riacho Roncador. 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 riacho Travessia, no setor norte, e no médio curso do rio Pitanga, na porção central dessa sub-bacia.

Essa incisão e a conseqüente expansão lateral dos vales modificam substancialmente as formas de relevo que essa área apresenta, criando faixas estreitas de topos tabulares em meio as grandes incisões que dão origem a formas de topos que já chegam a exibir certa convexidade, sendo essas resultado dos processos intensos que a geomorfologia dessa unidade está exposta (Figura 118).



Figura 118 – Atuação dos processos de dissecação do relevo na unidade Dt 41 com destaques para as áreas de relevo com topo convexo e a formação de faixas estreitas de relevo tabular. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

O contexto tectônico e estrutural pode ser considerado um fator explicativo para o desenvolvimento de processos erosivos tão intensos nessa área, visto que, como mostrado em seções anteriores, foram verificados diversos indicativos de tal atuação, a exemplo de *knickpoints*, formação de facetas triangulares, canais retilíneos e mapeamentos geológicos que atestam a existência de falhas tectônicas agindo sob essa região e adjacências.

Na área sul dessa unidade, sobre o interflúvio que divide os rios Mamanguape e Camaratuba, em altitudes menos elevadas, é possível observar encostas com declividades menos abruptas que ligam as áreas de topos tabulares aos vales dos rios. Porém, ali também ainda se observa incisões de vales que dispõem de energia suficiente para criar as faixas estreitas de topo tabular, mostrando ser uma área de transição para as menores intensidades que controlam os processos geomorfológicos para leste dessa área.

No sítio Brejinho, município de Mamanguape, em um trecho do rio Camaratuba que flui sobre rochas cristalinas, foi registrado um *knickpoint* com desnível aproximado de 3 metros, reforçando assim a probabilidade de atuação de processos estruturais na elaboração das características geomorfológicas dessa unidade (Figura 119).

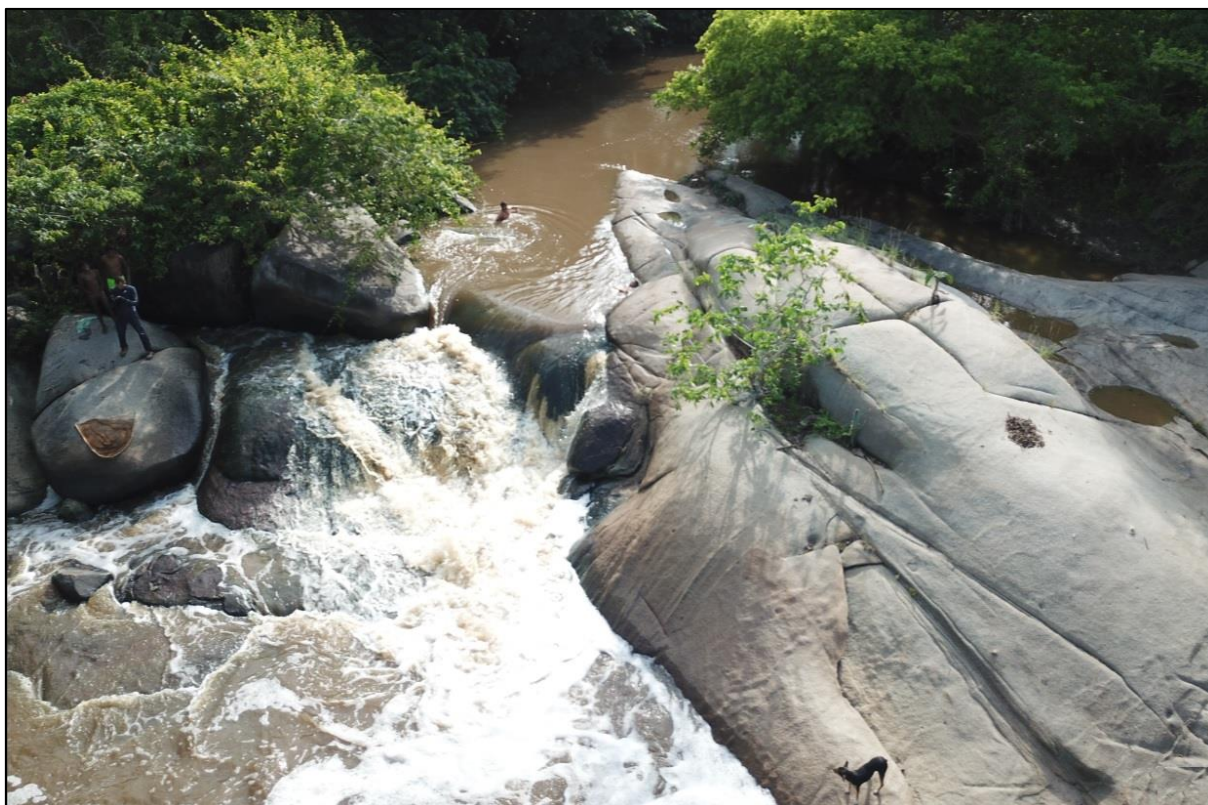


Figura 119 – *Knickpoint* com desnível aproximado de 3 metros no médio curso do rio Camaratuba, sítio Brejinho, Mamanguape-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

A unidade Dt 31, situada a leste, também foi estabelecida sobre morfoescultura dos Tabuleiros Litorâneos, sendo seu ponto mais elevado localizado ao norte do médio curso do rio Pitanga, com altitude de 157 metros. Sua abrangência se estende de norte a sul na área de estudo e está subdivida pelos rios regionais em compartimentos com características distintas.

Essa unidade apresenta menores incisões nos seus vales e áreas de topos tabulares mais extensas e continuas, principalmente sobre o interflúvio que divide os rios Mamanguape e Miriri, onde existem evidências de que o contexto tectônico impôs altitudes menores em relação aos interflúvios vizinhos, diminuindo dessa forma o poder erosivo dos fluxos hídricos que avançam de forma mais lenta sobre os tabuleiros, preservando assim, a feição tabular do seu topo (Figura 120).



Figura 120 – Relevo tabular preservado no interflúvio que separa os rios Miriri e Mamanguape da unidade Dt 31, com destaque para a elevação superior do interflúvio dos rios Mamanguape e Camaratuba na unidade Dt 41. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

No compartimento estabelecido ao norte do rio Camaratuba pode ser observada uma leve inclinação para leste e também para norte, apresentando dessa forma, maiores altitudes nos setores oeste e sul, favorecendo assim incisões mais intensas nessas partes mais elevadas e mais atenuadas nas de menores altitudes, estabelecendo, dessa forma, fortes inflexões nos rios de drenagem mais evoluídas para se ajustarem a esse contexto geomorfológico peculiar, a exemplo do que ocorre no médio curso do canal do rio Catu (Fig. 108, pág. 191).

No compartimento ao sul, no interflúvio que divide dos rios Camaratuba e Mamanguape, diante das altitudes mais elevadas com inclinação mais homogênea para leste, é possível observar vastas áreas com os topos tabulares preservados, cortados por incisões mais intensas do que no compartimento ao norte, porém, que raramente ultrapassam a altitude de 80 metros, justificando assim sua inserção na unidade Dt 31.

Essas características gerais que se apresentam nos compartimentos já mencionados são também observadas no setor ao sul do rio Miriri, que apresenta altitudes similares ao compartimento ao norte do rio Camaratuba. Diante dessas variações altimétricas observadas em área de litologia sedimentar homogênea e dos indícios observados em campo já relatados na seção anterior dessa pesquisa em bacias e sub-bacias hidrográficas, é possível sugerir que a unidade Dt 31 apresenta uma configuração geomorfológica que teve a contribuição efetiva de processos estruturais e tectônicos no seu desenvolvimento.

9.3.4 Contexto geomorfológico da morfoestrutura Sedimentos Quaternários

A morfoestrutura Sedimentos Quaternários, nomenclatura já utilizada por Furrier (2007) no mapeamento geomorfológico da área da Folha João Pessoa na escala de 1:100.000 (SB-25-Y-C-III), apresenta diversos tipos de sedimentos depositados, a exemplo de depósitos aluvionares que se estendem até os médios cursos em alguns 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 e depósitos eólicos litorâneos vegetados.

Sobre essa morfoescultura, devido as características peculiares que esses depósitos sedimentares apresentam, foi necessário delimitar duas morfoesculturas distintas, sendo uma de acumulação, a Baixada Litorânea, Terraços e Planícies Fluviais e outra de dissecação, denominada nessa pesquisa de Dunas Inativas e Dissecadas Barra de Camaratuba.

Os parâmetros considerados para a delimitação dessa morfoescultura de dissecação em sedimentos quaternários foram: a possibilidade de sua representação na escala de mapeamento adotada; o destaque altimétrico alcançado no relevo local; a estabilidade e inatividade na locomoção dos sedimentos que dão origem a essa forma; os indícios de dissecação observados na área e; os processos geomorfológicos diferenciados atuantes que não permitem uma inserção desses depósitos no mesmo contexto da geomorfologia dos demais tipos de sedimentos quaternários existentes nessa área.

A inatividade dos processos de deposição desses sedimentos foi observada em campo, a exemplo da fixação de uma cobertura vegetal considerável e a imobilização dos sedimentos, que não apresentam sinais de movimentações por influência eólica. Barreto *et al.* (2002) já haviam observado a inatividade dessas dunas, respaldada, segundo os autores, pela presença de silte e argilas pedogenéticas, pelo grau de seleção das areias, pela cobertura vegetal, entre outros fatores.

Além do caráter inativo, os referidos autores também atestaram os processos de dissecação que essas dunas estão expostas. Os mesmos afirmaram que tais processos são desenvolvidos pela influência das águas pluviais, ocasionando a formação de ravinas e leques de areia com tendência de redução da altura dessas dunas. Esses fatos foram observados em análises de campo, onde foi visualizada a ocorrência de ravinas generalizadas que avançam

sobre as dunas onde a vegetação se torna quase inexistente, o que sugere também influências da atuação marinha nos processos de dissecação, visto que é possível observar a ação das marés no processo de erosão da base de sustentação desses sedimentos inativos (Figura 121).



Figura 121 – Avanço da dissecação sobre as dunas inativas com diminuição da vegetação (linhas vermelhas) e evidências de atuação das marés no processo erosivo da base desses sedimentos. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Sobre essa morfoescultura foi estabelecida a unidade Dc 32b, distribuída em dois compartimentos ao norte e ao sul do estuário do rio Camaratuba. No compartimento norte foi observada a maior altitude dessa morfoescultura que atinge os 90 metros. Nele é possível observar dois patamares altimétricos distintos delimitados por uma encosta de declividade superiores a 40%.

O primeiro patamar atinge altimetria aproximada de 25 metros e é composto por relevo de topo relativamente plano apresentando inclinação para leste onde ocorrem os processos erosivos citados anteriormente. As altitudes do patamar superior variam entre 50 e 90 metros com um alinhamento sinuoso de topo convexo bem marcado na paisagem, que pode ser explicado pelos processos erosivos atuantes e pelo formato da frente parabólica parcialmente preservados dessas dunas, como sugeriram Barreto *et al.* (2002) (Figura 122).



Figura 122 – Alinhamento sinuoso de topo convexo no setor norte da unidade Dc 32b. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

No compartimento localizado ao sul do estuário do rio Camaratuba é possível observar uma cobertura vegetal mais densa e uma diferenciação clara do modelado geomorfológico em comparação as formas apresentadas nas imediações, onde o relevo é desenvolvido sobre rochas sedimentares da Formação Barreiras.

No domínio dos sedimentos quaternários se desenvolve um relevo de topo levemente convexo, enquanto que na área das rochas sedimentares da Formação Barreiras se observa formas de topo tabular (Figura 123).



Figura 123 – Setor sul da unidade Dc 32b (linha branca) com destaque para seu topo convexo e para o topo tabular da unidade Dt 31 situada a oeste. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Nesse compartimento é possível observar também a sobreposição dos depósitos quaternários, que atingem até 30 metros de espessuras (BRASIL, 2014c), aos sedimentos da Formação Barreiras, fato não visualizado no compartimento norte. Isso pode ser explicado pela existência do Alto de Mamanguape, já mencionado anteriormente, cujo o contexto estrutural e tectônico elevou as rochas da Formação Barreiras no interflúvio Camaratuba-Mamanguape em relação aos interflúvios vizinhos, favorecendo assim sua visualização nesse ponto.

Diante das peculiaridades dessa morfoestrutura evidenciadas pela notável diferenciação das formas de relevo e da atuação dos processos geomorfológicos em relação às áreas do entorno é justificável a sua delimitação como uma morfoescultura independente dentro do contexto da morfoestrutura Sedimentos Quaternários.

A morfoescultura Baixada Litorânea, Terraços e Planície Fluviais 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 dessa morfoestrutura, sobretudo planícies marinha, interdial e aluviais, além de formas de terraços que ocorrem em áreas onde os processos de deposição não conseguem agregar sedimentos atualmente, geralmente por razões climáticas ou modificações do nível de base por atividade tectônica (SUGUIO, 1998; GUERRA; GUERRA, 2011).

Foram mapeadas na presente tese as unidades de Formas de Terraço e Planície Marinha (Atpm), Formas de Planície Interdial (Api), Formas de Terraço Fluvial (Atf) e Formas de Terraço e Planície Fluvial (Atpf).

As Formas de Terraço e Planície Marinha (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.

Da porção norte até as proximidades da cidade de Baía da Traição, os depósitos litorâneos praias são representados basicamente pela linha de praia atual, delimitados a oeste principalmente pela morfoescultura Dunas Inativas e Dissecadas Barra de Camaratuba e por trechos da litologia da Formação Barreiras.

Na porção sul da desembocadura do rio Camaratuba onde ocorre a exposição dos sedimentos mal consolidados da Formação Barreiras, foi desenvolvida uma assimetria na continuidade da linha praia em relação ao setor norte, possivelmente pela maior resistência desse material aos processos de abrasão marinha (Figura 124).



Figura 124 – Assimetria da linha de praia entre os setores norte e sul da desembocadura do rio Camaratuba. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Nesse ponto de assimetria é possível observar, além das exposições de materiais da Formação Barreira, um expressivo processo de erosão formando um terraço de abração marinha (Figura 125), processo também observado por Furrier (2007) em praias do litoral Sul do Estado da Paraíba que constatou que esses terraços eram formados por ferricretes.



Figura 125 – Formação de terraço de abrasão marinha e exposição de rochas da Formação Barreiras na porção sul da desembocadura do rio Camaratuba. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Ao sul da cidade de Baía da Traição as Formas de Terraço e Planície Marinha (Atpm) apresentam larguras mais expressivas com exceção de trechos nas margens norte e sul da desembocadura do rio Miriri, onde as rochas da Formação Barreiras voltam a confinar essas formas junto a linha de praia.

As demais ocorrências são formadas por extensas áreas planas limitadas a oeste por linhas de antigas falésias inativas formando terraços marinhos de acumulação. Segundo Brasil (2014c) esses terraços foram formados a partir do retrabalhamento e deposição dos sedimentos arenosos provenientes das duas últimas transgressões (120.000 A.P. e 5.100 A. P.) e subsequentes regressões.

Essas acumulações podem ser observadas de forma mais representativa nas imediações da cidade de Baía da Traição até o povoado de Costinha, no município de Lucena, além de outra manifestação no limite sul da área de estudo, representada pela parte norte da cidade Cabedelo (Figura 126).



Figura 126 – Unidade Atpm no povoado de Costinha, no município de Lucena-PB, com destaque para seu limite abrupto com os Tabuleiros Litorâneos a oeste (linha amarela) (a) e norte da cidade de Cabedelo-PB (b). **Fotos:** Ivanildo C. Silva (2019).

As Formas de Planície Interdial (Api) ocorrem em 4 pontos na área de estudo, mais especificamente, de norte a sul, nos estuários dos rios Camaratuba, Mamanguape e Miriri e de forma mais complexa nas imediações do estuário rio Paraíba. Para Brasil (2014c) esses manguezais são compostos principalmente por sedimentos argilosos escuros, com bastante matéria orgânica e conchas (Figura 127).



Figura 127 – Depósito de mangue no estuário do rio Camaratuba, município de Mataraca-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

As ocorrências mais expressivas dessas formações estão localizadas no estuário do rio Mamanguape que, segundo Albuquerque (2013), é a maior área desse tipo de ambiente no Estado da Paraíba. Como já mencionado, a formação dessa ampla planície no baixo curso do rio Mamanguape pode ser sugerida pela ocorrência do gráben de Mamanguape que permitiu a deposição ampla dos sedimentos e a posterior formação dos manguezais. O equilíbrio atual alcançado na dinâmica desses sedimentos de mangue tem a contribuição de um extenso alinhamento de *beachrocks* em toda área da desembocadura do rio Mamanguape, que atenuam a intensidade do avanço do mar em relação ao seu estuário (Figura 128).



Figura 128 – Alinhamento de *beachrocks* na desembocadura do rio Mamanguape atenuando a ação da dinâmica marinha sobre os sedimentos de mangue do seu estuário. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

A unidade Formas de Terraço Fluvial (Atf) teve sua ocorrência principal, na presente tese, registrada na área da ilha da Restinga, situada no estuário do rio Paraíba, onde foi possível, diante da sua dimensão territorial e da escala adota, mapear essa unidade separada da Atpf. Essa denominação já foi utilizada por Furrier (2007) para designar essa área que se encontra mais elevada e não está submetida aos processos de inundações (Figura 129).

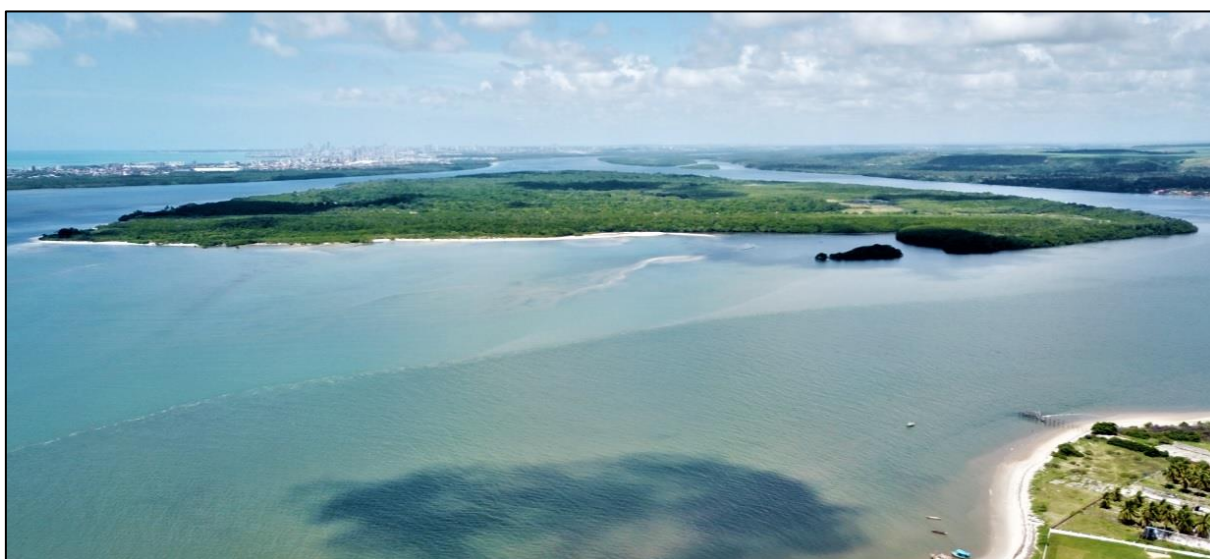


Figura 129 – Área da unidade Atf registrada na Ilha da Restinga no estuário do rio Paraíba. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Formas de Terraço e Planície Fluvial (Atpf) ocorrem de Leste a Oeste e de Norte a Sul na área de estudo, sendo mais abundante próximo à costa onde os principais depósitos podem ser observados nos vales dos rios Camaratuba, Mamanguape e Miriri e nos rios mais desenvolvidos do Oeste, onde ocorrem faixas estreitas desses depósitos seguindo os cursos dos rios Mamanguape e Araçagi. No Noroeste da área de estudo foi possível observar outros depósitos consideráveis nos cursos dos rios Pirari e Curimataú (Figura 130).



Figura 130 – Depósitos aluviais no leito do rio Curimataú, município de Logradouro-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2018).

Ao sul da cidade de Itapororoca foi observado uma complexa relação onde rochas do embasamento alinhadas no sentido NW-SE impõem forte inflexão e direcionam os últimos metros do baixo curso do rio Itapororoca no mesmo sentido (NW-SE) (conforme discutido na seção da sub-bacia do rio Itapororoca), causando um forte basculamento na margem esquerda desse canal e uma incisão acentuada na sua margem direita, onde o rio Itapororoca forma terraços fluviais escalonados sobre os sedimentos depositados pelo rio Mamanguape. Além disso, foi registado que o próprio rio Mamanguape está aprofundando seu canal nessa região, onde foram observados alguns pontos de elevação dentro da sua área de inundação, que remetem a processos de formação de novos terraços fluviais (Figura 131).

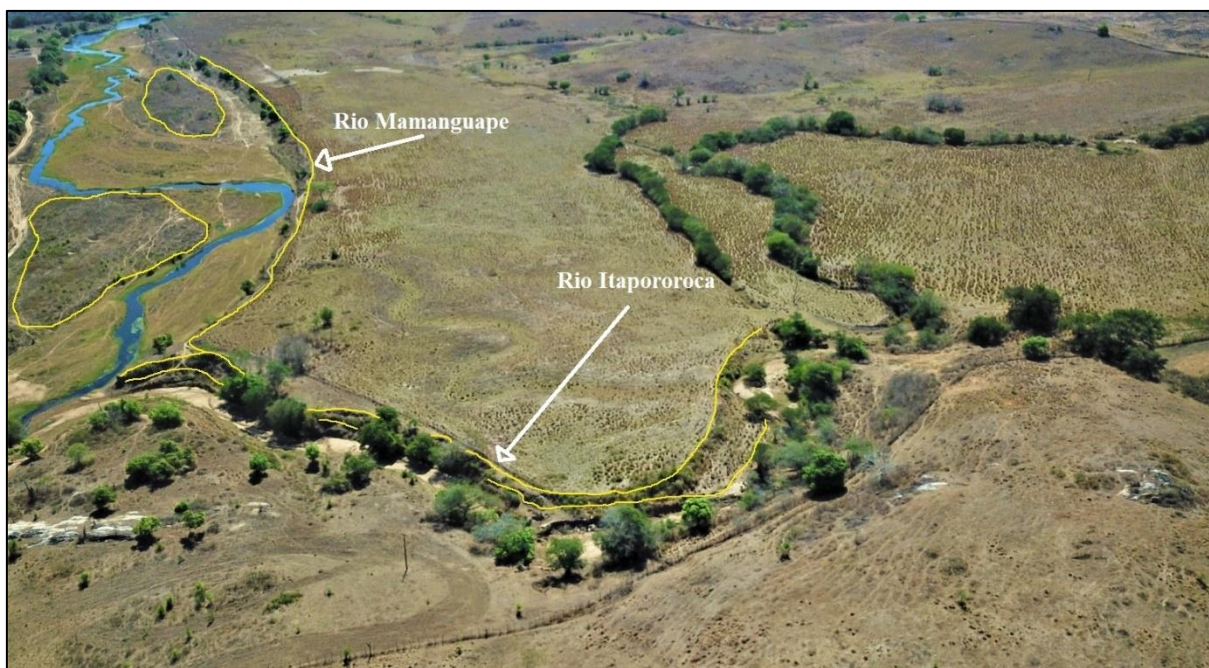


Figura 131 – Terraços escalonados identificados na desembocadura do rio Itapororoca e no rio Mamanguape (linhas amarelas) ao sul da cidade de Itapororoca-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Se faz necessário lembrar que nesse trecho do baixo curso do rio Itapororoca o índice RDEs/RDEt apresentou o maior valor registrado nessa pesquisa (8,44) o que reforça a possibilidade de essas mudanças no comportamento da incisão dos canais serem resultantes do rebaixamento do nível de base por atividade tectônica.

Próximo a zona costeira os sedimentos aluviais ocorrem em áreas mais extensas e com depósitos mais representativos, porém ainda existem nessa área alguns pontos de anomalias nos canais de drenagem, a exemplo do que ocorre no baixo curso do rio Mamanguape (coordenadas 6°51'05.2"S, 35°09'21.0"W) onde foram observadas exposições de rochas do embasamento no seu leito, sendo esse o último registrado de exposição desse tipo de litologia a jusante do rio Mamanguape.

Nos locais de exposição dessas rochas é possível observar a formação de terraços fluviais mais definidos, fatos registrados nas proximidades da rodovia federal BR-101 (Figura 132), local em que Brito Neves *et al.* (2004) mencionaram indícios de atividade tectônica e rochas soerguidas que afetaram as rochas sobrepostas da Formação Barreiras, fato registrado na presente pesquisa na figura 37 da página 111.

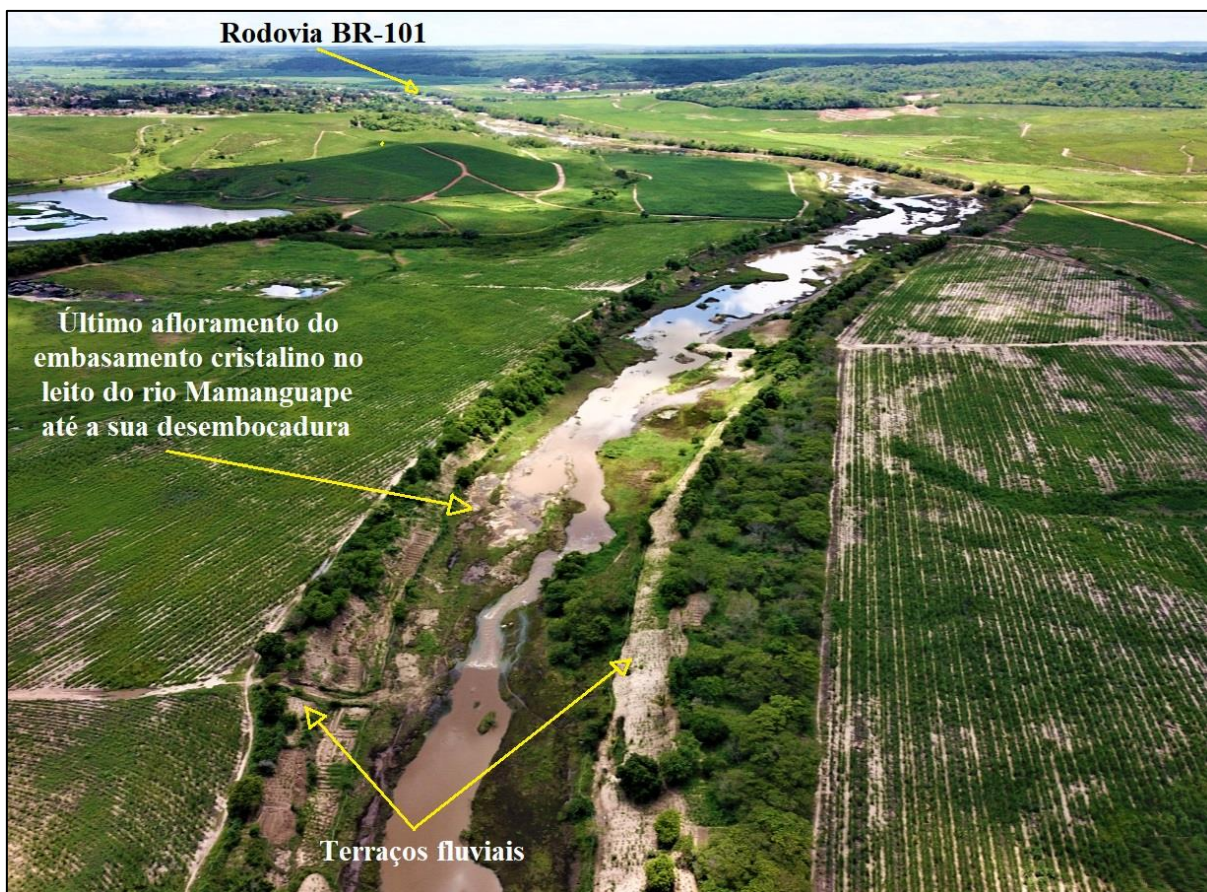


Figura 132 – Última exposição de rocha cristalina observada no leito do rio Mamanguape na área do gráben de Mamanguape (BRITO NEVES, *et al.*, 2004) e formação de terraços fluviais nas proximidades da cidade de Mamanguape-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Os soerguimentos e as consequentes mudanças no nível de base podem explicar o transporte dos sedimentos aluviais dessas áreas onde afloram as rochas cristalinas mencionadas e se formam os terraços fluviais no baixo curso do rio Mamanguape.

A ocorrência da unidade Formas de Terraço e Planície Fluvial (Atpf) na retaguarda dos sedimentos de praia pode ser observada de forma expressiva nas imediações da cidade de Baía da Traição (Figura 133), dinamizados principalmente pelos rios que compõem a bacia hidrográfica do rio Estiva.



Figura 133 – Área alagada de planície fluvial do rio Estiva, as margens da rodovia PB-041, saída da cidade de Baía da Traição-PB. **Foto:** Ivanildo C. Silva (2019).

Diante do exposto, se entende que a variedade de unidades geomorfológicas apresentadas e suas especializações demonstram o complexo conjunto de fatores que interagem no desenvolvimento do relevo e da rede de drenagem da área de estudo, fato que torna a elaboração do mapa geomorfológico um 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 analisados.

10 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Diante do contexto teórico analisado, dos materiais cartográficos básicos produzidos, dos registros e análises realizados em campo, da aplicação dos índices morfométricos e do estabelecimento das unidades geomorfológicas, constata-se que a geomorfologia do Nordeste do Estado da Paraíba apresenta influências conspícuas da atuação das estruturas litológicas e de atividade tectônica na elaboração do relevo e da rede de drenagem.

Nesse sentido, a análise morfológica regional em conjunto com as análises de detalhe realizadas nas bacias e sub-bacias hidrográficas de pequenas dimensões demonstraram ser um caminho seguro a ser seguido em estudos geomorfológicos que objetivem registrar evidências da atuação da estrutura litológica e de atividade tectônica no desenvolvimento de relevo e da hidrografia. Assim, considerando o contexto estrutural e tectônico regional, chegou-se à conclusão que os estudos locais têm um grande potencial explicativo em geomorfologia, visto que se apresentam como uma etapa que visa o registro de elementos comprobatórios ou sugestivos dos processos estabelecidos pelos modelos evolutivos regionais.

Em meio as dezenas de registros dessas formas sugestivas de atuação da estrutura litológica e da atividade tectônica no desenvolvimento do relevo e da rede de drenagem, tanto em áreas de litologia cristalina quanto em litologia sedimentar, as características apresentadas pelos sucessivos desníveis altimétricos no curso do riacho Roncador, no município de Jacaraú, é um excelente exemplo concreto dessa situação. Diante das análises efetuadas sobre esse riacho, conclui-se que o desnível altimétrico localizado mais a jusante apresenta características próprias da ocorrência de movimentos verticais e laterais da litologia. No contexto geomorfológico, essa conclusão se dá pela retilinearidade e declividade que esse desnível apresenta, próprias de movimentação abrupta e recente.

Dois pontos justificam as evidências de sua formação recente, o primeiro é que o desnível que ocorre a cerca de 150 metros a montante, com litologia e condições climáticas semelhantes, apresenta características morfológicas que sugerem a atuação mais intensa dos processos de intemperismo, onde é possível observar formas com limites suavizados e sem características geométricas planas, sinais de maior exposição temporal aos desgastes dos processos exógenos. Já no desnível de jusante que demonstra ser mais jovem, foram verificadas formas planas e angulosas, que evidenciam sua menor exposição temporal aos processos

erosivos. A segunda evidência se dá pela existência de descontinuidades em dique de rocha fêlsica com mesmas dimensões e composição litológica na parte superior e inferior desse desnível, uma demonstração clara de que foram separados por movimento verticais.

Assim, entende-se que a ocorrência dessas formas de relevo restritas a esses locais, em áreas de litologia e clima homogêneos, diante do contexto estrutural e tectônico regional e das minuciosas pesquisas efetuadas em campo, só pode ser explicada na geomorfologia por atuação de processos tectônicos ativos, resultando assim em formas relevos morfotectônicas.

Em relação a aplicação dos índices morfométricos conclui-se que foram essenciais para fortalecer os indícios morfológicos observados em campo. Em todas as bacias e sub-bacias analisadas esses índices apresentaram resultados compatíveis com as condições de relevo e da hidrografia, muitas vezes com combinações exemplares de resultados indicadores de anomalias e em outros casos combinando no sentido de negá-las, demonstrando, assim, ser uma ferramenta segura para análises geomorfológicas.

Nesse sentido, nos canais onde foram registrados desníveis abruptos em campo, os valores de RDEs/RDEt foram mais elevados e de acordo com o aumento ou diminuição dessas manifestações os resultados variaram de forma satisfatória, fato verificado na análise da sub-bacia do rio Itapororoca, no seu trecho de jusante, onde foi registrado o valor de RDEs/RDEt de 8,44 enquanto que no seu trecho de montante o registro foi de apenas 2,25. Teoricamente os valores apresentados por esse índice são menos elevados nos trechos de jusante do canal, visto que a erosão geralmente é mais intensa no alto curso dos rios, causando maior amplitude altimétrica e respostas positivas do índice.

Dessa forma, o valor elevado de RDEs/RDEt obtido no segmento de jusante pode ser explicado pela existência de quatro pontos onde ocorrem desníveis abruptos de relevo (*knickpoints*), comprovando a eficiência e sensibilidade desse índice na identificação de anomalias no canal dos rios analisados. Assim, diante desses e outros valores obtidos, se entende que o índice RDEs/RDEt corroborou de forma concisa para o entendimento do contexto morfoestrutural e morfotectônico das formas de relevo e da hidrografia da área de estudo.

Os índices RFAV e FA também apresentaram valores satisfatórios e condizentes com as características morfológicas das bacias e sub-bacias analisadas, mostrando coerência e segurança científica na obtenção dos resultados. Os valores obtidos com a aplicação do índice RFAV comprovaram uma característica peculiar na área de estudo, que é o fato de alguns canais

fluviais apresentarem maiores incisões nos segmentos de jusante. Normalmente a erosão é mais eficiente a montante dos canais fluviais onde a energia das correntes é mais elevada pela maior altimetria e declividade, porém das 14 bacias e sub-bacias analisadas apenas 6 mostraram essa tendência.

Esse fato pode ser interpretado como outra evidência de esforços tectônicos atuantes nessas bacias e sub-bacias hidrográficas, que modificam níveis de base disponibilizando mais energia em setores de jusante dos canais fluviais, fato observado de forma exemplar na sub-bacia do riacho Canafístula que apresentou valores de RFAV de 0,92 no perfil de jusante e 2,13 no perfil de montante, mostrando maior incisão a jusante, onde foram observados indícios de atividade tectônica com a formação de alinhamento de desnível altimétrico, inflexões no seu canal e no canal do rio Araçagi, além da formação de meandros abandonados nesse trecho.

O valor mais representativo obtido com o índice FA foi de 27,8, na sub-bacia do rio Seco. Essa sub-bacia apresenta diversos indícios de atuação de atividade tectônica, a exemplo de trechos retilíneos de canais e a existência de *knickpoints*, além de erodir três litologias principais distintas, fatos que justificam o forte indicativo da atuação de anomalias estruturais e tectônicas na disposição assimétrica de sua área.

Diante do exposto, a síntese dos processos que atuam no estabelecimento das formas de relevo e da rede de drenagem da área de estudo foi estabelecida com a delimitação das unidades taxonômicas hierárquicas apresentadas no mapa geomorfológico. Esse mapa representou um documento síntese dos fatores e processos discutidos anteriormente.

Nesse sentido, foram observadas evidências da atuação de fatores estruturais em todas as unidades mapeadas sobre as rochas cristalinas dos terrenos tectono-estratigráfico São José do Campestre e Alto Pajeú. Essa atuação favoreceu e retardou processos erosivos que geraram áreas de maior elevação, a exemplo das serras residuais do setor Oeste, na unidade Dc 42, e setores onde a erosão atuou com maior eficiência criando vastas áreas de relevo suave ondulado, a exemplo da unidade Dc 21, na morfoescultura Depressão Leste do Borborema.

Assim, entende-se que as características do relevo e da rede de drenagem da área de litologia cristalina estabelecidas em cada unidade no mapa geomorfológico, apresenta uma configuração geral morfoestrutural, com influência marcante das estruturas desenvolvidas pelas zonas de cisalhamento regionais e evidências mais restritas de formas de relevo morfotectônicas.

Na área sedimentar, as unidades geomorfológicas mapeadas apresentam algumas semelhanças com processos desenvolvidos na área cristalina, sobretudo no que refere a variações altimétricas e intensidades diferenciadas nos processos erosivos. Nas unidades estabelecidas sobre essa litologia foram registrados indícios generalizados de atuação reativações de falhas tectônicas, a exemplo dos *knickpoints* expressivos observados nos rios Mataraquinha e Tinto, e os alinhamentos de cursos de rios condizentes com as mesmas linhas de falhas estabelecidas em mapeamentos geológicos.

Essas ocorrências de formas sugestivas de atividade tectônica que desencadearam diferentes processos erosivos e de deposição, deram origem às características geomorfológicas distintas que subsidiaram as delimitações de cada unidade no mapa geomorfológico. Dentre essas formas podem ser citadas, ainda, os alinhamentos de canais de 1ª ordem na mesma direção de falhas tectônicas estabelecidas em mapeamentos geológicos, que impõem inflexões bruscas e a ocorrência de *knickpoints*, em alguns casos.

No estabelecimento dessas unidades geomorfológicas sobre a área de litologia sedimentar, foram observados os mesmos direcionamentos das estruturas litológicas que afetam o relevo e a rede de drenagem da área cristalina, porém, na área sedimentar essas estruturas não afetariam esses elementos sem a atuação de processos tectônicos ativos, visto que suas formas se desenvolvem sobre os estratos sedimentares, que em regra não assumem as características registradas no embasamento que os sustentam, a menos que sejam submetidos a deslocamentos verticais ou horizontais.

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 sedimentar, fica clara a conotação morfotectônica generalizada sobre as unidades geomorfológicas mapeadas.

Diante do exposto, conclui-se que o estabelecimento das unidades geomorfológicas que apresentam distintas características no relevo e na rede de drenagem só foi possível pelo conhecimento prévio do contexto tectônico e estrutural regional, obtido principalmente por meio das pesquisas bibliográficas e das análises morfológicas e morfométricas efetuadas. Assim, entende-se que as feições morfoestruturais e morfotectônicas do relevo e suas relações com a rede de drenagem apresentadas nessa pesquisa foram fundamentais para a caracterização geomorfológica inédita dessa área.

REFERÊNCIAS

- 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. Problemas do mapeamento geomorfológico no Brasil. **Geomorfologia**, São Paulo, (6): 1-16, 1969.
- AGÊNCIA EXECUTIVA DE GESTÃO DAS ÁGUAS. GeoPortal AESA, 2019. Disponível em: <<http://geoserver.aesa.pb.gov.br/geoprocessamento/geoportal/arquivos/Rodovias.zip>>. Acesso em: 20/10/2019.
- ALBUQUERQUE, B. C. D. **Mapeamento geoambiental e avaliação dos impactos ambientais como subsídios para o planejamento e gestão socioambiental do estuário do rio Mamanguape/PB**. 2013. 92p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio ambiente – PRODEMA, Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN. Natal, 2013.
- ALENCAR, E. C. (Org.). **Dicionário de meio ambiente**. Rio de Janeiro: Thex, 2009.
- ALHEIROS, M. M.; LIMA FILHO, M. **A Formação Barreiras**. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. Recife: UFPE/ DEGEO, 1991. p. 77-88.
- 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. **Resumos...** Belém: SBG, 1988. p. 63.
- ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., NEVES, B. B. B., FUCK, R. A. - 1977 – Províncias Estruturais Brasileiras - **Atas VIII Simp. Geol. Nordeste**, Campina Grande, p.363-39, 1977.
- ALVES F. C. **Análise morfoestrutural das bacias dos Rios Paraíba e Mamanguape (PB), com base em MDE-SRTM e imagem Palsar/Alos-1**. 2015. 140p. Dissertação (Mestrado). Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, INPE, São José dos Campos, 2015.
- 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.
- AMARAL, R.; ROSS, J. L. S. A Classificação Taxonômica do Relevo como um instrumento de gestão territorial – uma aplicação ao Parque Estadual do Morro do Diabo, Município de Teodoro Sampaio (SP). 2006, VI Simpósio Nacional de Geografia. **Anais...** Goiania-GO. 6 a 10 de setembro de 2006.
- ANDRADES FILHO, C. O. **Análise morfoestrutural da porção central da bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD**. 2010. 150p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – INPE, São José dos Campos, 2010.
- ARAI, M. A Grande Elevação Eustática do Mioceno e Sua Influência na Origem do Grupo Barreiras. **Revista do Instituto de Geociências. Geol. USP Série Científica**, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 1-6, outubro 2006.

ASMUS, H. E. Controle estrutural da deposição mesozoica nas bacias da margem continental brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 5, 1975.

ASSIS, A. D. **Reconhecimento Geológico da bacia hidrográfica do rio Mamanguape – Estado da Paraíba**. Relatório Inédito. Instituto do Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 1964.

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, 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, 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 Projeto RADAMBRASIL**. Série Geomorfologia, Salvador-BA, n. 1, 1984.

BARBOSA, J. A. **Evolução da Bacia da Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno: formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil**. 2004. 230p. Dissertação (Mestrado em Geologia) Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2004.

BARBOSA, J. A.; LIMA FILHO, M. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 287-306, maio 2006.

BARBOSA, J. A.; LIMA FILHO, M. Os Domínios da Bacia da Paraíba. 2005, **3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás**. Anais... Salvador - BA. 2 a 5 de outubro de 2005.

BARBOSA, M. E. F. **Geomorfologia e tectônica da Folha Jacumã 1:25.000**. 2013. 117 f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Programa de Pós-Graduação 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, 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.

BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K.; BEZERRA, F. H. R.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; OLIVEIRA, P. E. Datação das dunas inativas do Estado da Paraíba por meios de luminescência. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG, 2002. p.351.

BEZERRA, F. H. R. Deformação tectônica na Formação Barreiras: exemplos das Bacias Potiguar e Paraíba, Brasil. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA), 13., 2011, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro. 2011.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 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.; 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, p. 78–90, 2014.

BEZERRA, Francisco H. R.; VITA-FINZI, Claudio. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. **Geology**, v. 28; n. 7, 2000.

BEZERRA, M. A.; BRAGA, A. P. G.; BARBOSA, A. J.; HORIKAWA, Y. Projeto Leste da Paraíba e Rio Grande do Norte. **Relatório de Progresso N° 4, Etapa de Campo 2**. Recife: DNPM/CPRM, 1973. 1v.

BITTAR, S. M. B. **Faixa Piancó-Alto Brígida: Terrenos Tectono-Estratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes**. 1998. 160f. Tese (Doutorado), Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

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

BRASIL, Ministério das Minas e Energia, CPRM- Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico da Folha Guarabira SB-25-Y-A-V ESCALA 1:100.000**. Programa Geologia do Brasil - Carta Geológica: Escala 1:100.000. Divisão de Cartografia – DICART. Recife, Pernambuco, 2014b.

BRASIL, Ministério das Minas e Energia, CPRM- Serviço Geológico do Brasil. **Relatório técnico - Etapa Final, folha SB.25-Y-A-VI, ESCALA 1:100.000**. Programa Geologia do Brasil. Universidade Federal do Pernambuco, Recife, 2014c.

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

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. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE. **Noções Básicas de Cartografia**. Disponível em <http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/cartografia/manual_nocoas/processo_cartografico.html>. Acesso em: 05 de março de 2017.

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

BREDAL, M. A **structural, geomorphological and InSAR study of the unstable rock slope in Oksfjellet, Kåfjord, Troms**. 98f. Master's thesis in Geology, Faculty of Science and Technology, Department of Geology, University of Tromsø, Tromsø - Norway, 2016.

BRITO NEVES, B. B. Orogenias: das margens continentais ao interior remoto das placas, uma revisão no tema. **Terræ Didática**, p.12-1, 2016.

BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M. C.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J. O "Sistema Pajeú-Paraíba" e o "Maciço" São José do Campestre no Leste da Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 2, p.173-184, 2001.

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.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E. J.; CAMPOS NETO, M. C.; KOZUCH, M. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 279-296, dez. 1995.

BRITO NEVES, Benjamin B.; RICCOMINI, Cláudio.; FERNANDES, Tânia. M. G.; SANT'ANNA, Lucy. G. O sistema tafrogênico terciário do saliente oriental nordestino na Paraíba: um legado Proterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, 2004, v. 34 n. 1, p. 127-134.

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: Doehring, D.O., 1977. p. 115-138.

CARNEIRO, C. D. R.; HASUI, Y.; ZALÁN, P. V.; TEIXEIRA, J. B. G. Estágios Evolutivos do Brasil no Fanerozoico. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A (Org.). **Geologia do Brasil**, São Paulo: Beca, 2012. 900p. Cap. 9.

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

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

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgard Blucher, 1981.

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

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

COELHO NETO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia**: uma atualização de bases conceituais. 10. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2012. p. 93-148.

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.

CORREIA 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. 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, L. O.; FONTES, M. A. L.; OLIVEIRA, A. D.; OLIVEIRA FILHO, A. T. Análise multivariada da vegetação como ferramenta para avaliar a reabilitação de dunas litorâneas mineradas em Mataraca, Paraíba, Brasil. **Revista Árvore**, Viçosa-MG, v.27, n.4, p.503-515, 2003.

DEL'ARCO, D. M.; NATALI FILHO, T. Evolução da Pesquisa Geomorfológica Aplicada no Projeto RADAMBRASIL. **Boletim Técnico Projeto RADAMBRASIL**. Série Geomorfologia, Salvador-BA, n. 1, 1984.

DINIZ, M. T. M.; OLIVEIRA, G. P.; MAIA, R. P.; FERREIRA, B. Mapeamento geomorfológico do Estado do Rio Grande do Norte. **Rev. Bras. Geomorfologia (Online)**, v.18, n.4, p.689-701, 2017.

EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, J.; KELLER, E. A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). **Geomorphology**, v. 96, n. 2, p. 150-173, 2008.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; BISTRICHI, C. A.; GARCIA, M. J.; SILVA, M. F. da.; BEDANI, E. de F. Modelo de evolução geológica da região do atual município de Atibaia (SP) durante o Cenozóico. **Revista UnG – Geociências**, v.6, n.1, p. 4-31, 2007.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Aplicação do Índice Relação Declividade-Extensão – RDE na bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.

FEITOSA, E. C.; FEITOSA, F. A. C.; LIRA, H. M. P. Relações Estratigráficas e Estruturais Entre a Bacia Potiguar e a Bacia Costeira PE/PB/RN: Uma Hipótese de Trabalho. 2002, XII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. **Anais...** Florianópolis - SC. 10 a 13 de set, 2002.

FITZ, P. R. **Cartografia básica**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FLORENZANO, T. G. Introdução a geomorfologia. In: FLORENZANO, T. G (Org.) **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. Cap. 1, p. 11-30.

FONT, M.; AMORESE, D.; LAGARDE, Jean-Louis. DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France). **Geomorphology**, n.119, p.172–180, 2010.

FREITAS, G. M. A. **Caracterização geomorfológica e morfométrica da Folha Alhandra 1:25.000**. 2012. 125f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa: UFPB, 2012.

FURRIER, M. **Caracterização geomorfológica e do meio físico da folha João Pessoa 1:100.000**. 2007. 213f. Tese (Doutorado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas (FFLCH), Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007

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>

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.; ARAÚJO, M. E.; MENESES, L. F. de. 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>

GONÇALVES, R. B.; FONSECA, D. N.; CORREA A. C. B. Padrões de Fotolineamentos Aplicados à Análise Morfoestrutural da Bacia do Rio Mamanguape, Paraíba. **Revista do Departamento de Geografia**, Universidade de São Paulo, v.34, 2017.

GOPINATH, T. R.; COSTA, C. R. S.; JÚNIOR, M. A. S. Minerais pesados e processos deposicionais dos sedimentos da Formação Barreiras, Paraíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15., 1993. Natal, **atas...** Natal-RN:SBG/Núcleo NE, 1993. v. 1, p. 47-48.

GRANELL-PÉREZ, M. D. **Trabalhando geografia com as cartas topográficas**. 2. ed. Ijuí-RS: Unijuí, 2004.

GRANT, G. E.; SWANSON, F. J. Morphology and processes of valley floors in mountain streams, Western Cascades, Oregon. **Geophys. Monogr. Ser.**, 1995, vol. 89, p. 83-101.

GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C.; STEINER, S. S. Aplicações dos modelos de elevação SRTM em Geomorfologia. **Revista Geografia Acadêmica**, v.2 n.2, p.73-83, 2008.

GROTZINGER, J.; JORDAN, T. **Para entender a Terra**. 6. ed. Porto Alegre: Bookman, 2013.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. 9. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2011.

GÜRBÜZ, A. Geometric characteristics of pull-apart basins. **Lithosphere**. v. 2; no. 3; p. 199–206. 2010.

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

HACK, J. T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. In: **U.S. Geol. Survey Prof. Paper**, 294-B, p. 45-97, 1957.

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.

HARTWIG, M. E.; RICCOMINI, C. Análise morfotectônica da região da Serra dos Órgãos, Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.11, n.1, p.11-20, 2010.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da Tectônica Ressurgente no Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia** – Núcleo Minas Gerais, n.11, p.1-32, 1990.

HASUI, Y. Tectônica de Placas. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A (Org.). **Geologia do Brasil**, São Paulo: Beca, 2012. 900p. Cap. 5.

HESSEL, M. H.; BARBOSA, J. A. Moluscos Neocretácicos da Região de Pedro Velho – Canguaretama (RN), Bacia Potiguar. **Estudos Geológicos**, v. 15. 2005.

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. **Rev. Bras.de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 375-384, 2001.

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

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

HOWARD, A. D. Geomorphological systems: equilibrium and dynamics. **American Journal of Sciences**, v. 263, n. 4, p. 302-312, 1965.

HOWARD, A. D. Thresholds in river regimes. In: COATES, D. R.; VITEK, J. D. **Thresholds in Geomorphology**. Allen and Unwin: Winchester, 1980.

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.

KAUR, M.; SINGH, S.; VERMA, V. K.; PATERIYA, B. Quantitative geomorphological analysis & land use/land cove change detection of two sub-watersheds in ne region of Punjab, Índia. In: The International Archives of The Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Volume XI-8, 2014 – Isprs, Technical Commission Viii Symposium. **Anais...** Hyderabad, India, 2014.

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.

LEITE, L. W. Geomorfologia dos tabuleiros costeiros de Sergipe. In: XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, 27., 1973. Aracaju. **Anais...** Aracaju: SBG, 1973. p. 373-384.

LEITE, M. R.; BRITO, J. L. S. Mapeamento morfoestrutural e morfoescultural na região de cerrado no Norte de Minas Gerais. **Sociedade & Natureza**, Uberlândia, ano 24, n. 1, 115-126, 2012.

LEOPOLD, L. B.; MADDOCK JR., T. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. **Geological Survey Professional Paper**, n. 252, p. 1-56, 1953.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight. In: **Geological Survey Professional Paper 282-B**. United States Government Printing Office, Washington, 1957.

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, E. A.; NASCIMENTO, D. A.; DOURADO, T. D. C.; BRANDÃO, L. C. R. Mapeamento hidrogeológico da folha Sb.25-Y-C João Pessoa – Paraíba. In: XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis, 2004. p.1-10.

LIMA, J. C. F.; BEZERRA, F. H. R.; ROSSETTI, D. F.; VASCONCELOS, D. L.; ANDRADES FILHO, C. O.; ARAÚJO, R. E. B. Análise morfoestrutural da Bacia Paraíba com radar interferométrico. In: XVII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO - SBSR, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa-PB, 2015. p. 0567-0573.

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.

LUIZ, E. L.; LAMAS, M. M. R. Aplicação do mapeamento geomorfológico na discussão das potencialidades e limitações de terrenos da zona costeira frente à ocupação humana: estudo de caso no Distrito de Rio Vermelho, Florianópolis/SC. **Soc. & Nat., Uberlândia**, 29 (1), p.173-186, 2017.

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.

MABESOONE, J. M.; ALHEIROS, M. M. Origem da Bacia Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba. **Revista Brasileira de Geociências**. 18(4):476-482, 1988.

MAHMOOD, S. A.; GLOAGUEN, R. Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: insights from DEM derived geomorphic indices and drainages analysis. **Geoscience Frontiers**, 2012, v. 3, n. 4, p. 407-428.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. **Tópicos de Geomorfologia Estrutural: nordeste brasileiro**. Fortaleza: Edições UFC, 2014.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R.; SALES, V. C. Vales fluviais do NE: considerações geomorfológicas. **OKARA: Geografia em debate**, v.2, n.2, p. 177-189, 2008.

MARTINEZ, M. **Aplicação de parâmetros morfométricos de drenagem na bacia do Rio Pirapó: o perfil longitudinal**. 2005. 96f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia do Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2005.

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.

MEDEIROS, V. C. de. **Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brigida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil**. 2004. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica). Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004.

MEDEIROS, V. C.; JARDIM DE SÁ, E. F. O Grupo Cachoeirinha (Zona Transversal, NE do Brasil) redefinição e proposta de formalização. **Rev. de Geologia**, v. 22, n. 2, p. 124-136, 2009.

MEŠČERJAKOV, J. P. Les concepts de morphostructure et de morphosculpture, un nouvel instrument de l'analyse géomorphologique. **Annales de Géographie**, n°423, 1968.

MEŠČERJAKOV, J. P. **Les concepts de morphostructure et de morphosculpture, un nouvel instrument de l'analyse géomorphologique**. Annales de Géographie, n°423, 1968.

MONTEIRO, K. A.; MISSURA, R.; CORREA, A. C. B. Application of the Hack Index – or stream length-gradient index (SL index) – To the Tracunhaém river watershed, Pernambuco, Brazil. **Geociências**, v. 29, n. 4, p. 533-539, 2010.

MORAIS NETO, J. M.; ALKIMIM, F. F. A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. **Rev. Bras. de Geociências**, v.31, n.1, 2001.

MORAIS, E. S.; CREMON, É. H.; SANTOS, M. L.; SOUZA FILHO, E. E.; STEVAUX, J. C. Orientação da drenagem como resposta a controles geomorfológicos: análise do córrego Dourado, Paraná-Brasil. **Bol. Geogr.**, Maringá, v. 28, n. 2, p. 127-135, 2010.

MOREIRA, A. N. **Cartas geomorfológicas**. *Geomorfologia*, São Paulo (5): 1-11, 1969.

NASCIMENTO, E. R.; SALAMUNI, E.; QUEIROZ, G. L.; SILVA, P. A. H.; FIORI, A. P. Evidências de determinação morfotectônica e neotectônica no relevo da Serra do Mar no Estado do Paraná. **Revista brasileira de geomorfologia**, v.14, n.3, (jul-set) p.287-299, 2013

NUNES, F. C.; SILVA, E. F.; VILAS BOAS, G. S. **Grupo Barreiras: características, Gênese e Evidências de Neotectonismo**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2011.31 p.

OLIVEIRA, J. H. M.; CHAVES, J. M. Mapeamento e Caracterização Geomorfológica: Ecorregião Raso da Catarina e Entorno NE da Bahia. **Mercator**, v. 9, n. 20, p. 217 a 238, 2010.

OLIVEIRA, P. C. A.; RODRIGUES, S. C. Cartografia do relevo: um estudo aplicado na região Oeste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.8, n.2, p.37-44, 2007.

OLIVEIRA, R. G. Deconvolução Euler 3D e Modelagem Direta 2,5D das anomalias aeromagnéticas relacionadas com as intrusões magmáticas de Itapororoca (PB) e Pureza (RN),

NE do Brasil. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 11., 2009, Salvador. Anais... Salvador, 2009. p. 1-6.

OTTO, J.; SMITH, M. J. Geomorphological mapping. **Geomorphological Techniques**, Chap. 2, Sec. 6, p. 1-10, 2013.

PASSARELLA, S.; LADEIRA, F. S. B.; LIESENBERG, V. Morfometria da bacia do rio São João, MG: uma proposta de entendimento dos limites e da dinâmica das superfícies erosivas. **Rev. Bras. Geomorfol. (Online)**, São Paulo, v.17, n.2, p.241-252, 2016.

PEDERSON, J. L.; TRESSLER, C. Colorado River long-profile metrics, knickzones and their meaning. **Elsevier, Earth and Planetary Science Letters**, 345-348, p. 171-179, 2012.

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.

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.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. **Mercator**, ano 1, n. 1, p. 113-150, 2002.

PINHEIRO, J. M.; CASTRO, D. L.; RODRIGUES, R. S.; FUCK, R. A. **Seção Gravimétrica Transversal à Província Borborema: Transecta 2 entre Anguera (BA) e Macau (RN)**. In: 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Anais... Rio de Janeiro, 26 a 28 de agosto, 2013.

PONTES, F. C. Estudo morfoestrutural da Bacia Sergipe-Alagoas. **Boletim Técnico da PETROBRÁS**. Rio de Janeiro, v.12, n.3. 1969.

RAMOS, G. V., VASCONCELOS, D. L.; BEZERRA, F. H.; CASTRO, D. L.; MEDEIROS, W. E. MACIEL, R. CORREA. Caracterização do embasamento da Bacia Paraíba: integração de dados geológicos e aerogeofísicos. In: VII Simpósio Brasileiro de Geofísica, **Anais...** Ouro Preto, 25 a 27 de outubro, 2016.

RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. 1989. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1989. 256p.

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. (Org.). **Decifrando a Terra**. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. Cap. 11, p. 306-333.

RICCOMINI, C.; ASSUMPÇÃO, M. Quaternary tectonics in Brazil. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 221-225, 1999.

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

ROSS, J. L. S. Geomorfologia aplicada aos EIAs-RIMAs. In: GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. (org.). **Geomorfologia e meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. Cap. 6, p. 291-336.

ROSS, J. L. S. O registro dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia da FFLCH/USP**, n. 6, p. 17-29, 1992.

ROSS, J. L. S. O relevo brasileiro nas macroestruturas antigas. **Revista Continentes (UFRRJ)**, ano 2, n.2, p. 8-27, 2013.

ROSS, J. L. S. O relevo brasileiro no contexto da América do Sul. **Revista Brasileira Geografia**, v. 61, n. 1, p. 21-58, 2016.

ROSS, J. L. S. O relevo brasileiro, as Superfícies de Aplanamento e os Níveis Morfológicos. **Revista do Departamento de Geografia da FFLCH/USP**, São Paulo, v. 5, 1991.

ROSS, J. L. S. O relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia da FFLCH/USP**, São Paulo, n. 4, 1985.

ROSS, J. L. S.; FIERZ, M. S. M. Algumas técnicas de pesquisa em geomorfologia. In: VENTURI, L. A. B (Org.). **Praticando geografia: técnicas de campo e laboratório**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 69-84.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. **Revista do Departamento de Geografia/USP**, v. 10, p. 41-58, 1997.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; BEZERRA, F. H.; VALERIANO, M. M.; BRITO NEVES, B. B.; UCHOA, F. L. Contribution to the stratigraphy of the onshore Paraíba Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciência**, v. 84, n. 2, p. 313-334, 2012.

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais. Belo Horizonte**. 1991. Tese de Professor Titular, Programa de Pós-Graduação em Geografia/UFMG, Belo Horizonte. 1991. 285p.

SAADI, A. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **Geonomos**, 6 (2): 55-63, 1998.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.

SALAMUNI, E. **Tectônica da bacia sedimentar de Curitiba (PR)**. 1998. 235f. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista-UNESP, Rio Claro-SP, 1998.

SALES, A. O.; SANTOS, E. J.; LIMA, E. S.; SANTOS, L. C. M. L.; BRITO NEVES, B. B. Evolução petrogenética e tectônica do evento Cariris Velhos na região de Afogados da Ingazeira (PE), Terreno Alto Pajeú, Província Borborema. **Geol. USP, Série Científica**, São Paulo, v. 11, n. 2, p. 101-121, ago. 2011.

SALES, V.; PEULVAST, J. P. Evolução Morfoestrutural do Relevo da Margem Continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Caminhos de Geografia Uberlândia**. v. 7, n. 20, p. 1 – 21, 2007.

SANTOS, L. C. M. L. **O Paleoproterozoico (2.3 a 1.6 Ga) do Terreno Alto Moxotó, Província Borborema: significado e implicações para o Gondwana Ocidental**. 2012. 124f. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2012.

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 Bras. de Geomorfologia**, ano 7, n. 2, p. 3-12, 2006.

SCHUMM, S. A.; WATSON, C. C.; BURNETT, A. W. **Investigation of Neotectonic activity within the lower Mississippi Valley Division**. 1ª phase. U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Potamology Program, 1982, 158 p.

SEBEER, L.; GORMITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, n. 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. **Nat. Hazards Earth Syst**, 6, p. 185-193, 2006.

SILVA, A. C.; GIRÃO, O. Identificação de influências neotectônicas através de imagens SRTM, a partir da morfometria do baixo curso do rio Capibaribe-PE. **Revista de Geologia**, v. 29, n.2, p. 213-225, 2016.

SILVA, I. C. **Geomorfologia, hidrografia e tectônica da folha Araçaji 1:25.000, Estado da Paraíba**. 2014. 139f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2014.

SILVA, I. C.; FURRIER, M. Análise de parâmetros físicos, morfológicos e morfométricos para avaliação de influência neotectônica nas bacias dos riachos Timbó e Marmelada, afluentes do rio Itapororoca – PB. **Cadernos de Geociências**, v. 10, n. 1, p. 23-33, 2013.

SILVA, I. C.; FURRIER, M. Análise morfológica e morfométrica das sub-bacias dos rios Cascata e Tinto, Litoral Norte do Estado da Paraíba – Brasil. **Rev. Bras. Geomorfologia (Online)**, São Paulo, v.20, n.2, p.239-254, 2019. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1505>

SILVA, I. C.; NASCIMENTO, M. A. L.; TUMA, L. S. R. Caracterização de geossítios do município Itapororoca/PB, Nordeste do Brasil. **Estudos Geológicos**, v.24, n.1, p. 73-87, 2014. <https://www.ufpe.br/estudosgeologicos/>

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.

SILVA, T. I.; RODRIGUES, S. C. Tutorial de cartografia geomorfológica Arcgis 9.2 e Envi 4.0. **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 3, n. 2, 2009.

SILVA, T. M.; MONTEIRO, H. S.; CRUZ, M. A.; MOURA, J. R. S. Anomalias de Drenagem e Evolução da Paisagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**, v. 29, n. 2, p. 210-224, 2006.

SKENTOS, A.; LIOSIS, N.; PAVLOPOULOS, K. Geomorphological mapping of Messogia Plain (East Attica, Greece). **Bulletin of the Geological Society of Greece**, vol. XLVII, p. 335-343, 2013.

SOARES NETO, G. B. **Método de classificação semiautomático das unidades básicas de relevo em regiões tropicais**. 103f. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, 2015.

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.

SOUSA, D. C. **Litoestratigrafia e deformação cenozoica na região de Icapuí, Ceará, e implicações para estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da Bacia Potiguar (NE do Brasil)**. 2002. 222p. Tese de doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN. Natal, 2002.

SOUZA FILHO, P. W. M.; QUADROS, M. L. E. S.; SCANDOLARA, J. E.; SILVA FILHO E. P.; REIS, M. R. Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia-Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29 n. 4, p. 469-476, dez. 1999.

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, A. S.; FURRIER, M. Técnicas de mapeamento geomorfológico aplicadas em escala de detalhe. **Rev. Bras. Geomorfologia (Online)**, São Paulo, v. 20, nº 1, p. 89-103, 2019. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i1.1391>

SOUZA, A. S.; FURRIER, M.; VALADARES, D. N.; NÓBREGA, W. R.; SANTOS, A. D. G. A geomorfologia: uma reflexão conceitual. **Cadernos do Logepa**, v. 8, n. 1-2, p. 37-53, 2013.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, p. 1117-1142, 1952.

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**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.

SUGUIO, K.; BIDEGAIN, J. C.; MÖRNER, N. Dados preliminares sobre a idade paleomagnética do Grupo Barreiras e Formação São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 2, 1986.

SUGUIO, K. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

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.

VALERIANO, M. M. Dados topográficos. In: FLORENZANO, T. G. (Org.). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. p. 73-10., M. M. Dados topográficos. In: FLORENZANO, T. G. (Org.). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. p. 73-10.

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, 1967. Bern. Proceedings... Bern: International Union of Geodesy and Geophysics, p. 105-116. 1967.