



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA NATUREZA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
MESTRADO EM GEOGRAFIA**

ALEXANDRE DOS SANTOS SOUZA

**CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA, MORFOTECTÔNICA E
MORFOMÉTRICA DA FOLHA ITAPOROCA 1:25.000, PARAÍBA, BRASIL**

**JOÃO PESSOA
2016**

ALEXANDRE DOS SANTOS SOUZA

**CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA, MORFOTECTÔNICA E
MORFOMÉTRICA DA FOLHA ITAPOROROCA 1:25.000, PARAÍBA, BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal da Paraíba (PPGG/UFPB), como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Max Furrier.

JOÃO PESSOA
2016

S729c Souza, Alexandre dos Santos.
Caracterização geomorfológica, morfotectônica e
morfométrica da folha Itapororoca 1:25.000, Paraíba, Brasil /
Alexandre dos Santos Souza.- João Pessoa, 2016.
116f. : il.
Orientador: Max Furrier
Dissertação (Mestrado) - UFPB/CCEN
1. Geografia. 2. Morfotectônica. 3. Geomorfologia. 4. Rede
de drenagem. 5. Parâmetros morfométricos.

UFPB/BC

CDU: 91(043)

**“Caracterização Geomorfológica, Morfotectônica e
Morfométrica da Folha Itapororoca 1:25.000, Paraíba,
Brasil”**

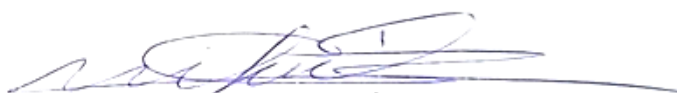
por

Alexandre dos Santos Souza

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

Área de Concentração: Território, Trabalho e Ambiente

Aprovada por:



Prof. Dr. Max Furrier
Orientador



Prof. Dr. Jonas Otaviano Praça de Souza
Examinador interno



Prof. Dr. Osvaldo Girão da Silva
Examinador externo

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

Maio/2016

Dedico este trabalho a Deus, que, por intermédio de Cristo Jesus, concedeu-me força e capacidade para prosseguir e empreender esta obra; e aos meus pais e filha, meus maiores incentivadores, que me inspiram a continuar prosseguindo até quando as situações são contrárias.

AGRADECIMENTOS

Viver é uma oportunidade singular e efêmera, por meio da qual estamos constantemente aprendendo algo. Nossa história é repleta de situações, e em todas elas existe sempre alguém que, contribuindo ou concorrendo conosco, faz da nossa passagem neste mundo um momento de grandes aprendizados. Desta forma, gostaria de registrar aqui minha gratidão:

Ao Deus Vivo, Senhor e Rei eterno, que fez a Terra com seu inefável poder e, com grande misericórdia, graça e amor, concede sabedoria a indivíduos pequenos como eu, permitindo, assim, a oportunidade de desvendar e compreender uma parcela das maravilhas da Criação por intermédio da ciência.

Aos meus pais, pelo exemplo e esmero que dedicaram à manutenção da família; pelo apoio infalível e incondicional em todos os momentos de minha vida, sem jamais me privar daquilo que tinham de melhor.

Ao meu irmão, Prof. Dr. Anielson dos Santos Souza, pelos incentivos e orientações quanto à postura acadêmica que deve trilhar um aspirante à pesquisa científica.

Aos professores, colegas de turma e membros do Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFPB, que, de alguma forma, contribuíram durante a execução do curso.

Aos amigos e verdadeiros parceiros de pesquisa: Vinicius Lima e Larissa de Lavor, pelas discussões, expedições de campo e apoio constante durante a construção da pesquisa.

Aos membros da banca examinadora, pela contribuição e pelo tempo dispensado em avaliar o resultado deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Max Furrier, orientador e incentivador desta pesquisa, na pessoa de quem temos recebido apoio para contribuir com a produção científica e avançar em prol do conhecimento.

À Capes, pela concessão da bolsa e suporte financeiro.

Finalmente, agradeço a todos que, de alguma forma, fizeram parte da empreitada acadêmica que culminou com o desenvolvimento deste trabalho.

A todos, meus sinceros agradecimentos!

“– Sou geógrafo, respondeu o velho.

– Que é um geógrafo? Perguntou o príncipezinho.

– É um sábio que sabe onde se encontram os mares, os rios, as cidades, as montanhas, os desertos.

É bem interessante, disse o príncipezinho. Eis, afinal, uma verdadeira profissão! E lançou um olhar em torno de si, no planeta do geógrafo. Nunca havia visto planeta tão majestoso.”

RESUMO

Esta pesquisa objetivou analisar as inter-relações existentes entre a geologia, o relevo e a hidrografia da área da folha Itapororoca (SB.25-Y-A-V-4-NO), na escala de 1:25.000, com equidistância entre as curvas de nível de 10m, no estado da Paraíba, demonstrando como o relevo da área apresenta nítida influência de controle estrutural na configuração do relevo e da rede de drenagem. Nessa perspectiva, ressalta-se que o conhecimento das feições geomorfológicas representa um meio indispensável para elaboração de planejamentos voltados aos mais diversos fins, como: obras de engenharia, questões ambientais, desenvolvimento agrícola, exploração mineral, entre outros. A análise integrada das particularidades morfoestruturais presentes no relevo e nos sistemas de drenagem fluvial, permitiu inferir acerca do papel das deformações tectônicas ocorridas mediante esforços estruturais, revelando inúmeras feições morfoestruturais nas coberturas sedimentares e nos terrenos do embasamento cristalino pré-cambriano. A pesquisa primou por analisar os aspectos qualitativos e quantitativos da geomorfologia e da rede de drenagem, com o auxílio de produtos cartográficos e da aplicação de índices morfométricos. A elaboração do material cartográfico, fundamental para análise qualitativa, consistiu na confecção das cartas temáticas hipsométrica, clinográfica e geomorfológica, do Modelo Digital de Elevação (MDE) e dos perfis topográficos. Já a avaliação quantitativa e a neotectônica consistiram em aplicação de parâmetros morfométricos de Relação Declividade/Extensão (RDE), Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV) e Fator Assimétrico (FA). Geraram-se as cartas temáticas e o MDE mediante *softwares* específicos, com base em dados extraídos da folha Itapororoca 1:25.000 por meio de vetorização manual, o que permitiu detalhamento inédito do padrão geomorfológico e hidrográfico presente na área. Os resultados obtidos expuseram diversas anomalias na área de estudo, como, por exemplo, as discrepâncias altimétricas presentes na área da unidade geológica da Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca (porção noroeste) e nos Tabuleiros (porção nordeste), indicando que afetaram a região falhamentos e esforços compressivos que definiram diversas anomalias, como: padrões de drenagem anômalos retilíneos, em treliça e subtipos associados; inflexões abruptas de canais formando ângulos ortogonais; meandros isolados e comprimidos; e falhamentos morfoestruturais com orientação compatível com estruturas tectônicas regionais do nordeste brasileiro. Fundamentando essas evidências, os valores obtidos com a aplicação dos parâmetros morfométricos mostraram que eventos neotectônicos afetaram a rede de drenagem da área de estudo. Dessa forma, conclui-se que a análise combinada dos elementos estudados apresentou resultados contundentes acerca da atuação neotectônica que configura os ambientes morfotectônicos e as anomalias da drenagem na área da folha Itapororoca 1:25.000.

Palavras-chave: Morfotectônica. Geomorfologia. Rede de drenagem. Parâmetros morfométricos.

ABSTRACT

This study aimed to analyze the interrelationships between geology, relief and hydrography of the area of Itapororoca sheet (SB.25-YAV-4-NO), at scale 1:25,000, with equidistance between the contour lines of 10m, in the state of Paraíba, demonstrating how there is a clear influence of structural control on the configuration of relief and drainage network. From this perspective, it is emphasized that the knowledge of geomorphological features is an indispensable way for the elaboration of plans geared to various purposes, such as: engineering works, environmental issues, agricultural development, mineral exploration, among others. The integrated analysis of morphostructural peculiarities present in relief and river drainage systems, allowed to infer about the role of tectonic deformations that occur through structural efforts, revealing numerous morphostructural features in the sedimentary covers and the grounds of the Precambrian crystalline basement. The research was conspicuous by analyzing the qualitative and quantitative aspects of geomorphology and drainage network, with the aid of cartographic products and the application of morphometric indices. The development of cartographic material, essential for qualitative analysis, consisted in the confection of hypsometric, slope and geomorphology thematic maps, Digital Elevation Model (DEM) and topographic profiles. The quantitative evaluation and neotectonics consisted of application of morphometric parameters of Slope/Length (SL), Valley Floor Width/Valley Height (VF) Ratio and Asymmetrical Factor (AF). The thematic maps and DEM were generated by specific software, based on data extracted from Itapororoca sheet 1:25,000 by manual vectorization, which allowed unprecedented detail of the geomorphological and hydrographic pattern present in the area. The results exposed several anomalies in the study area, for example, altimetric discrepancies present in the area of geological unit Itapororoca Felsic Volcanic Rock (northwestern) and Trays (northeast portion), indicating that the region was affected by faulting and compressive efforts that defined several anomalies, such as: anomalous rectilinear drainage patterns, lattice and associated subtypes; abrupt channels inflections forming orthogonal angles; isolated and compressed meanders; and morphostructural faulting with guidance compatible with regional tectonic structures in northeastern Brazil. Substantiating the evidence, the values obtained with the application of morphometric parameters showed that neotectonic events affected the drainage network of the study area. Thus, it is concluded that the combined analysis of the studied elements made blunt results about neotectonics performance that configures morphotectonic environments and drainage anomalies in the area of Itapororoca sheet 1:25,000.

Keywords: Morphotectonics. Geomorphology. Drainage network. Morphometric parameters.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área de estudo	20
Figura 2 – (a) Relevo tabular: cabeceiras de drenagem do rio Santa Cruz, município de Mamanguape; (b) Relevo colinoso: município de Itapororoca	22
Figura 3 – Trecho da planície do rio Mamanguape na altura do município de Mamanguape	23
Figura 4 – Evolução dos estágios tectônicos ocorridos nas bacias sedimentares do Brasil	24
Figura 5 – Situação da área de estudo na zona limítrofe do TAP com a bacia sedimentar borda oriental da Paraíba entre os lineamentos Patos e Pernambuco	25
Figura 6 – Afloramento granítico nas margens do rio Mamanguape	26
Figura 7 – Unidades geológicas da área de estudo	27
Figura 8 – (a) Depósito de areias inconsolidadas e esbranquiçadas de granulometria na altura do município de Rio Tindo; (b) Aluviões do rio Mamanguape	28
Figura 9 – (a) Depósito de sedimentos arenoargilosos mal consolidados da Formação Barreiras, no município de Mamanguape; (b) Afloramento de rochas com aspecto (localmente) magmático, pseudomorfisadas por sílica (Ki), no município de Itapororoca	29
Figura 10 – Afloramento de juntas de alívio de granitóide de quimismo indiscriminado presente no município de Mamanguape	30
Figura 11 – (a) Linhas de falhas que condicionam o gráben e o curso do rio Mamanguape; (b) Recorte da seção geológica esquemática do Sistema Tafrogênico Terciário do Saliente Oriental Nordeste na Paraíba	31
Figura 12 – Modelo esquemático para interpretação de anomalias neotectônicas	35
Figura 13 – Modelo esquemático do relevo demonstrando como o soerguimento e os rebaixamentos de blocos condicionam a drenagem	35
Figura 14 – Representações de relevo associado às falhas geológicas	36
Figura 15 – Modelos representativos do processo de soerguimento do substrato rochoso e formação de terraços fluviais	37
Figura 16 – Esquema ilustrativo do controle da erosão pela relação força de resistência <i>versus</i> energia da corrente	39
Figura 17 – Padrão de drenagem dendrítica	41
Figura 18 – Padrão de drenagem retangular	41
Figura 19 – Padrão de drenagem treliça	42
Figura 20 – Padrão de drenagem radial	42
Figura 21 – Padrões básicos de drenagens produzidas por processos estruturais	43
Figura 22 – Tipos de padrões modificados	43
Figura 23 – Tipos básicos de canais fluviais	44
Figura 24 – Propriedades das drenagens	47
Figura 25 – Padrões anômalos nas vertentes e na drenagem	47

Figura 26 – Parâmetros para o cálculo RDE	50
Figura 27 – Equação matemática e método de medida para se encontrar os valores do índice morfométrico RFAV	51
Figura 28 – Tipos de bacias hidrográficas com assimetria de drenagem forte e fraca	53
Figura 29 – Catálogo das Cartas Topográficas do Nordeste do Brasil 1:25.000	55
Figura 30 – Unidades taxonômicas de classificação do relevo	57
Figura 31 – Representação esquemática de vertentes e seus diferentes setores	60
Figura 32 – (a) Representação esquemática da porção de uma superfície e uma matriz regular (células quadradas) correspondente; (b) Modelo da rede irregular triangular sobreposta a uma imagem do relevo	63
Figura 33 – Ação da declividade sobre a hidrografia de superfície	64
Figura 34 – Modelo esquemático do entalhamento do talvegue em relação à denudação por influência de soerguimento tectônico	68
Figura 35 – Esquema do passo a passo para elaboração de perfis topográficos no <i>Excel</i>	69
Figura 36 – Modelo Digital de Elevação (MDE)	72
Figura 37 – Anomalias de drenagem em trecho do riacho Pau d’Arco	72
Figura 38 – Topografia escalonada da margem esquerda do rio Mamanguape	73
Figura 39 – Voçorocamento em cabeceira de drenagem nas margens da BR-101	74
Figura 40 – Carta hipsométrica da folha Itapororoca	75
Figura 41 – Carta de declividade da folha Itapororoca 1:25.000	79
Figura 42 – Carta geomorfológica	81
Figura 43 – Identificação dos trechos onde foram traçados os perfis topográficos	84
Figura 44 – Perfis longitudinais A e B	86
Figura 45 – Processo de voçorocamento comprometendo a estabilidade da BR-101	87
Figura 46 – Perfis longitudinais C e D	88
Figura 47 – Perfis latitudinais E, F e G	90
Figura 48 – (a) Vale em V no táxon Dt 41, no município de Rio Tinto; (b) Cabeceira de drenagem do rio Santa Cruz, com topos planos e côncavos, no município de Mamanguape	91
Figura 49 – Mapa da rede de drenagem da folha Itapororoca 1:25.000	92
Figura 50 – Trecho anômalo do rio Mamanguape, no município de Capim	93
Figura 51 – Trecho anômalo da drenagem do riacho Mata Fome	94
Figura 52 – Trecho anômalo da drenagem dos riachos (a) Correia) e (b) do Ronca	95
Figura 53 – Perfis RFAV transversais do riacho Luís Dias	97
Figura 54– Perfis transversais RFAV do rio Santa Cruz	98
Figura 55 – Perfis transversais RFAV do riacho Leite Mirim	98
Figura 56 – Perfis transversais RFAV dos riachos Pau d’Arco e Pitombeira	99

Figura 57 – Perfis transversais RFAV do riacho Mendonça e do rio Seco	99
Figura 58 – Perfis transversais RFAV do riacho Mata Fome	100
Figura 59– Trechos com anomalias de 2ª ordem nos canais e parâmetros utilizados no cálculo do índice RDE	101
Figura 60 – Sub-bacias selecionadas para aplicação do índice FA	103

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 –Taxonomia dos fatos geomorfológicos	56
Quadro 2 – Padrões de formas do relevo	59

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Matriz dos índices de dissecação do relevo	59
Tabela 2 – Valores obtidos com o cálculo de RFAV	97
Tabela 3 – Valores obtidos com o cálculo RDE	102
Tabela 4 – Valores obtidos com a aplicação do índice FA nas sub-bacias estudadas	103

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

BR	Rodovia Federal
CAD	<i>Computer-Aided Design</i>
cm	Centímetro
Embrapa	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ENb	Formação Barreiras
FA	Fator Assimétrico
GPS	<i>Global Positioning System</i>
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
JPEG	<i>Joint Photographic Experts Group</i>
Ki	Vulcânica Félsica Itapororoca
km	Quilômetro
m	Metro
Ma	Milhão de anos
MDE	Modelo Digital de Elevação
mm	Milímetro
N	Norte
NE	Nordeste
NW	Noroeste
N _γ i	Granitóide de quimismo indiscriminado
Pgm/py	Gnássico-Migmatito
PI	Plano de Informações
Qa	Aluviões
Qe	Coberturas Elúvio-Colúviais
RDE	Relação Declividade/Extensão
RFAV	Razão Fundo/Altura do Vale
S	Sul
SE	Sudeste
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SL	<i>Slope vs. Length</i>
Spring	Sistema de Processamento de Informações Geográficas
Sudene	Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste
TAP	Terreno Alto Pajeú
TIN	<i>Triangular Irregular Network</i>
UTM	<i>Universal Transversa de Mercator</i>
W	Oeste

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
2	OBJETIVOS	18
2.1	OBJETIVO GERAL	18
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	18
3	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	19
3.1	LOCALIZAÇÃO	19
3.2	CLIMA	19
3.3	RELEVO GERAL	21
3.4	GEOLOGIA	23
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICO-METODOLÓGICA	32
4.1	NEOTECTÔNICA E FEIÇÕES MORFOTECTÔNICAS	32
4.1.1	Indícios de neotectônica impressos no relevo	34
4.1.2	Morfotectônica em sistemas fluviais	38
4.1.3	Padrões de drenagem	40
4.2	AVALIAÇÃO QUALITATIVA DE REDES DE DRENAGEM	46
4.3	ANÁLISE QUANTITATIVA	48
4.3.1	Índice da Relação Declividade/Extensão (RDE)	49
4.3.2	Índice da Razão Fundo/Altura do Vale (RFAV)	51
4.3.3	Índice Fator Assimétrico (FA)	52
5	MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO	54
6	PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS	61
6.1	ELABORAÇÃO DA CARTA HIPSOMÉTRICA	62
6.2	ELABORAÇÃO DO MAPA GEOLÓGICO	62
6.3	ELABORAÇÃO DO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO	62
6.4	ELABORAÇÃO DA CARTA DE DECLIVIDADE	63
6.5	ELABORAÇÃO DA CARTA GEOMORFOLÓGICA	65
6.6	APLICAÇÃO DOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS	67

6.6.1	Índice Relação Declividade-Extensão (RDE)	67
6.6.2	Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)	67
6.6.3	Índice Fator Assimétrico (FA)	68
6.7	PERFIS TOPOGRÁFICOS	69
6.8	TRABALHO DE CAMPO	70
7	RESULTADOS E DISCUSSÕES	71
7.1	PRODUTOS CARTOGRÁFICOS	71
7.1.1	Modelo Digital de Elevação (MDE)	71
7.1.2	Carta hipsométrica	74
7.1.3	Carta clinográfica	76
7.1.4	Carta geomorfológica	80
7.2	PERFIS TOPOGRÁFICOS	83
7.2.1	Análise dos perfis topográficos	85
7.3	ANÁLISE QUALITATIVA DA REDE DE DRENAGEM	92
7.4	ÍNDICES MORFOMÉTRICOS	96
7.4.1	Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)	96
7.4.2	Índice Relação Declividade-Extensão (RDE)	100
7.4.3	Índice Fator Assimétrico (FA)	102
8	CONSIDERAÇÕES FINAIS	105
	REFERÊNCIAS	107

1 INTRODUÇÃO

Estudar e compreender a dinâmica da litosfera da Terra (sua estrutura, suas formas e agentes modeladores) tornou-se imprescindível em todas as áreas que se dedicam ao uso e ocupação do espaço, haja vista que a ausência de estudos e análises pormenorizadas do relevo terrestre em obras de engenharia, estudos ambientais, entre outros, pode acarretar danos materiais e humanos, muitas vezes irreversíveis.

Por essas razões é importante ampliar estudos de Geomorfologia voltados para o papel do tectonismo cenozoico na configuração morfoestrutural do relevo. Nessa perspectiva, entender a paisagem a partir de bases cartográficas e metodológicas e conceitos extraídos da Geomorfologia, da Geologia, da Matemática e do Geoprocessamento, tem se tornado um meio eficaz de averiguação e análise das unidades do relevo dominante e o padrão morfológico resultante da *interface* entre os agentes endógenos e exógenos (MAIA; BEZERRA, 2012).

A presente pesquisa objetiva caracterizar as peculiaridades do relevo da área compreendida pela folha Itapororoca (SB.25-Y-A-V-4-NO), na escala de 1:25.000, com equidistância entre as curvas de nível de 10m, mediante a elaboração de mapas temáticos, perfis topográficos e cálculos morfométricos, por meio dos quais apresentam-se resultados quantitativos e qualitativos das unidades geomorfológicas e padrões dominantes, correlacionando os terrenos sedimentares com a zona de contato com o afloramento cristalino, demonstrando que não se pode estudar zonas tectonicamente “passivas” apenas pelo fator climático.

Vale ressaltar que este trabalho integra parte de um amplo projeto que tem por finalidade empreender a caracterização geomorfológica, morfotectônica e morfométrica da borda oriental do estado da Paraíba mediante mapeamentos temáticos sobre a região que envolve os Tabuleiros Litorâneos e parte da Depressão Sublitorânea, demonstrando, por meio de mapeamentos geomorfológicos de detalhe, as características morfotectônicas de toda essa região, com auxílio de cálculos morfométricos que têm corroborado o fato de que há uma forte influência neotectônica na configuração do relevo atual e atestando que a margem continental do tipo Atlântica não é tão passiva do ponto de vista tectônico, como apregoadado em vários estudos pretéritos.

Para tanto, uma questão a se considerar nesses estudos é o método morfoestrutural (Geomorfologia – Geologia), pois mesmo estruturas inativas expressas em relevos suavizados pela dinâmica externa, compactação e erosão diferencial podem manifestar, nos padrões

assimétricos do relevo e da drenagem, anomalias ligadas às zonas sensíveis ao controle estrutural e não especificamente ao fator climático.

Para Guerra e Guerra (2008), o estudo das formas de relevo e o conhecimento das bases litológicas são de grande relevância, pois permitem aclarar as correlações entre agentes estruturais modeladores que atuam de maneira integrada, dando origem às variadas feições morfológicas. Já Suguio (2010) afirma que se pode denominar morfotectônicas estudos que tenham por finalidade interpretar as relações existentes entre as feições fisiográficas e as estruturas neotectônicas de uma região.

Como resultado, esta pesquisa apresenta um detalhamento das peculiaridades geomorfológicas e geológicas da área em questão, por meio de evidências morfotectônicas (canais retilíneos e inflexões de 90°, blocos basculados e escalonados, entre outras), combinando o emprego dos parâmetros morfométricos e mapeamentos que possibilitaram estabelecer relações concretas entre as propriedades físicas da paisagem e o controle estrutural, haja vista que a compreensão dos efeitos da tectônica é imprescindível para mitigar danos ambientais advindos de processos geomorfológicos, como, por exemplo, movimento de massa e erosão.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Caracterizar os aspectos morfotectônicos do terreno que abrange a folha Itapororoca 1:25.000, considerando como base analítica as relações existentes entre o padrão do relevo, a geologia e a rede hidrográfica da área.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Classificar as unidades geológicas e geomorfológicas da área de estudo;
- Identificar as anomalias presentes na modelagem do relevo;
- Caracterizar o padrão da rede de drenagem, destacando possíveis anomalias morfotectônicas; e
- Avaliar a ação da neotectônica no condicionamento do padrão dos canais hidrográficos.

3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está situada na borda oriental do estado da Paraíba, mais precisamente na região compreendida pela folha Itapororoca (SB.25-Y-A-V-4-NO), desenvolvida pelo Serviço de Cartografia da Divisão de Recursos Naturais da Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (Sudene), na escala de 1:25.000, com equidistância entre as curvas de nível de 10 m (BRASIL, 1974b).

Seus limites estão definidos pelos paralelos: 6° 45' 00" ao norte e 6° 52' 30" ao sul; e meridianos 35° 00' 00" ao oeste e 34° 52' 30" ao leste, contemplando porções dos municípios de Curral de Cima, Capim, Cuité de Mamanguape, Rio Tinto, Mamanguape e Itapororoca, localizados na microrregião do Litoral Norte Paraibano (Figura 1).

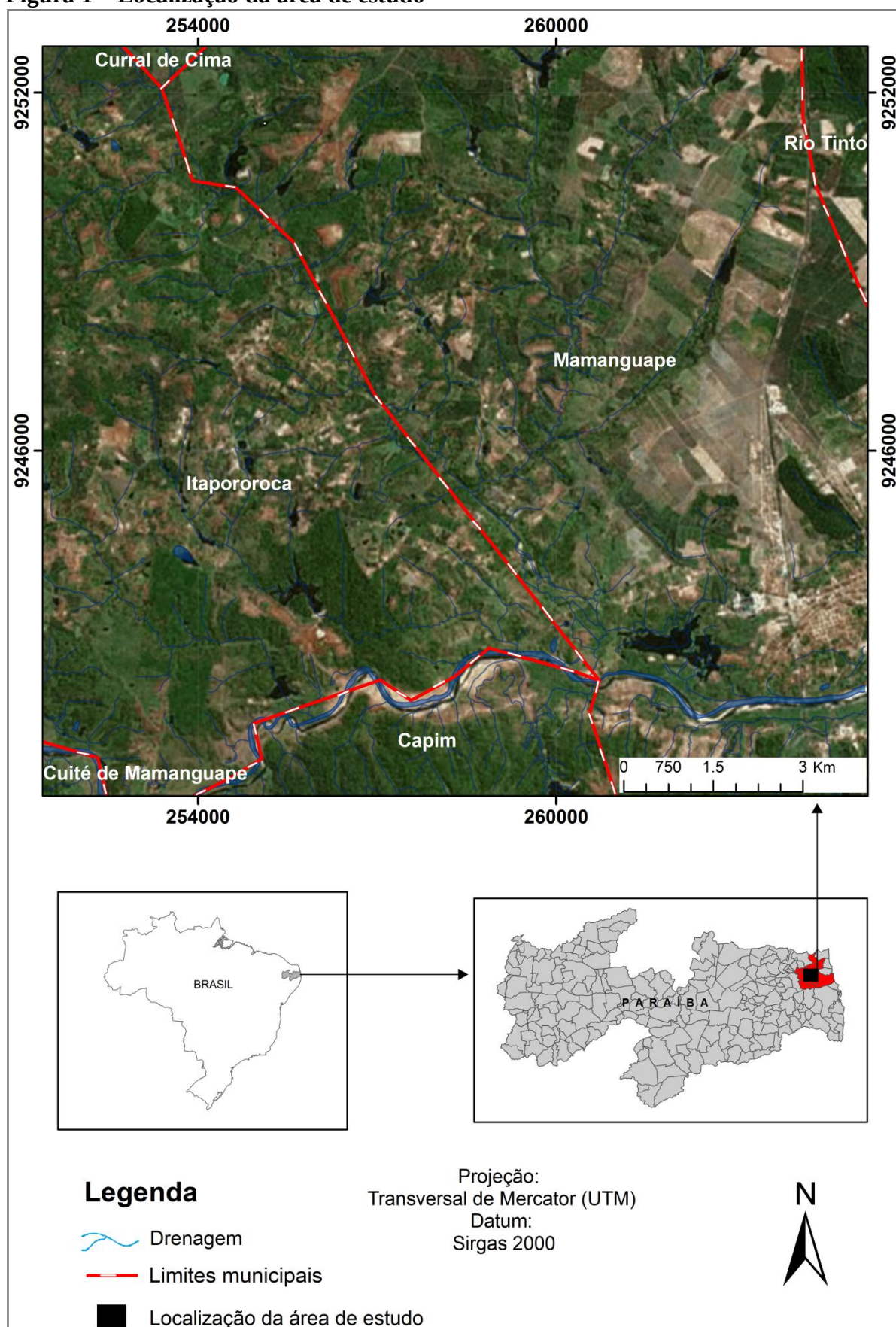
O terreno é parte integrante da faixa de dobramentos do ciclo Brasileiro, onde estão situados compartimentos geomorfológicos distintos, fruto da interação entre os processos que atuam no modelado do relevo (SANTOS; NUTMAN; BRITO NEVES, 2004). A área é compreendida por um trecho que abrange a zona limítrofe entre os terrenos sedimentares e o afloramento cristalino, configurando nuances típicas de áreas afetadas por zonas de cisalhamento transcorrentes que estão presentes no substrato do Terreno Alto Pajeú (TAP), unidade geológica regional onde está situada a área de estudo.

3.2 CLIMA

O clima de uma região é o resultado de condições meteorológicas que atuam no decorrer de uma série de anos, determinadas pela radiação solar na atmosfera, bem como pelos fatores climáticos presentes na superfície terrestre. Alguns conceitos levam em consideração o tempo para definir os tipos climáticos, sendo que as médias estatísticas devem ser estabelecidas a partir de uma série de dados de um período mínimo de 30 anos (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007; ALENCAR, 2009).

No estado da Paraíba, as variações climáticas estão ligadas diretamente com a localização geográfica, uma vez que o território paraibano se localiza próximo ao Equador, configurando um clima cujas principais características são as elevadas temperaturas, a pluviosidade e a umidade (MARINHO, 2011).

Figura 1 – Localização da área de estudo



Fonte: Elaboração própria, a partir de imagens aéreas capturadas de Bing (2015) em 24/02/2015

No caso específico da área de estudo desta pesquisa, observa-se a presença do clima Tropical Quente Úmido, com chuvas de outono-inverno. Na região, as chuvas são formadas pelas massas atlânticas trazidas pelos ventos alísios de sudeste, e uma grande similaridade nos índices de precipitação média anual nos municípios que abrangem a folha Itapororoca, cujas médias registradas estão em torno de 1.634,2 mm (BRASIL, 2005).

Nessa perspectiva, segundo, têm-se, em decorrência da localização geográfica, os sistemas atmosféricos atuantes procedentes do oceano Atlântico e que possibilitam um tipo climático particular nessa porção do Brasil: o clima Tropical Litorâneo do nordeste oriental, que se caracteriza como clima úmido e quente, o qual se diferencia dos climas mais secos do interior da região (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007).

3.3 RELEVO GERAL

O relevo da folha Itapororoca 1:25.000 é resultado, em sua maioria, da ação exógena atuante de rochas cristalinas do TAP, bem como sobre rochas sedimentares, dando origem a um relevo bastante dissecado e à unidade geomorfológica da Depressão Sublitorânea (CARVALHO, 1982; MORAIS NETO; ALKIMIM, 2001; JATOBÁ; LINS, 2008). Para Carvalho (1982), a Depressão Sublitorânea ainda não é conhecida de forma satisfatória, e seu desenvolvimento tem sido atribuído à exumação de sedimentos miocênicos da Formação Barreiras, que deveriam se estender até o sopé do Planalto da Borborema. Essa região apresenta uma dissecação típica de uma depressão semicolínosa, de topos semiarredondados e vertentes, no geral, convexas, de morfologia similar às áreas mamelonares. Os vales da Depressão Sublitorânea são abertos e poucos profundos, percorridos por rios predominantemente temporários.

Observam-se, especificamente na área de estudo (zona de contato entre os terrenos cristalinos e sedimentares), padrões morfológicos, como: morros, colinas e tabuleiros sedimentares da Formação Barreiras que resistiram ao processo erosivo. O relevo côncavo/convexo de morros e colinas dissecadas ocorre predominantemente nas porções dos municípios de Itapororoca, Cuité de Mamanguape e Curral de Cima. Já o padrão de relevo tabular pode ser observado em porções dos municípios de Mamanguape, Rio Tinto e Capim (Figura 2).

Figura 2 – (a) Relevo tabular: cabeceiras de drenagem do rio Santa Cruz, município de Mamanguape; (b) Relevo colinoso: município de Itapororoca



Fonte: elaboração própria.

Na porção sul da folha, mais precisamente na zona de planície do rio Mamanguape (Figura 3), estão postas superfícies de acumulação de sedimentos. Trata-se de materiais aluvionares quaternários provenientes da ação erosiva nas encostas dos canais afluentes. Esses depósitos aluvionares são acumulações sedimentares produzidas por rios ou leques (POOP, 1998; CHRISTOFOLETTI, 1980; GUERRA; GUERRA, 2008), configurando uma área plana situada no leito menor dos rios, onde ocorrem inundações periódicas durante as cheias, constituindo depósitos aluvionares de cascalho, areias e argilas decorrentes da deposição dos rios e da erosão natural das vertentes adjacentes.

Figura 3 –Trecho da planície do rio Mamanguape na altura do município de Mamanguape



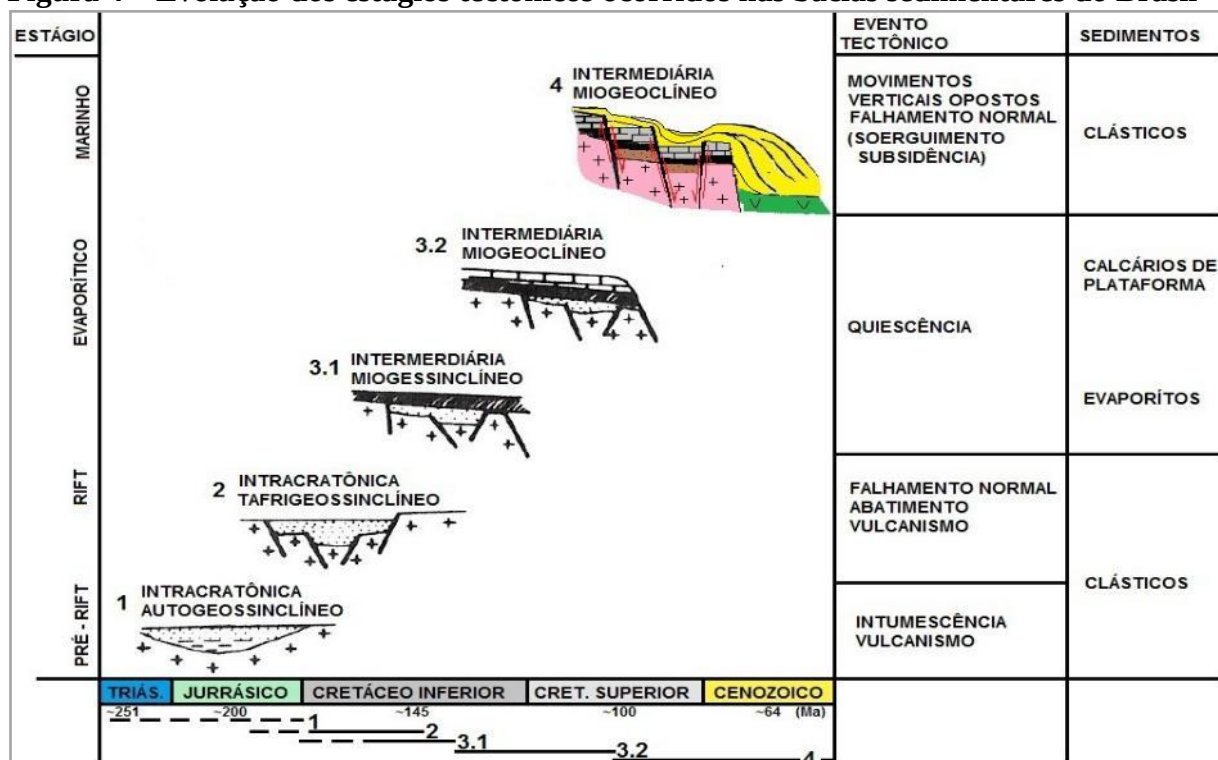
Fonte: elaboração própria.

3.4 GEOLOGIA

A borda continental leste da América do Sul, apresentada em muitos trabalhos como “passiva”, possui extensas bacias cortadas por riftes desenvolvidos durante o rompimento da Pangeia no Jurássico-Cretáceo (BEZERRA; MELLO; SUGUIO, 2006). No caso do Brasil, observa-se que a projeção dessas bacias se formou seguindo estágios tectônicos descritos por Asmus (1975) (Figura 4).

Recentemente, estudos desenvolvidos por Bezerra, Mello e Suguio (2006) têm comprovado que a margem continental do nordeste do Brasil é uma das porções sismicamente mais ativas do leste continental da América do Sul. Em seus estudos, os autores têm demonstrado que a margem passiva sul-americana esteve ativa por muito tempo após o rompimento com a margem africana, comprovando que, desde o Neógeno-Quaternário, a morfologia da borda oriental do Brasil não foi controlada apenas por eustasia, mas também pela tectônica.

Figura 4 – Evolução dos estágios tectônicos ocorridos nas bacias sedimentares do Brasil



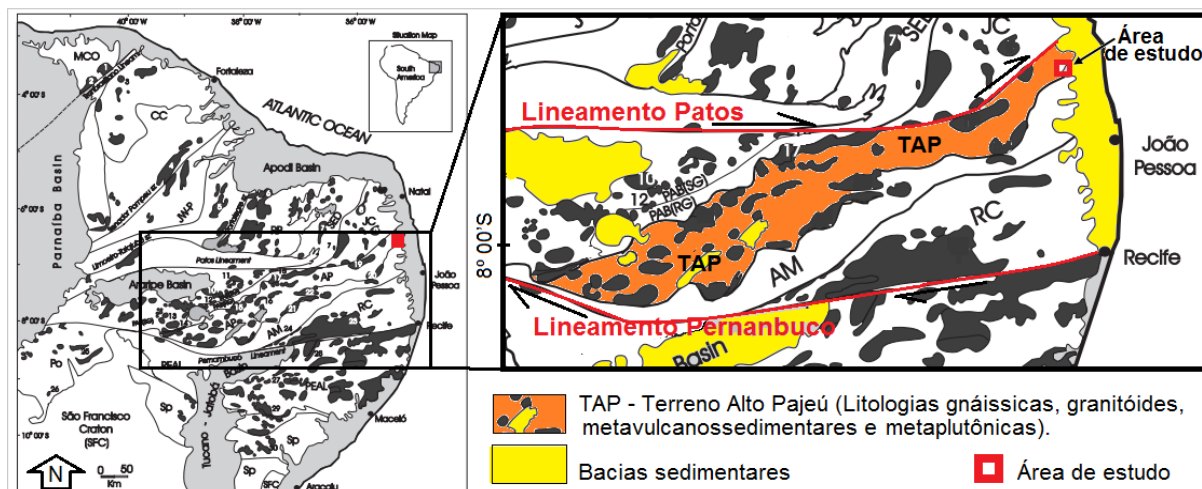
Nota: Observar alterações ocorridas no estágio 4. Os calcários se apresentam dobrados, todavia, na Formação Barreiras, os carbonatos apresentam, além das dobras, inúmeras falhas.

Fonte: adaptado de Asmus (1975).

No caso do estado da Paraíba, o arcabouço geológico é constituído predominantemente por rochas pré-cambrianas, que abrangem cerca de 80% do seu território, o restante é composto por bacias sedimentares, rochas vulcânicas cretáceas, plataformas de coberturas paleógenas/neógenas e formações superficiais quaternárias, nos quais são reconhecidos diversos segmentos dos domínios (subprovíncias, superterrenos): Cearense, Rio Grande do Norte e Transversal (BRASIL, 2002).

Uma das feições geológicas mais marcantes da compartimentação crustal do território paraibano é o Lineamento Patos, apresentado como um extenso bloco de embasamento fortemente retrabalhado no ciclo Brasileiro-Panafricano, cujos detalhes morfoestruturais são detalhados nos estudos de Brito Neves et al. (1995, 2001) e Santos, Nutman e Brito Neves (2004). O Lineamento Patos praticamente divide o estado da Paraíba em dois superterrenos, e é nesse contexto geral onde se insere a área de estudo (Figura 5).

Figura 5 – Situação da área de estudo na zona limítrofe do TAP com a bacia sedimentar borda oriental da Paraíba entre os lineamentos Patos e Pernambuco



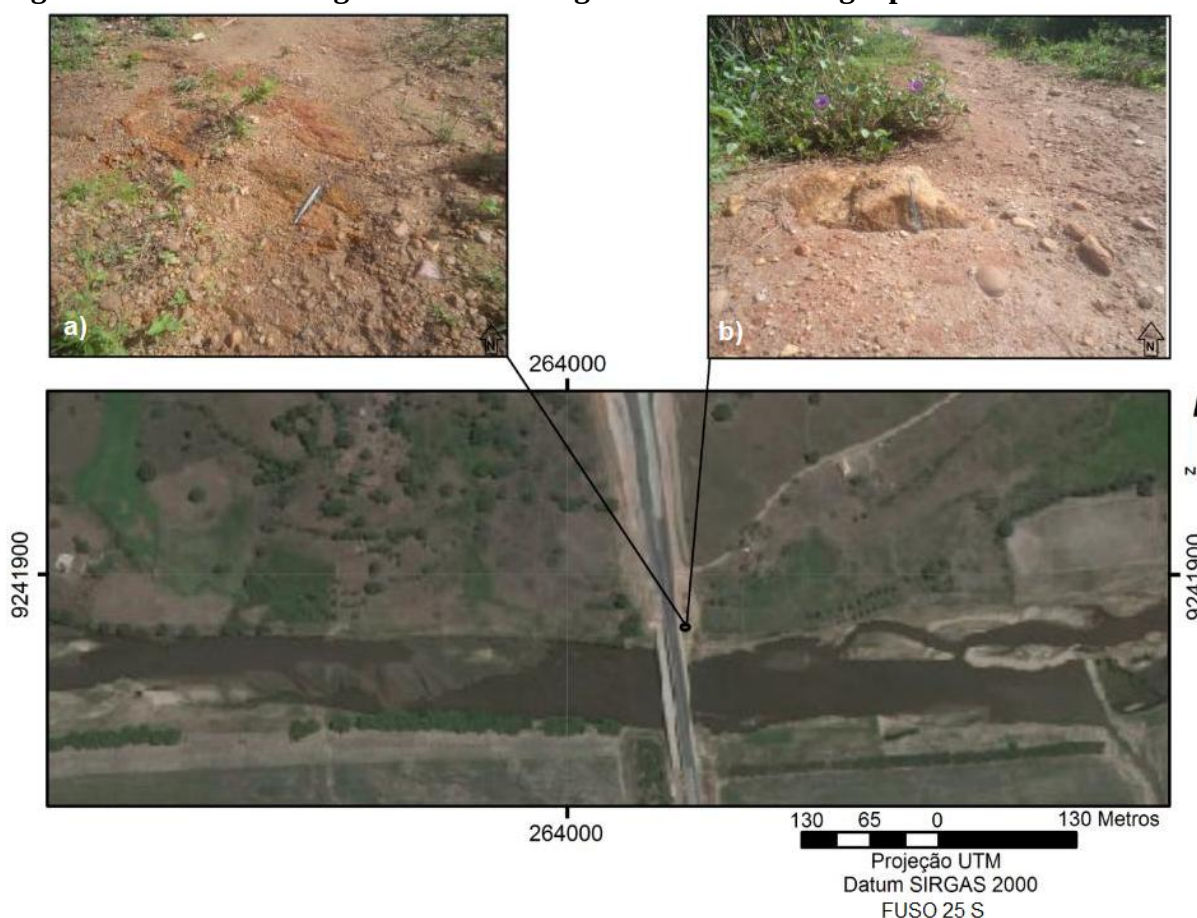
Fonte: Adaptado de Brito Neves, Santos e Van Schmus (2000).

Os lineamentos Patos e Pernambuco sofreram reativações durante o Cretáceo (SILVA JÚNIOR, 1997). E, de acordo como Brito Neves et al. (2004), o sistema de grábens do rio Mamanguape apresenta blocos da Formação Barreiras basculados ao norte do rio Mamanguape, nas imediações da BR-101, fato comprovado em expedições de campo e na análise de produtos cartográficos utilizados nesta pesquisa.

A região também apresenta algumas litologias típicas da megaestrutura da Zona Transversal, mais precisamente no TAP, cuja estrutura é composta por unidades gnáissicas paleoproterozoicas, metavulcanossedimentares, metaplutônicas e granitóides, que estão arrançadas entre zonas de cisalhamento transcorrentes associadas ao evento Brasileiro (SANTOS; NUTMAN; BRITO NEVES, 2004). Os autores citados destacam que, no baixo curso do rio Mamanguape, nas proximidades da BR-101, é possível observar exposição de rochas do embasamento (Figura 6), principalmente dos granitos com muscovita, intrusivos nas rochas do TAP.

Para Hasui e Ponçano (1978), o TAP foi afetado por movimentações no Cenozoico, que, de acordo com Brito Neves et al. (2004), reativaram antigas linhas de falhas do Proterozoico. O TAP possui de médio a alto grau de metamorfismo do tipo metagrauvacas, com diversas intercalações de rochas vulcânicas, ortognaisses diversos de natureza granítica e granodiorítica (BRASIL, 2002). Para Brito Neves et al. (2001), no TAP encontram-se zonas de cisalhamento na porção sul do Lineamento Patos.

Figura 6 – Afloramento granítico nas margens do rio Mamanguape



Fonte: Elaboração própria, a partir de imagens aéreas capturadas de Bing (2015) em 17/02/2016.

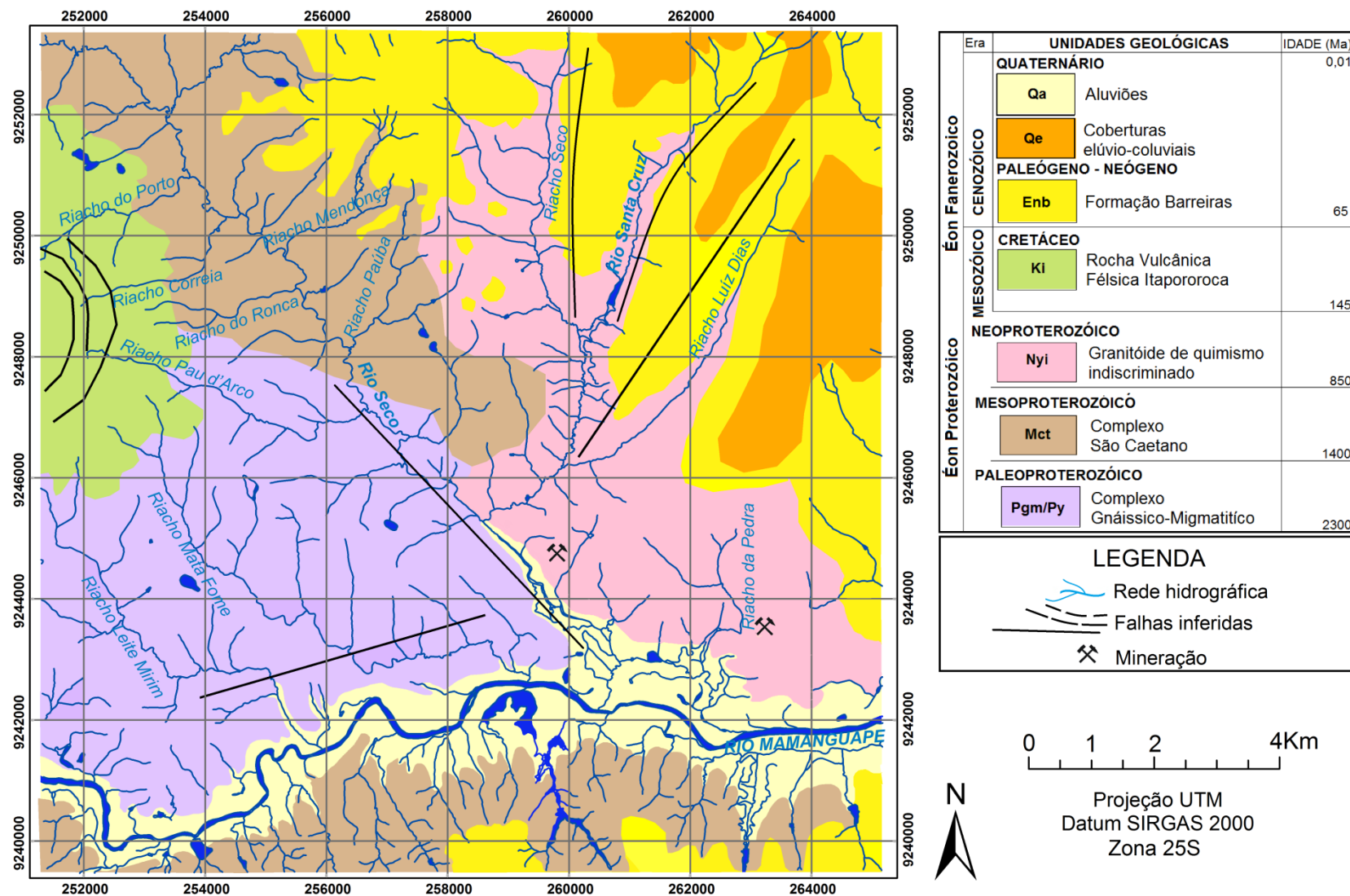
Nota: Observar afloramento de rochas graníticas intemperizadas na margem esquerda do rio Mamanguape (fotos a-b) registradas em 17/07/2015

De acordo com Santos, Ferreira e Silva Júnior (2002), as unidades geológicas que compõem a área da folha Itapororoca 1:25.000 estão distribuídas cronologicamente entre os períodos Quaternário e Paleoproterozoico (Figura 7).

O arranjo geológico apresenta uma geocronologia composta pelas seguintes litologias:

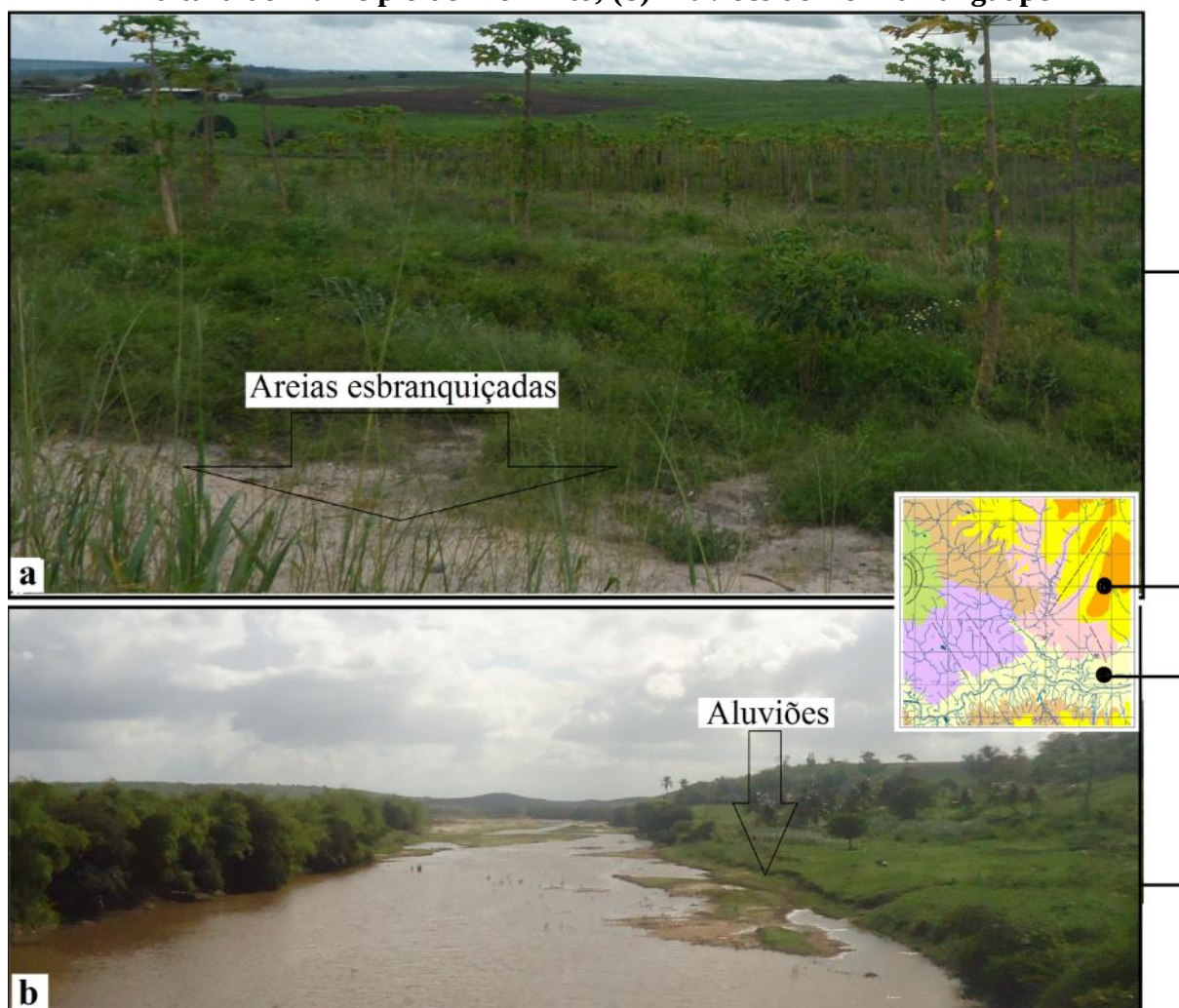
- a) Aluviões (Qa):** representados predominantemente pelas aluviões do rio Mamanguape e, em pequena quantidade, do baixo curso do rio Seco (figura 8b).
- b) Coberturas elúvio-coluviais (Qe):** consideradas depósitos correlativos de um aplainamento posterior à Formação Barreiras e constituídos litologicamente por sedimentos clásticos grosseiros de areias inconsolidadas e esbranquiçadas de granulometria fina a grosseira, com grãos de quartzo subangulosos, feldspatos não decompostos, micas e concentração de minerais pesados (Figura 8a).

Figura 7 – Unidades geológicas da área de estudo



Fonte: Adaptado de (SANTOS, FERREIRA E SILVA JÚNIOR, 2002) da escala de 1:500.000 para 1:25.000 conforme (BRASIL, 1974)

Figura 8 – (a) Depósito de areias inconsolidadas e esbranquiçadas de granulometria na altura do município de Rio Tinto; (b) Aluviões do rio Mamanguape

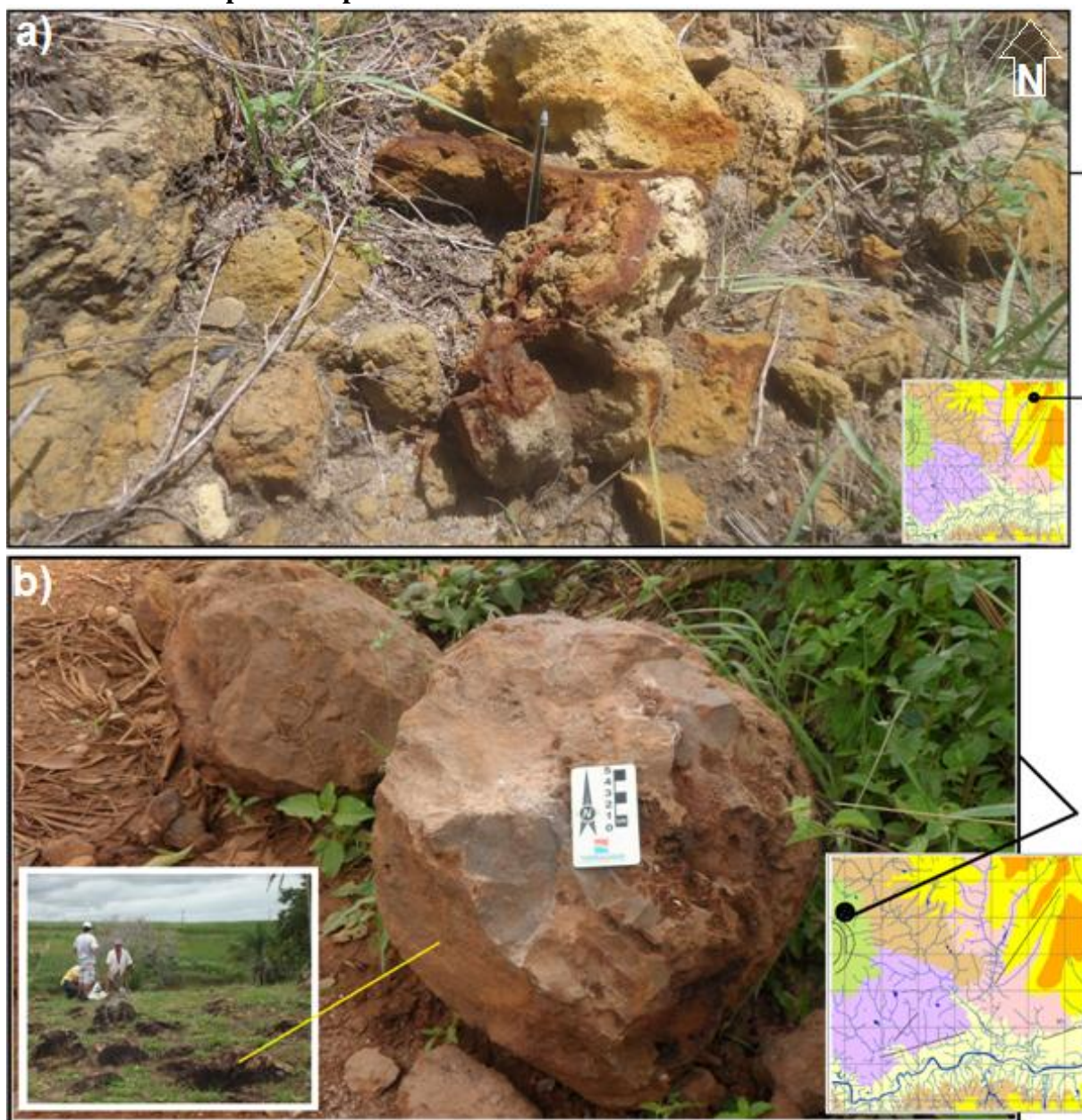


Fonte: elaboração própria.

- c) Formação Barreiras (Enb):** Composta por depósitos de granulometria variada de cascalhos e areias grossas a finas, de coloração amarelada, descritos por Furrier, Araújo e Meneses(2006) como formações litológicas de sedimentos arenoargilosos mal consolidados que apresentam sua geomorfologia atrelada à presença dos Tabuleiros Litorâneos afetados por variações de altitude, nível de erosão e fatores tectônicos (Figura 9a).
- d) Vulcânica Félsica Itapororoca (Ki):** Na área de ocorrência dessa unidade ocorrem peculiaridades de diversas ordens, cuja litologia possui um conjunto de rochas com aspecto (localmente) magmático, pseudomorfisadas por sílica, ou com intensa silicificação de rochas preexistentes (BRITO NEVES et al., 2008), (Figura 9b). Essa unidade forma um alto topográfico suavizado de contorno alongado com

extensão aproximada de 7 km, e que não há dados geocronológicos sobre essa unidade, sendo-lhe atribuída uma idade Cretácea correlacionada ao vulcanismo da Bacia do Cabo, cuja idade situa-se entre 94 Ma e 99 Ma (SANTOS, FERREIRA E SILVA JÚNIOR, 2002).

Figura 9 – (a) Depósito de sedimentos arenoargilosos mal consolidados da Formação Barreiras, no município de Mamanguape; (b) Afloramento de rochas com aspecto (localmente) magmático, pseudomorfisadas por sílica (Ki), no município de Itapororoca



Fonte: elaboração própria.

- e) **Complexo São Caetano (Mct):** Para Santos, Ferreira e Silva Júnior(2002), corresponde a uma sequência metassedimentar e metavulcanoclástica, com uma componente vulcânica dominante félsica-intermediária.
- f) **Granitoide de quimismo indiscriminado (N γ i):** Compreende rochas intrusivas graníticas que são conhecidas apenas petrograficamente, genericamente denominadas por granitos ou granitoides (Figura 10).
- e) **Complexo Gnáissico-Migmatítico (Pgm/P γ):** Apresenta exposições de ortognaisses tonalíticos a granodioríticos supostamente paleoproterozoicos, retrabalhados no Mesoproterozoico e no Neoproterozoico.

Figura 10 – Afloramento de juntas de alívio de granitóide de quimismo indiscriminado presente no município de Mamanguape

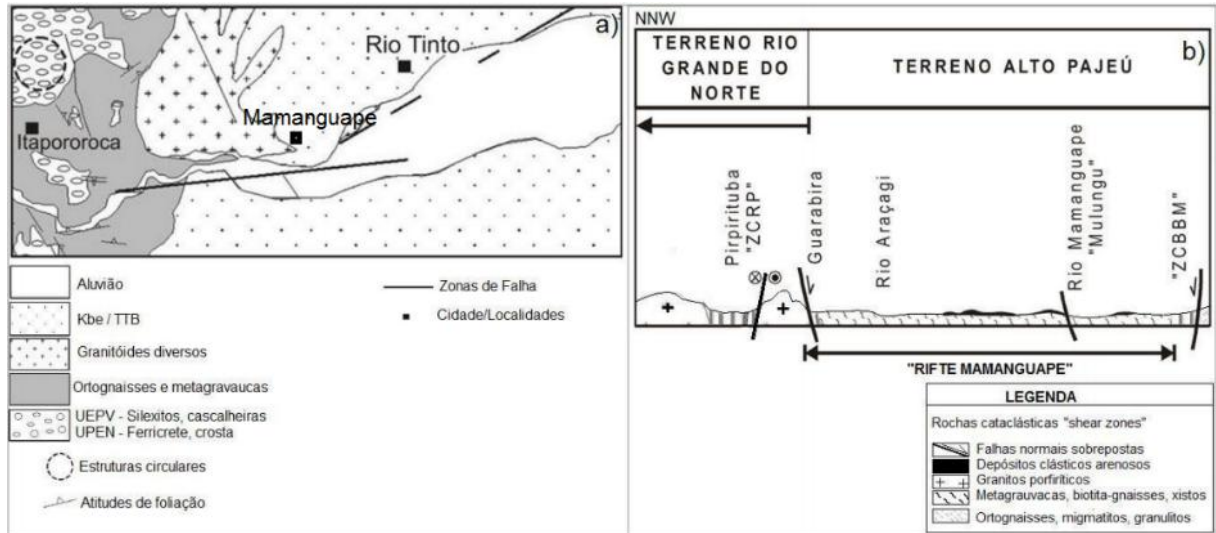


Fonte: Elaboração própria.

A situação geológica da região também foi detalhada em trabalho e Brito Neves et al. (2004, 2008), o que possibilitou elucidar questões de natureza geológica e geofísica presentes na área, a partir da análise da folha Guarabira 1:100.000, terreno que comporta a folha Itapororoca 1:25.000, selecionada para este trabalho. Em conformidade com as análises dos autores supracitados, observou-se que, na região, ocorrem inúmeros realces de reativações tardias influenciadas pelo Lineamento Patos e, ainda, a falha normal que alinha o baixo curso do rio Mamanguape, cujo baixo está confinado num gráben (FURRIER; NÓBREGA; SOUZA,

2014), ressaltando-se que, no que tange à área de estudo desta pesquisa, em particular, tem-se o rio Mamanguape confinado num rifteamento que abrange seu médio curso (Figura 11).

Figura 11 – (a) Linhas de falhas que condicionam o gráben e o curso do rio Mamanguape; (b) Recorte da seção geológica esquemática do Sistema Tafrogênico Terciário do Saliente Oriental Nordeste na Paraíba



Fonte: Brito Neves et al. (2004, 2008).

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICO-METODOLÓGICA

4.1 NEOTECTÔNICA E FEIÇÕES MORFOTECTÔNICAS

As primeiras observações acerca da história geológica da Terra vieram por intermédio das deduções meramente empíricas apresentadas em meados de 1620 por Francis Bacon, apontando, por meio de mapas, a possibilidade de uma dinâmica capaz movimentar grandes massas continentais. No século XX, as idéias que Bacon apresentou adquiriram um caráter mais científico com Alfred Wegener, a partir de evidências coletadas mediante numerosas expedições e observações meteorológicas e geofísicas. Por sua vez, o geólogo Alexander Du Toit aprimorou as provas que Wegener apresentou, ao propor que a Pangeia teria se fragmentado e formado as massas continentais como são conhecidas hoje (TASSINARI, 2009).

Atualmente, os estudos no âmbito das investigações envolvendo as deformações crustais recentes têm ganhado notável aceitação em diversos trabalhos. Todavia, o interior das placas litosféricas, como é o caso do território brasileiro, ainda carece de um maior entendimento acerca das deformações e dos registros de origem sísmica em tempos recentes e passados (GUEDES et al., 2009). É importante, também, destacar que com o advento das novas tecnologias, sobretudo a partir de 1940, as pesquisas no campo da Geologia avançaram significativamente, possibilitando um conhecimento detalhado das estruturas litosféricas.

Nesta perspectiva, os estudos da Geologia do Quaternário, ramo que aborda eventos do período Quaternário (aproximadamente 1,8 Ma), têm se destacado da Geologia convencional em virtude do papel de integralidade com a Geomorfologia, e por considerar dentro do Holoceno as flutuações paleoclimáticas e a intervenção antropogênica nos processos (SUGUIO, 1998). Todavia, para esta pesquisa, primou-se por abordar os aspectos que fundamentam as morfoestruturas, buscando estudar a heterogeneidade das formas e a ocorrência das rochas presentes na região a partir da análise dos processos e atuantes na deformação delas.

O termo neotectônica já era aplicado nos anos de 1930 pelos pesquisadores soviéticos aos estudos que se empenhavam a analisar feições tectônicas ocorridas durante o Terciário Superior e o Quaternário até o Holoceno. A partir de 1960, esse ramo da Geologia Estrutural tornou-se conhecido no mundo todo (SUGUIO 2010). No Brasil, os trabalhos pioneiros de Freitas (1951) e Guimarães (1951) sobre a neotectônica brasileira fizeram associações de critérios geológicos e geomorfológicos, buscando delinear os grandes aspectos da “Tectônica

Moderna do Brasil”. Nessa perspectiva, difundiram-se proposições para interpretação e análises de redes hidrográficas presentes no Brasil, que, de acordo com os padrões apresentados, só poderiam ser entendidas à luz de controles tectônicos ativos.

Para Freitas (1951), a neotectônica atua decisivamente na configuração do relevo atual e na disposição dos padrões de drenagem, interferindo diretamente na morfologia das regiões interplacas consideradas mais estáveis, onde se têm registrado movimentos crustais recentes. Nessa mesma concepção, Schum et al. (2000 apud MAIA; BEZERRA, 2012) expõem que nas regiões de intraplaca, tensões reativam falhas que influenciam o traçado dos canais fluviais e na topografia.

De acordo com Maia e Bezerra (2011), os estudos no campo da Neotectônica começaram, no Brasil, a partir da década de 1970, quando alguns pesquisadores ligados à Geotectônica e Morfotectônica se interessaram em estudar as atividades tectônicas ocorridas do final do Neógeno ao Quaternário, evidenciadas pela morfologia do relevo atual e das estruturas geológicas. Como resultado desses trabalhos, a partir dos anos de 1990, a antiga concepção apregoada de estabilidade tectônica para maior parte da plataforma brasileira passou por uma renovação, como os trabalhos de Riccomini e Assumpção (1999).

Mais especificamente na região Nordeste, cujo recorte geológico é caracterizado por fases sucessivas de reativações de falhas (BEZERRA et al., 2001), percebe-se, por meio de estudos recentes, que essas reativações contribuíram de forma significativa ocasionando soerguimentos, modificando a configuração atual do relevo, bem como a rede de drenagem (MAIA; BEZERRA; CLAUDINO-SALES, 2010; MAIA; BEZERRA, 2011).

Na atualidade, os estudos sobre Neotectônica têm sido cada vez mais precisos e detalhados, em virtude dos avanços das técnicas de medição e datação e, também, porque elas são acessíveis e não foram distorcidas por processos subsequentes. Deve-se considerar, no entanto, que formas decorrentes de atividades neotectônicas podem ser observadas mais efetivamente nas zonas da costa do tipo Pacífico em regiões onde são comuns as falhas ativas. No entanto, mesmo em áreas consideradas “estáveis” como o Brasil (e, no caso particular desta pesquisa, na região Nordeste), pesquisas têm apresentado fortes indícios de movimentos crustais (ANDRADES FILHO, 2010; MAIA; BEZERRA; CLAUDINO-SALES, 2010; MAIA; BEZERRA, 2011).

Os estudos que conduzem a estruturação da neotectônica exigem a aplicação de métodos e técnicas específicas imprescindíveis para alcançar bons resultados. Para tanto, Stewart e Hancock (1994) propõem que sejam considerados os seguintes dados: sismológicos, geofísicos, históricos, arqueológicos, geomorfológicos e geológicos. Todavia, Suguio (2010)

destaca que, dentre os métodos de conhecidos, aquele balizado no estudo geomorfológico é o que mais se destaca quando se pretende demonstrar as feições neotectônicas de uma determinada região.

4.1.1 Indícios de neotectônica impressos no relevo

O território brasileiro, cuja situação geológica regional situa-se numa zona intraplaca até meados dos anos de 1970 foi considerado uma plataforma estável (BISTRICHI, 2001). Em terrenos antigos, como é o caso brasileiro, não é simples a possibilidade de se observar planos de falhas recentes na superfície, o que incita a importância de estudos da Neotectônica, em busca de evidências mais agudas ou indiretas das eventuais deformações, ou mesmo de seus agentes condicionantes (SILVA et al., 2012). Partindo-se dessa concepção, é possível averiguar que a plataforma brasileira apresenta registros de deformações associadas a linhas de fraqueza. Na região Nordeste do Brasil, por exemplo, essas feições estruturantes são caracterizadas por um elevado número de falhas, e por essa razão se faz necessária uma abordagem geomorfológica com escala de detalhe a respeito desse quadro (SAADI et al., 2005).

Nessa perspectiva, visando fomentar uma análise qualitativa acerca dos possíveis indícios de atividade tectônica de uma dada região, é imprescindível empreender visitas de campo. Esse procedimento prático permite ao pesquisador observar possíveis indícios produzidos por esforços tectônicos registrados no relevo, quer seja na topografia, na disposição litológica e no arranjo da rede de canais fluviais. Essa observação é imprescindível tanto para confirmação, quanto para desvendamento de tais feições em mapeamentos prévios ou a serem elaborados.

Desta forma, a morfotectônica pode estar impressa no relevo de diversas formas, entre as principais feições, estão: desníveis topográficos anômalos, basculamentos, capturas de drenagem, mudanças abruptas de canais por falhamentos, terraços fluviais, facetas triangulares e trapezoidais etc. (SUGUIO, 1998; FURRIER, 2007; ETCHEBEHERE et al., 2007; ANDRADES FILHO, 2010). De acordo com Suguio (2010), o modelo esquemático para interpretação de anomalias neotectônicas foi apresentado por Goyet al. (1991), em que os indicadores de anomalias neotectônicas são divididos pelos seguintes grupos: (a) aquelas relacionadas às escarpas de falha e lineamentos; (b) deformação de depósitos superficiais; (c) anomalias e vertentes; (d) assimetria da rede de drenagem; e (d) disposição geométrica dos depósitos superficiais (Figura 12).

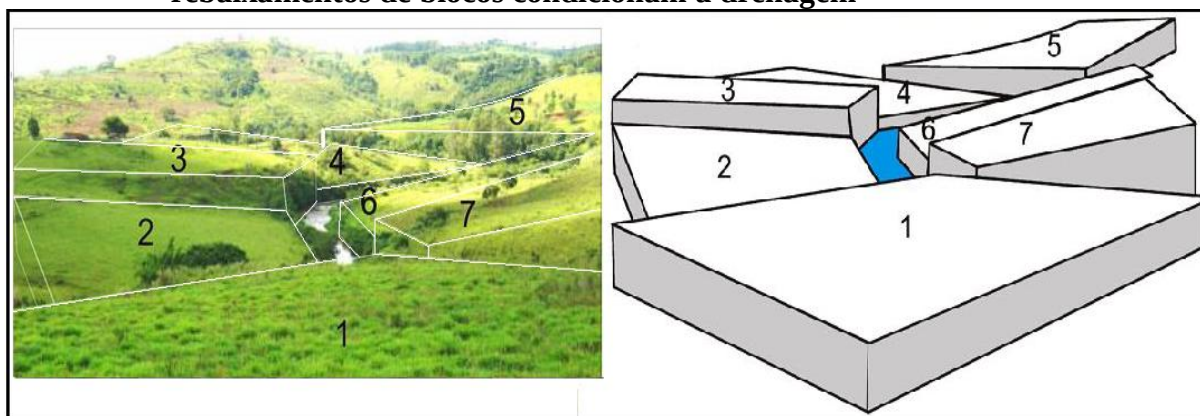
Figura 12 - Modelo esquemático para interpretação de anomalias neotectônicas



Fonte: Goy et al. (1991 apud SUGUIO, 2010).

Uma feição anômala observada em ambientes afetados pela neotectônica, também muito comum na área estudada, são os blocos basculados, que geralmente resultam de movimentos tectônicos e podem incidir diretamente no direcionamento dos canais fluviais. Um modelo prático dessas feições estruturantes foi apresentado por Martinez (2005), demonstrando como o basculamento de blocos pode definir os desníveis topográficos e interferir no traçado da drenagem (Figura 13).

Figura 13 – Modelo esquemático do relevo demonstrando como o soerguimento e os rebaixamentos de blocos condicionam a drenagem

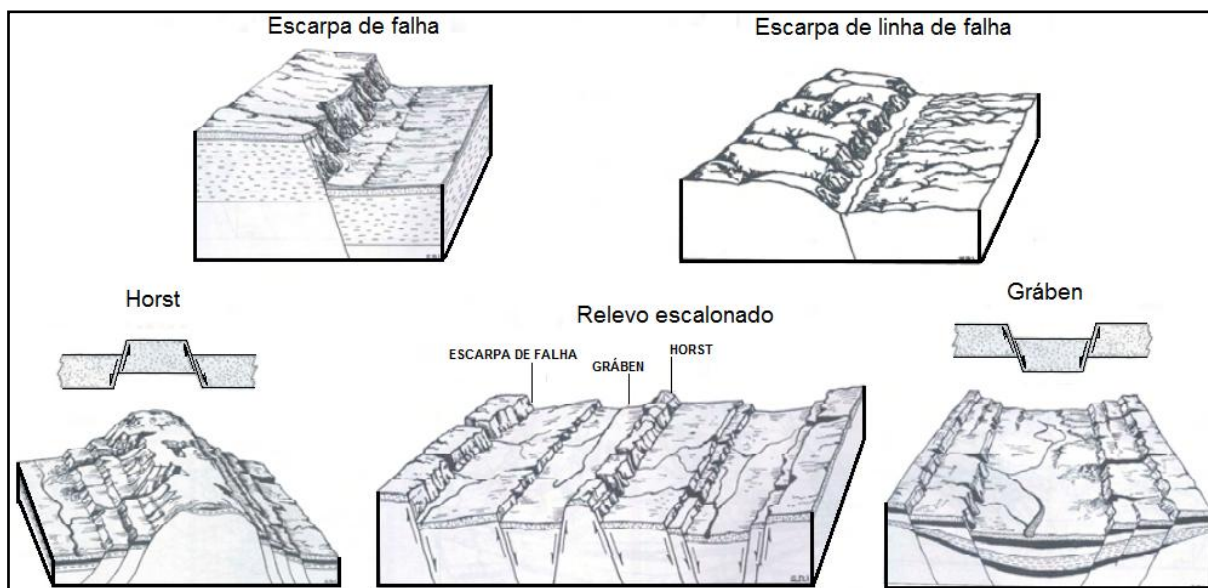


Fonte: Martinez (2005).

De acordo com Andrades Filho (2010), nas regiões delineadas por presença de escarpas de falha e/ou linhas de falha em ambientes geomorfológicos, a dinâmica evolutiva dessas feições gera, quando são jovens, deposição de natureza coluvionar e aluvionar, como consequência do relevo que a falha gerou. Todavia, para o autor, nas falhas antigas, esses

vestígios sedimentares geralmente são erodidos, uma vez que a erosão possui papel fundamental na evolução do recuo da escarpa de uma falha, dando-se o registro pela presença da linha de falha, com feições já bastante suavizadas e dissecadas, com presença de estruturas denominadas de grábens (blocos rebaixados) e *horsts* (blocos elevados) (Figura 14).

Figura 14 – Representações de relevo associado às falhas geológicas



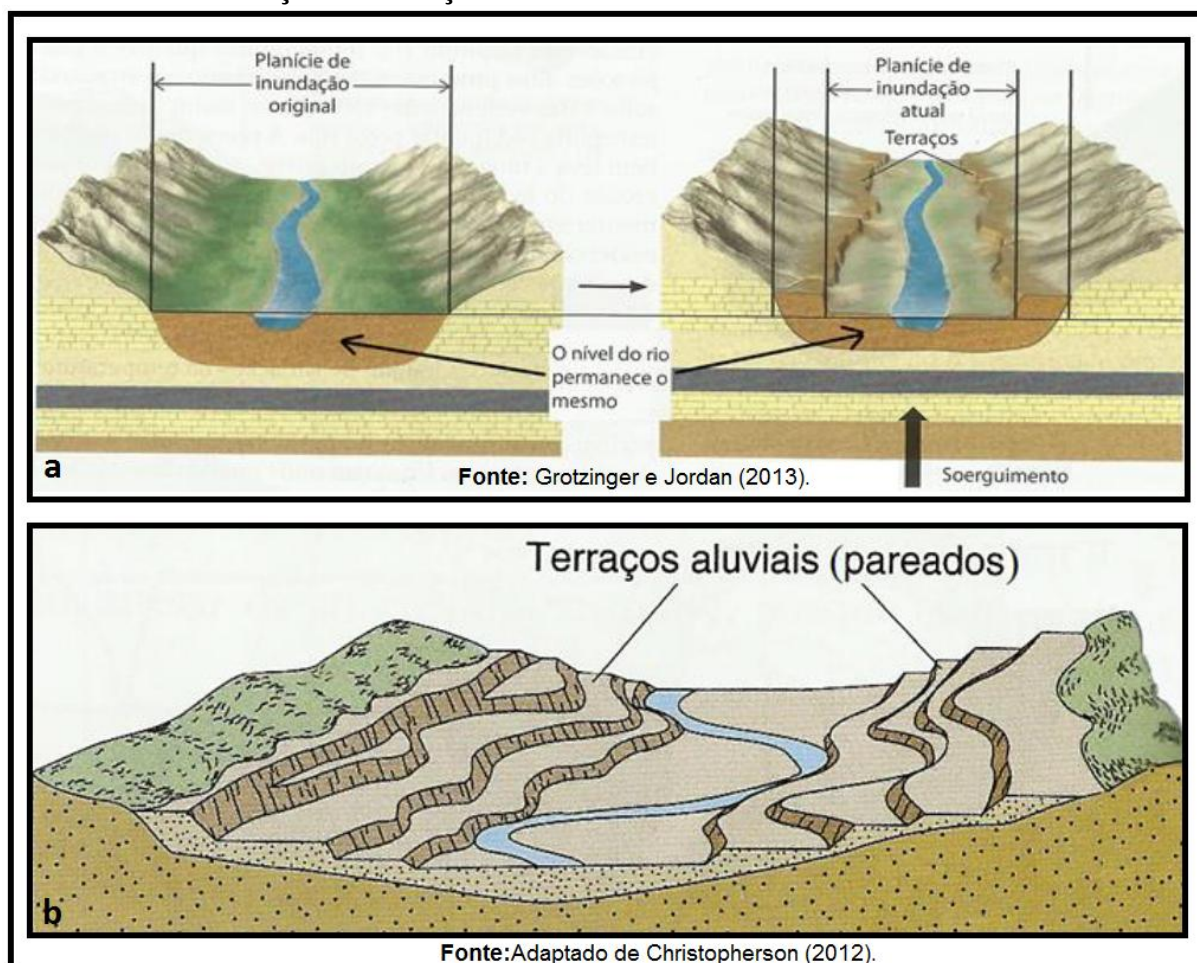
Fonte: Adaptado de Suertegaray et al. (2000).

Essa definição se aplica com fidelidade ao relevo da folha Itapororoca, pois, evidenciando-se o exposto por Andrades Filho (2010), é possível observar, na BR-101, na encosta direita do vale do rio Mamanguape, uma expressão marcante da topografia da área de estudo desta pesquisa, a saber: o escalonamento topográfico a partir da margem esquerda do rio Mamanguape.

Vale ressaltar que essas estruturas devem ser interpretadas com prudência, procurando se descartar das outras influências que podem dar origem a tais feições, como, por exemplo, a diferenciação da litologia. Para tanto, é importante uma análise morfotectônica amparada numa análise múltipla, com a observação de mapas topográficos, imagens e visitas de campo, visando reconhecer a importância dos controles litológicos e o conhecimento prévio das variações climáticas regionais, que contribuem para a elaboração das paisagens.

Outra evidência morfológica que está atrelada a processos neotectônicos é a ocorrência de terraços fluviais, uma vez que as características deposicionais e erosivas podem ser preservadas nas planícies e terraços, configurando um ambiente que oferece informações relevantes acerca da formação do relevo (MORAIS et al., 2010). A formação de um terraço se inicia quando um rio forma uma planície de inundação. Associado a esse processo, quando ocorre modificação no nível de base por soerguimento tectônico e/ou rebaixamento do nível do mar, essa planície será submetida a processos erosivos que resultam na formação dos Terraços (GROTZINGER; JORDAN, 2013) (Figura 15a). Para Christopherson (2012), os terraços fluviais se revelam, muitas vezes, pareados em elevações semelhantes em cada margem do rio. Para o autor, quando há mais de um conjunto de terraços pareados no mesmo vale, o terreno possivelmente foi submetido a mais de um evento de rejuvenescimento (Figura 15b).

Figura 15 – Modelos representativos do processo de soerguimento do substrato rochoso e formação de terraços fluviais



Fonte: Adaptado de Grotzinger e Jordan (2013) e Christopherson (2012).

4.1.2 Morfotectônica em sistemas fluviais

O estudo de uma rede de drenagem fluvial é de grande relevância, uma vez que, pela análise do traçado dos rios e vales, bem como da morfologia do relevo de uma bacia, é possível aclarar inúmeras questões de natureza tectônica. Nessa perspectiva, a Geomorfologia fluvial estuda os processos e as formas referentes ao escoamento dos canais (CHRISTOFOLETTI, 1980), pois os acontecimentos que ocorrem na bacia de drenagem repercutem direta ou indiretamente nos cursos d'água. Dessa forma, é possível identificar, por meio de análise, possíveis eventos neotectônicos que deformam o relevo e produzem formas anômalas aos canais fluviais.

Para Argento (2007), a Geomorfologia Fluvial engloba o estudo dos cursos d'água das bacias hidrográficas. Enquanto o primeiro se detém nos processos fluviais e nas formas resultantes do escoamento das águas, o segundo considera as principais características das bacias hidrográficas que condicionam o regime hidrológico.

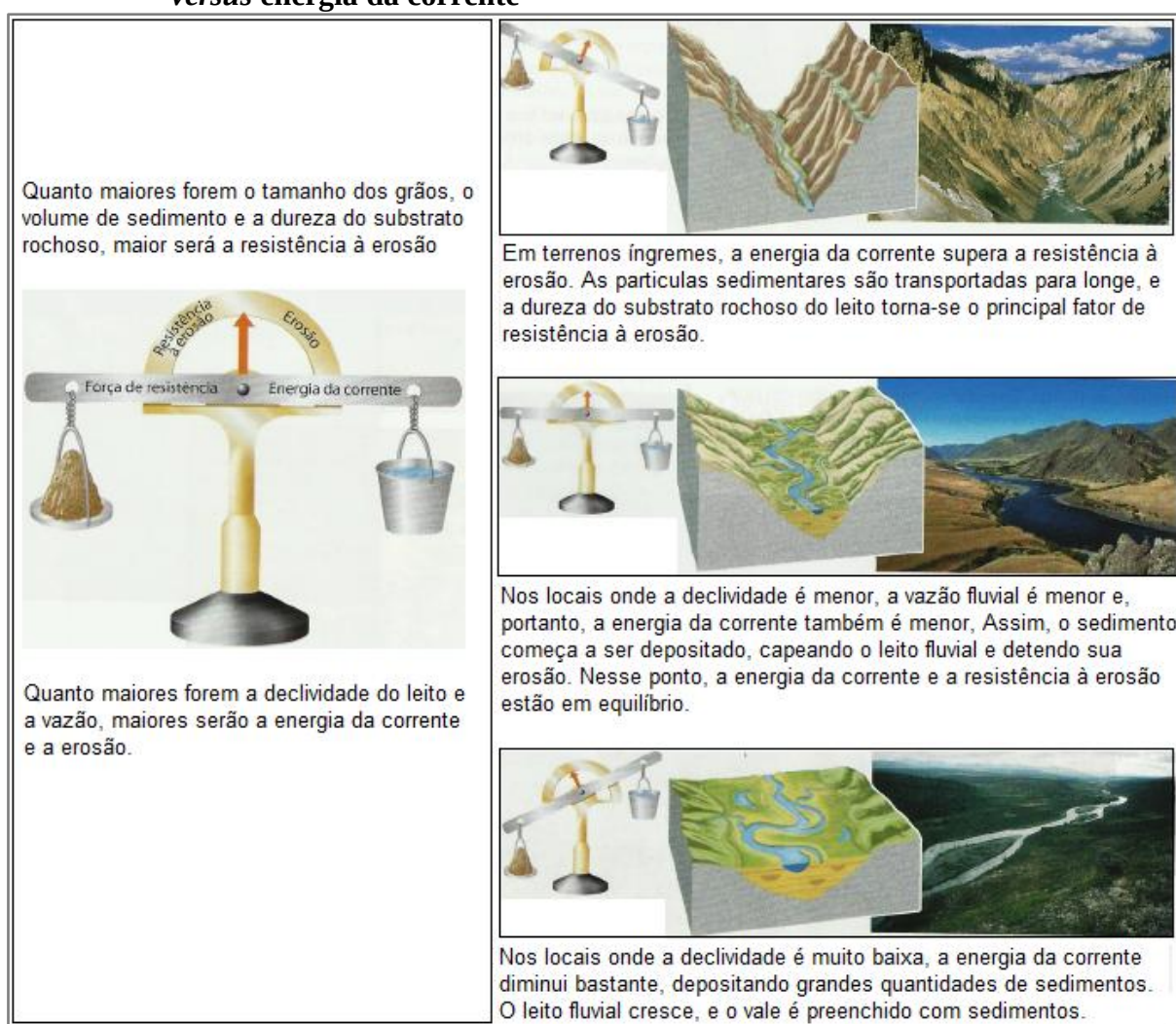
Outro fator importante que deve ser observado na análise da morfotectônica em canais fluviais e na rede de drenagem é a classificação dos rios, que, no geral, são controlados por fatores próprios definidos pelas características geomorfológicas e geológicas, que estão submetidas às variações climáticas. Para Riccomini et al. (2009), uma série de fatores próprios da bacia de drenagem controlam a morfologia dos canais fluviais, entre os quais estão: a profundidade, a declividade, a rugosidade do leito, o volume e a velocidade de fluxo da água, a carga de sedimentos transportada, a largura, a profundidade, entre outros. Já os fatores alocíclicos condicionam os fatores autocíclicos, como variáveis climáticas e geológicas (RICCOMINI et al., 2009).

Dessa forma observa-se que os rios transportam os sedimentos por meio do intemperismo químico e físico (solução, suspensão e saltação). Esse processo, que inclui erosão, transporte e deposição dos grãos desagregados das rochas, atua de forma distinta, sendo condicionado por fatores climáticos, morfológicos, litológicos, da vegetação e da tectônica, sobre os quais estrutura-se o sistema fluvial e modela-se o relevo terrestre. De acordo com Grotzinger e Jordan (2013), é possível observar como os processos tectônicos e climáticos atuam interagindo diretamente na dinâmica fluvial de uma bacia hidrográfica (morfologia – transporte de matéria – acumulação).

É importante destacar que o trabalho dos rios está intrinsecamente ligado ao substrato rochoso. Dessa forma, é preciso estar atento aos diferentes níveis de resistência ao intemperismo que cada unidade oferece. Para Cholley (1960), a disposição das rochas por

meio de processos tectônicos, bem como suas propriedades físico-químicas (resistência, coesão, homogeneidade e permeabilidade), é capaz de orientar o trabalho dos rios, facilitando ou contrariando o intemperismo e a erosão nas estruturas rochosas, de maneira que a taxa de erosão cresce significativamente quando ocorre aumento da energia da corrente. Grotzinger e Jordan (2013) destacam a importância da força de resistência das rochas *versus* energia da corrente. Para os autores, as taxas de erosão crescem drasticamente à medida que a energia da corrente aumenta (Figura16).

Figura 16 – Esquema ilustrativo do controle da erosão pela relação força de resistência *versus* energia da corrente



Fonte: Adaptado de Grotzinger e Jordan (2013).

Todos esses processos atuam durante as escalas temporais de milhares a milhões de anos, e o *feedback* desse intercâmbio de matéria e energia resulta nas formas que definem as paisagens terrestres, não havendo desprendimento algum entre os processos estruturais e

climáticos, como bem explana Christofolletti (1980), quando ressalta que o surgimento da Geomorfologia Climática tem o papel de completar a Geomorfologia Estrutural.

Dessa forma considerando esses aspectos na caracterização do relevo, torna-se imprescindível estudar a rede de drenagem, dada sua importância ao desenvolvimento econômico e à preservação de ecossistemas, sendo ela um espaço de gestão, onde se geram informações que auxiliam no planejamento territorial do espaço geográfico, sabendo-se que as marcas dos processos estruturais ou climáticos que configuram uma rede de canais fluviais podem ser quantificadas e qualificadas seguindo alguns critérios matemáticos e morfológicos. Segundo Guerra e Guerra (2008), a análise do traçado das drenagens fluviais em cartas topográficas pode revelar, em parte, a estrutura e natureza das rochas, bem como a própria tectônica.

4.1.3 Padrões de drenagem

Uma área composta por um conjunto de canais interligados configura uma rede de drenagem. A rede de drenagem deve ser representada criteriosamente, pois o estudo dos padrões de drenagem na análise geomorfológica possibilita a compreensão de compartimentos morfoestruturais distintos, uma vez que rede hidrográfica define a dimensão e orientação dos *landforms* (PIRES NETO, 1991). O padrão de drenagem observado a partir da geometria dos canais possui algumas características básicas, que são definidas por fatores endógenos e exógenos, e apresentam as seguintes peculiaridades:

a) Padrão dendrítico

De acordo com Christofolletti (1980), Argento (2007) e Riccomini et al. (2009), a drenagem dendrítica, também conhecida como arborescente, possui um padrão que se assemelha aos galhos de uma árvore (Figura 17). Esse padrão é mais comum em rochas estratificadas horizontais ou, ainda, que apresentem resistência uniforme. Outra característica dessa drenagem que merece ser anotada é com relação à presença de confluências de ângulos retos e capturas de drenagem dentro do arranjo. Tais feições, em geral, estão diretamente relacionadas a processos tectônicos em rochas resistentes e/ou sedimentares geralmente horizontais.

Figura 17 – Padrão de drenagem dendrítica

Fonte: Adaptado de Grotzinger e Jordan (2013).

b) Padrão retangular

A drenagem retangular apresenta condicionantes estruturais e tectônicos que dão origem a arranjos de canais com ângulos retos de aspecto ortogonal, tanto nos canais principais como nos tributários (Figura 18). Esse padrão também tem seu arranjo diretamente associado à influência de juntas, diáclases e situações específicas à composição de diferentes camadas horizontais homoclinais (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Figura 18 – Padrão de drenagem retangular

Fonte: Adaptado de Grotzinger e Jordan (2013).

c) Padrão em treliça

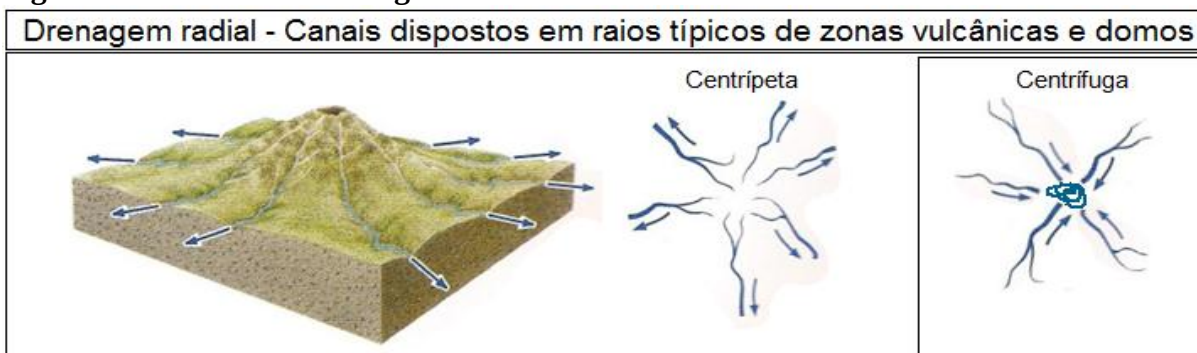
No padrão em treliça, a drenagem também exibe um padrão retangular, todavia com tributários paralelos entre si, comuns de áreas com substratos compostos por rochas mais ou menos resistentes e em zonas basculadas. Nessa drenagem, observa-se um nítido controle estrutural na rede, podendo ser percebido na dinâmica de entalhe dos canais paralelos sobre estruturas inclinadas, falhadas e cristas anticlinais, cujas variações nos canais sempre se dão por ângulos retos (Figura 19).

Figura 19 - Padrão de drenagem treliça

Fonte: adaptado de Grotzinger e Jordan (2013).

d) Padrão radial

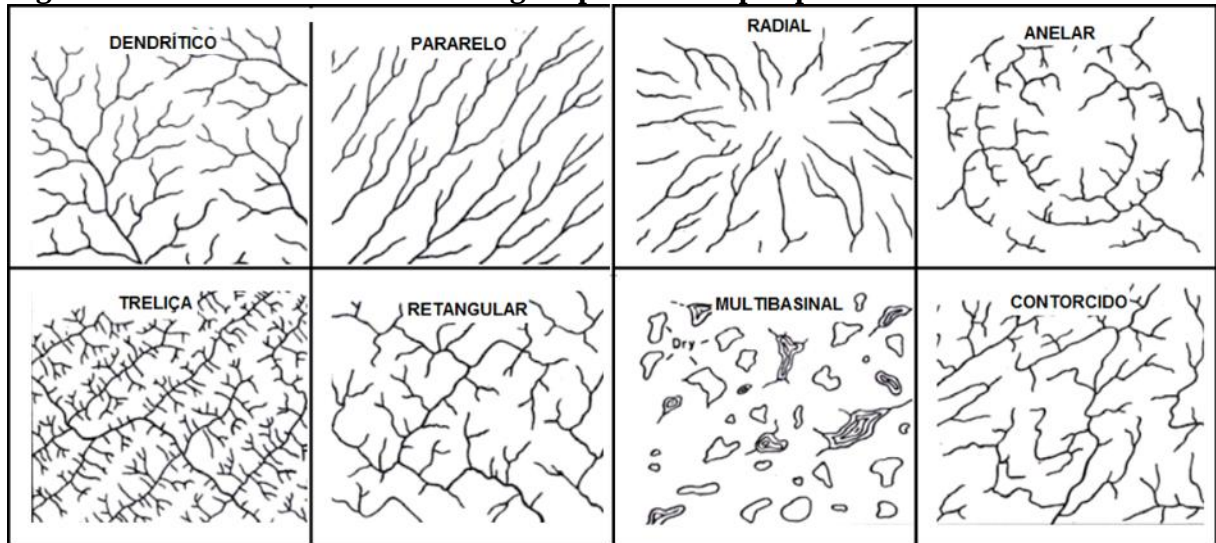
A drenagem radial é caracterizada em ambientes com embasamento e estruturas distintas que têm como similaridade o fato de que o sistema se dispõe numa rede cujas nascentes convergem, em alguns casos, para um ponto em comum no centro, e em outros nascem próximos de um ponto e irradiam para várias direções (Figura 20). Esses padrões são típicos de superfícies isoladas, como: depressões topográficas, crateras vulcânicas, vulcões, domos, morros, *inselbergs* e formas semelhantes, cujos fluxos podem seguir direções centrípetas ou centrífugas.

Figura 20 – Padrão de drenagem radial

Fonte: Adaptado de Grotzinger e Jordan (2013).

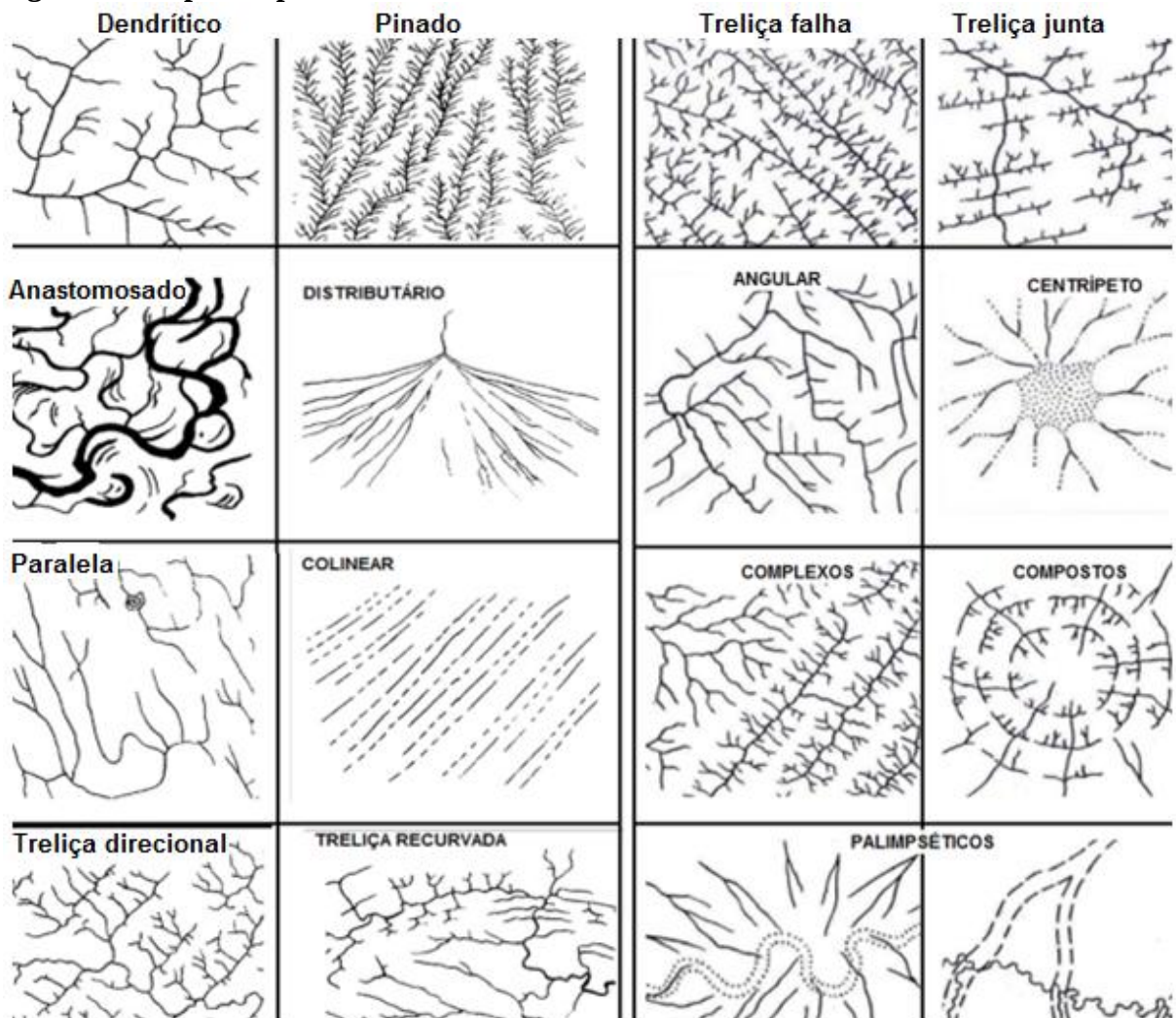
É importante destacar que os padrões básicos supracitados podem, em casos particulares, em virtude do tipo de processo e de terreno, apresentar algumas modificações em sua estrutura. Howard (1967) descreveu essas modificações, detalhando os “padrões modificados” presentes no ordenamento das redes de drenagem, considerando, em seu estudo, que a análise desses padrões é uma ferramenta útil à interpretação do relevo e dos processos estruturais. A terminologia apresentada por ele inclui os padrões básicos de drenagem (Figura 21) e as principais modificações neles (Figura 22).

Figura 21 - Padrões básicos de drenagens produzidas por processos estruturais



Fonte: Howard (1967).

Figura 22 - Tipos de padrões modificados



Fonte: Howard (1967).

O padrão subdendrítico apresenta o canal principal com tributários que se estendem horizontalmente com presença de variações sutis do dendrítico. Esse padrão está associado ao controle topográfico estrutural tênue ou insignificante, com substrato rochoso homogêneo.

O padrão pinado apresenta canais consequentes com junções em ângulos agudos e tributários geralmente espaçados e paralelos. O padrão é em forma de pena ou copa de árvore. Há controle por declives uniformes do canal principal, que se projetam em rochas homogêneas.

O anastomosado apresenta entrelaçamento de canais tortuosos, lamacentos e pantanosos. São comuns em planícies de inundação, deltas e pântanos de maré.

No canal distributário, os tributários divergem de um canal principal, estando geralmente associado às formas de leques aluviais e deltas.

O padrão angular traz junções que formam ângulos agudos ou obtusos ao invés de retos, curvas em ângulo agudo e tributário com curso contrário ao gradiente do vale. Projeta-se em substrato de rochas ígneas ou metamórficas intensamente falhadas, com intercessão de sistemas de falhas e juntas nem sempre em ângulo reto.

Na drenagem treliça direcional, a direção dominante é controlada pela estrutura ou litologia. Os tributários em um lado são mais longos que no outro, e estão possivelmente associados a falhas, juntas ou planos de fraquezas paralelas.

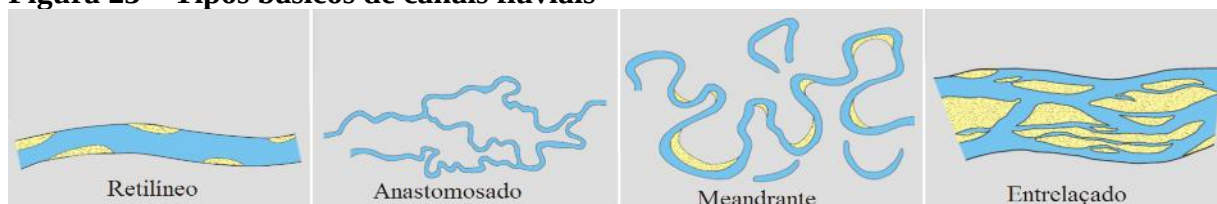
A drenagem em treliça junta está associada a falhas e/ou juntas retilíneas e paralelas.

Na treliça falha, o espaçamento entre os canais paralelos é mais largo que na treliça típico. Os ramos são convergentes e divergentes, e são controlados por falhas ou planos de fraqueza paralelos que, nesse caso, podem estar associados a grábens e *horsts* alternados ou uma sucessão de riftes paralelos.

A treliça recurvada é caracterizada por curvas acentuadas ao redor de “narizes” de dobras. Já a drenagem subtreliça está associada a formas de relevo alongadas e paralelas e continuidade de drenagem dominante.

Riccomini et al. (2009) apresentaram outras feições básicas dos canais fluviais que devem ser consideradas na caracterização da rede hidrográfica, e definiram os tipos básicos de canais fluviais como: retilíneo, meandrante, anastomosado e entrelaçado (Figura 23).

Figura 23 – Tipos básicos de canais fluviais



Fonte: Riccomini et al. (2009).

Os canais retilíneos são geralmente curtos e mantêm o traçado sem apresentar desvios na forma, com exceção dos trechos com inflexões bruscas. De acordo com Christofolletti (1980), os canais retos são raros na natureza, e para defini-los é importante considerar que sua extensão represente dez vezes a largura do canal. Esses canais situam-se mais comumente em altos e médios cursos, todavia sua presença também é percebida em planícies de restingas e deltaicas controladas por cordões arenosos. A presença dos canais retos numa bacia é um indício conspícuo de falhas ou diáclases que fraturam e mudam os cursos da drenagem definindo assimetrias, inflexões e retilineidade, condicionando a drenagem de ambientes morfotectônicos.

Os canais meandantes, formam curvas sinuosas ou acentuadas projetando-se sobre planícies aluviais, com presença de vegetação ciliar (quando preservada) e cujas margens transbordam e sofrem variações fisiográficas, principalmente nos períodos de cheia. Os meandros mudam de traçado devido às variações de maior ou menor energia fluvial no canal. Suas curvas sinuosas apresentam semelhanças, e o trabalho nas margens se dá de forma distinta, escavando nos trechos côncavos, acumulando nos pontos convexos. Entre as condições fundamentais para um traçado de rio meandrântico, está à presença de arcabouço sedimentar (CUNHA, 2007; CRISTOFOLETTI 1980).

Os canais em meandros são aqueles que possuem o maior número de terminologias e categorias, podendo ser descritos como meandros: regulares, irregulares, tortuosos, sinuosos, abandonados, entre outros, cujas categorias são definidas em função dos tipos dos vales onde eles se projetam, podendo ser definidos como meandro divagante ou de planície aluvial. Christofolletti (1980) comenta que canais em meandros não são meros caprichos da natureza e sim resultado do esforço do rio em busca do seu estado de equilíbrio. Os meandros são mais frequentes nos baixos cursos fluviais, onde os meandramentos se instalam em quase todo tipo de planície de inundação.

Os canais anastomosados têm sua gênese atrelada às condições especiais de deposição de carga sedimentar no leito de rios cujos trabalhos não têm competência para transportar material grosseiro até seu nível de base final, formando obstáculos naturais e ramificações (em barras arenosas) de canais rasos, desordenados e espalhados ao longo do curso fluvial. Nos canais anastomosados, é comum a presença de grande volume de carga de fundo, que dá origem a bancos assimétricos de detritos que, durante as cheias, ficam quase sempre submersos. Esse padrão de drenagem bem exemplifica a relação entre o débito, a carga detrítica e os mecanismos de transporte (KNIGHTON; NANSON, 1993).

De acordo com Christofolletti (1980), as variações do fluxo fluvial podem levar ao estabelecimento do padrão anastomosado, e espelham as condições climáticas locais, a natureza do substrato, a cobertura vegetal e o gradiente. Esse tipo de canal também se projeta em ambientes com nuances topográficas típicas de regiões próximas a leques aluviais, deltaicos e escapas de falhas.

Os canais entrelaçados são mais comuns em ambientes secos, onde a vegetação é pouco existente. Canais entrelaçados se desenvolvem por seleção, à medida que a correnteza vai depositando o material de frações granulométricas que não pode transportar. A diminuição progressiva da declividade leva à menor granulométrica do material que compõe a carga de fundo. Quando a correnteza não é eficaz para transportar toda a carga fornecida ao rio, os processos de deposição progressiva e generalizada de sedimentos no leito poderão ocorrer sem necessariamente acarretar a formação de canais entrelaçados (KNIGHTON, 1998).

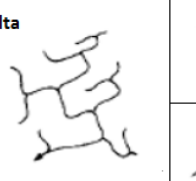
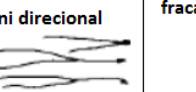
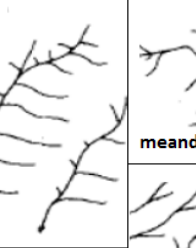
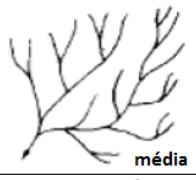
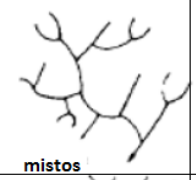
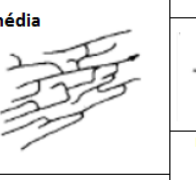
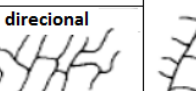
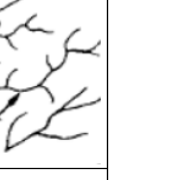
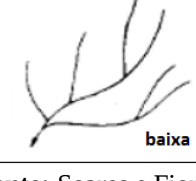
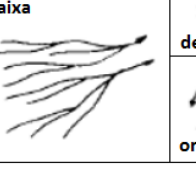
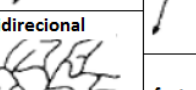
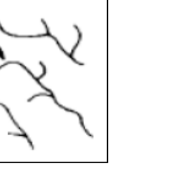
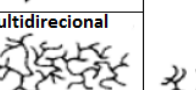
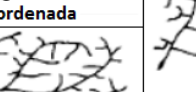
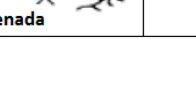
O acúmulo de material de fundo promove o desenvolvimento de barras que obstruem e ramifica a corrente, sendo esse processo facilitado quando as margens são erodíveis facilmente, com consequente aumento do suprimento detrítico (MIALL, 1981 apud RICCOMINI; COIMBRA, 1993).

4.2 AVALIAÇÃO QUALITATIVA DE REDES DE DRENAGEM

Um método qualitativo bastante utilizado para análise de redes de drenagem foi proposto por Soares e Fiori (1976), que consideram como propriedades importantes numa análise: a densidade (textura que varia de alta a baixa); a sinuosidade (canais curvos e mistos); a angularidade (refere-se ao ângulo de confluência dos elementos de drenagem); a tropia (propriedade dos elementos de drenagem que se desenvolvem segundo uma direção); assimetria e formas anômalas (caracterizadas pela presença de elementos com tamanho ou estrutura sistematicamente diferentes) (Figura 24).

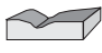
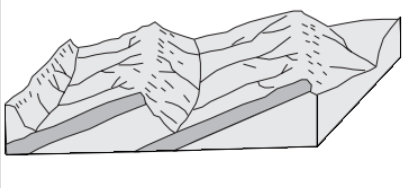
Associado a esses fatores, Mattos et al. (1982) consideram que, para interpretação morfoestrutural em rede de drenagem, deve-se considerar no terreno a interação de forças endógenas (pretérita ou recente) e exógenas, na qual é possível, por meio de análise e interpretação obtida sobre o relevo e padrão de drenagem, caracterizar zonas anômalas (Figura 25).

Figura 24 – Propriedades das drenagens

A - DENSIDADE	B - SINUOSIDADE	C - ANGULARIDADE	D - TROPIA	E - ASSIMETRIA	F - FORMAS ANÔMALAS
 alta	 curvos	 alta	 uni direcional	 fraca	 meandros isolados
 média	 mistos	 média	 bi direcional		 em arco
 baixa	 retilíneos	 baixa	 tridirecional	 forte	 cotovelo
			 multidirecional		
			 desordenada		
			 ordenada		

Fonte: Soares e Fiori (1976).

Figura 25 - Padrões anômalos nas vertentes e na drenagem

Assimetria de relevo					
Assimetria de drenagem					
	Simples incompleta	Simples completa	Ramificada simples	Ramificada completa	

Fonte: Adaptado de Mattos et al. (1982).

Outro aspecto importante a respeito das anomalias presentes numa rede de canais é apontado por Corrêa e Fonseca (2010), para os quais as anomalias, quando observadas em canais de primeira ordem, indicam influência de esforços neotectônicos em sua configuração, uma vez que os canais de primeira ordem resultam geralmente de alterações mais recentes ocorridas no relevo. Essas anomalias podem ser observadas, por exemplo, em áreas onde ocorrem padrões anelares, canais paralelos e cotovelo na rede de drenagem, que, segundo Andrades Filho (2010), são as anomalias mais comuns nos canais fluviais. De acordo com Howard (1967), a ocorrência de padrão anelar pode estar relacionada a bacias, domos e *stocks*, configurando um indício conspícuo testemunho de deformação neotectônica.

De acordo com Souza Filho et al. (1999), essas anomalias evidenciam um controle estrutural expressivo, desenvolvido por falhamentos transcorrentes. No caso particular do objeto de análise da presente pesquisa (folha Itapororocaca 1:25.000), mais precisamente na porção de ocorrência da unidade geológica da rocha Vulcânica Félsica Itapororoca, estudo

apresentado por Brito Neves et al. (2008) demonstra que a estrutura apresenta padrões típicos de atividade neotectônica, fato comprovado em análises qualitativas e morfométricas aplicadas ao padrão na rede de drenagem da folha supracitada, que demonstrou padrões do tipo: radial centrípeto, paralelo e retilíneo com ângulos expressivos.

Outra feição observada em rios da área de estudo foi a ocorrência de meandros comprimidos. De acordo com Assumpção e Marçal (2006), esse tipo de traçado presente nos rios pode estar relacionado a altos estruturais e são indicativos de um possível movimento vertical na área. Nessa perspectiva, retoma-se, aqui, as concepções de Brito Neves et al. (2004) acerca da exposição e soerguimento de rochas do TAP na margem norte do rio Mamanguape, nas proximidades da BR-101, inclusive atingindo os sedimentos da Formação Barreiras, provocando o escalonamento de blocos próximo à área de estudo.

4.3 ANÁLISE QUANTITATIVA

Nos estudos de avaliação da presença de atividade neotectônica de uma determinada área, a aplicação de parâmetros morfométricos tem conquistado destaque em muitos trabalhos, uma vez que o resultado desses índices pode corroborar substancialmente como indicador da existência de atividade neotectônica numa bacia, bem como das possíveis anomalias presentes na rede de drenagem fluvial.

Nessa perspectiva, trabalhos pioneiros, como os empreendidos por Horton (1945), Leopold e Maddock Junior (1953) e Strahler (1957), no âmbito da quantificação, representaram o início de avanços significativos nos estudos que até então se fundamentavam na perspectiva descritiva clássica. Para Florenzano (2008), uma análise quantitativa aplicada por meio de morfometria abrange variáveis pautadas em medições de: comprimento, altimetria, declividade, largura, superfície, volume, curvatura, orientação, densidade e frequência de suas formas. A quantificação dessas variáveis, quando justapostas a índices morfométricos específicos, auxilia na análise morfotectônica. Segundo Andrade Filho (2010), esses índices auxiliam na identificação de terrenos submetidos a esforços tectônicos, ressaltando-se que outras causas possam também estar envolvidas.

Concordando com a premissa supracitada, Marques (2007) afirma que os trabalhos de R. E. Horton e A. N. Strahler em direção à morfometria trouxeram uma perspectiva nova para a Geomorfologia, uma vez que possibilitou a obtenção de resultados pautados na atribuição de valores numéricos referentes à ordenação dos canais fluviais e ao estudo topográfico. Nesse

contexto, Hack (1973) já indicava as redes de drenagem como ambientes com estrutura geométrica regular nos quais é possível a descrição quantitativamente.

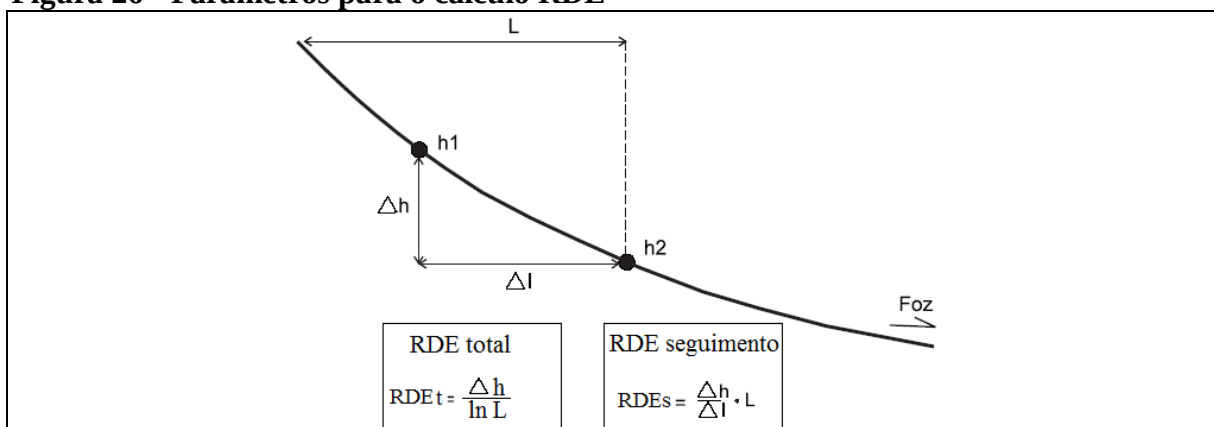
No caso específico do trabalho desenvolvido nesta pesquisa, a avaliação morfotectônica se deu por meio da aplicação dos seguintes índices: Relação Declividade-Extensão, proposto por Hack (1973); Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV), desenvolvido por Bull e McFadden (1977); Fator Assimétrico (FA), proposto por Hare e Gardner (1985); e também por meio da elaboração de perfis latitudinais e longitudinais. Vale ressaltar que, de acordo com El Hamdouni et al. (2008), grande parte dos estudos que aplicam parâmetros morfométricos nos estudos geomorfológicos obtém os valores de áreas específicas, nas quais é possível avaliar anomalias causadas por tectônica ativa no sistema fluvial.

4.3.1 Índice da Relação Declividade/Extensão (RDE)

Muitos trabalhos têm sido realizados, obtendo resultados consideráveis em diversas regiões da Terra, visando comprovar a relação da atuação tectônica na configuração dos sistemas fluviais sobre o relevo por meio do índice morfométrico de Relação Declividade/Extensão (RDE) (ETCHEBEHERE et al., 2004; FUJITA et al., 2011; TROIANI; DELLA SETA, 2008; GOLDRICK; BISHOP, 2007).

Apresentado por Hack (1973) o índice RDE recebeu denominação inicial de *Slope vs. Length* (SL) e tem sido utilizado para detecção de possíveis deformações tectônicas avaliadas a partir do resultado morfométrico extraído do perfil longitudinal do canal. De acordo com Etchebehere et al. (2006), RDE pode ser aplicado a toda a extensão da drenagem (RDE_{total} ou RDE_t), permitindo empreender uma avaliação regional de grandes áreas, ou apenas RDE de segmentos de drenagens ($RDE_{segmento}$ ou RDE_s), que tem relação mais local. Esse cálculo de análise tectônica de um sistema fluvial pode ser realizado seguindo o modelo proposto na Figura 26. Para realizar o cálculo de RDE_s , é necessário calcular o RDE_t , que é extraído a partir da relação de toda a extensão do canal e a amplitude altimétrica total (diferença entre a cota da foz e a cota da cabeceira) e o logaritmo natural de toda extensão. De acordo com Seeber e Gornitz (1983), as anomalias nos canais são definidas a partir de limites considerando $RDE_s/RDE_t = 2$ como o limiar inferior da faixa de anomalias.

Figura 26 - Parâmetros para o cálculo RDE



Nota: Os pontos h1 e h2 representam duas isoípsas subsequentes.

Fonte: Adaptado de Etchebehere et al. (2006).

Na fórmula apresentada para obtenção do RDE_t , Δh é a diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso de água (cabeceira e foz), $\ln$ representa o logaritmo natural do canal e L é a distância entre a cabeceira e a foz. De forma similar, para o RDE_s , Δh é a diferença altimétrica entre dois pontos do canal em que o índice está sendo calculado, Δl corresponde à projeção horizontal do segmento em evidência e L é o comprimento total do curso de água à montante do ponto para o qual o índice está sendo calculado.

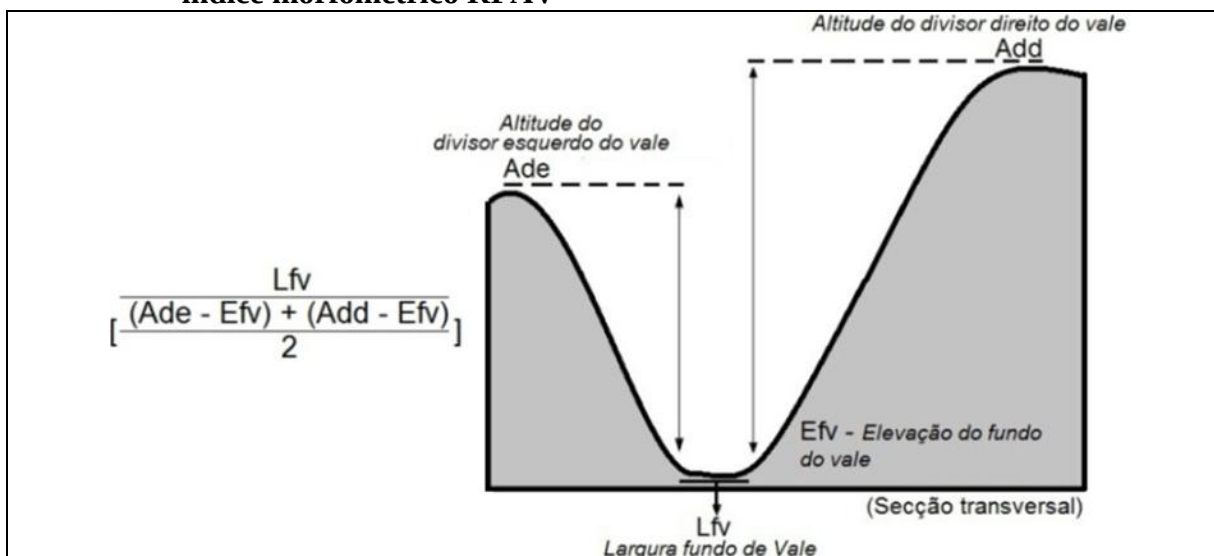
O RDE é um indicador de que possíveis mudanças na declividade do canal fluvial podem estar associadas a desembocaduras de tributários, a diferentes resistências à erosão hidráulica do substrato rochoso e/ou à atividade tectônica. Para interpretação de prováveis anomalias, os valores de RDE_s são considerados quando o RDE_t obtiver valor igual ou superior a 2 (MARTINEZ, 2005). Vale considerar, ainda, duas categorias de anomalias: (a) as de 2ª ordem, referentes aos índices obtidos compreendidos entre os valores iguais ou superiores a 2 e menor que 10; e (b) as anomalias de 1ª ordem, referentes a valores iguais ou superiores a 10 (SEBEER; GORNITZ, 1983).

De acordo com Font, Amorese e Lagarde (2010), valores obtidos por meio de RDE podem indicar as mudanças que levaram à inclinação do rio e aos desníveis topográficos ao longo de sistemas fluviais nas terras baixas, além de revelar se a drenagem é, ou não, significativamente influenciada pelo leito rochoso submetido às diferenças de erodibilidade. Para Font, Amorese e Lagarde (2010), as variações significativas nos valores RDE estão associadas com falhas nas zonas que se configuram de *landform* que sofreram possível impacto de um diferencial de levantamento tectônico.

4.3.2 Índice da Razão Fundo/Altura do Vale (RFAV)

De acordo com Bull e Macfadden (1977), alterações evidentes de projeção transversal de vales, como cânions confinados em forma de V ou vales largos em forma de U, podem ser analisadas por meio da relação da razão entre o fundo e a altura do vale. A análise dessa relação pode indicar se o vale está sendo erodido de forma mais acentuada em decorrência de alguma modificação do nível de base à jusante, provocada por atividade tectônica. Para El Hamdouni et al. (2008), os valores altos de RFAV são geralmente atribuídos a vales com forma de U e os baixos referem-se a vales em forma de V, sendo utilizados para quantificar a morfologia do canal. Já os valores baixos de RFAV indicam prováveis processos de incisão, possivelmente atrelados a soerguimentos tectônicos. A aplicação equacionaria desse índice é consideravelmente simples, e pode ser expressa conforme mostra a Figura 27.

Figura 27 – Equação matemática e método de medida para se encontrar os valores do índice morfométrico RFAV



Fonte: Adaptado de Wells et al. (1988).

O elemento V_f representa a razão entre a largura do fundo e a elevação do vale; o L_{fv} diz respeito ao valor da largura do fundo de vale; o Ade representa a altitude do interflúvio na porção esquerda do vale; o Add corresponde à altitude do interflúvio da porção direita do vale; e o Efv é o valor da média de elevação do fundo do vale (BULL; MCFADDEN, 1977; EL HAMDOUNI et al., 2008). Silva et al. (2003) afirmam que, em geral, os valores de RFAV considerados como indicadores de soerguimento e, conseqüentemente, de atividade tectônica ativa, são baixos ($<1,0$ – vales em forma de V), enquanto que valores que indicam

estabilidade tectônica, moldados principalmente pela erosão lateral, são mais altos (>1,0 – vales em forma de U). Segundo os autores, os valores de RFAV variam, dependendo do tamanho da bacia, da descarga de fluxo e do tipo de rocha, e devem ser obtidos em locais com condições geológicas semelhantes.

4.4.3 Índice Fator Assimétrico (FA)

Esse parâmetro morfométrico tem o intuito de aferir medida de assimetria, definida pela relação de canais das margens direita e esquerda do rio principal (SOUZA; ROSSETI, 2011). A expressão FA corresponde ao fator assimétrico, Ad é a área direita do rio e At corresponde à área total da bacia de drenagem, e é representada pela seguinte equação:

$$FA = 100 (Ad/At) \quad (1)$$

Para Ricón e Vegas (2000), a influência da atividade tectônica é avaliada pelo FA da seguinte forma: quanto mais próximo de 50 for o valor do FA obtido, menor será a influência de atividade tectônica e vice-versa. Seguindo essa linha, é importante observar que podem existir diversos condicionantes geológicos, como diferentes resistências impostas pela litologia, que podem deslocar o canal fluvial sem a existência de atividade tectônica.

Além disso, Andrades Filho (2010) destaca que valores de FA muito altos ou muito baixos podem indicar, respectivamente, basculamento à esquerda ou à direita da bacia hidrográfica. Segundo esse autor, intensidade da assimetria pode ser representada em três classes de valores distintos, em que as bacias hidrográficas com assimetria baixa correspondem a valores de FA entre 0 a 7, com assimetria média os valores variam entre 7 a 15 e na alta assimetria FA registra valores >15. Vale destacar, também, que a assimetria da rede de drenagem é caracterizada pela presença de elementos com tamanho ou estrutura sistematicamente diferentes, de um lado e de outro, do elemento maior. A assimetria fraca é caracterizada apenas por diferença no tamanho dos elementos, e a forte é caracterizada por diferentes tamanhos e formas (SOARES; FIORI, 1976) (Figura 28).

Figura 28 - Tipos de bacias hidrográficas com assimetria de drenagem forte e fraca

Bacia hidrográfica com assimetria forte	Bacia hidrográfica com assimetria fraca
	

Fonte: Adaptado de Soares e Fiori (1976).

5 MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO

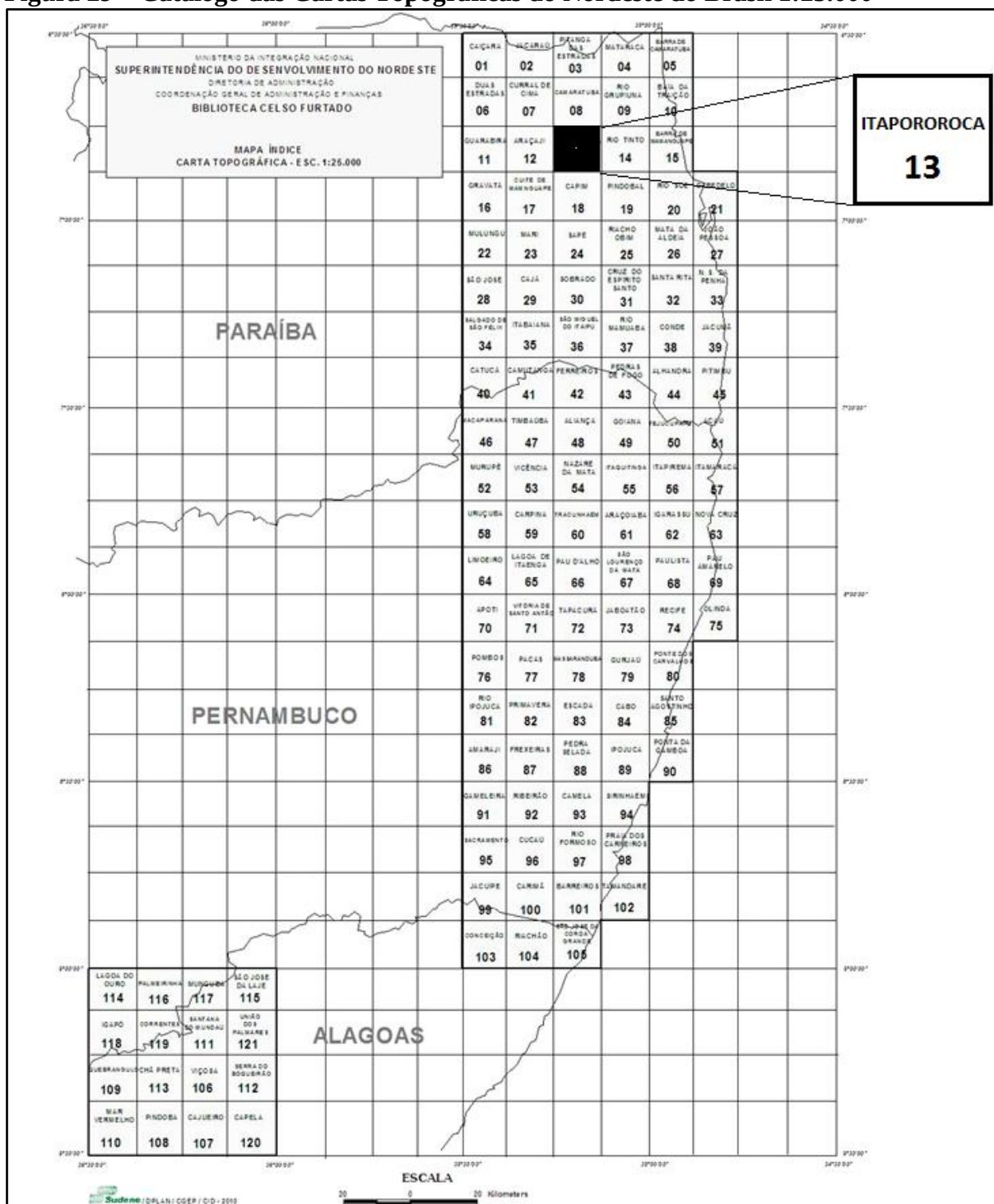
Um dos meios mais eficazes aplicados nos estudos geomorfológicos é o mapeamento do relevo para demonstração em escala de detalhe do modelado de sua estrutura, estabelecendo critérios acerca dos mecanismos que deram origem às feições geomórficas, uma vez que explicar as feições da superfície terrestre constitui o objeto de estudo da Geomorfologia (MARQUES, 2007). Seguindo-se essa linha, os mapeamentos temáticos se tornam essenciais em Geomorfologia, principalmente para o planejamento do uso e ocupação do solo, já que a espacialização e situação dos fatos permitem compreender as formas do relevo e a dinâmica dos processos (RODRIGUES; OLIVEIRA, 2007).

Nessa perspectiva, observa-se que a caracterização morfológica consiste em um meio de grande relevância para representação dos elementos geomorfológicos, pois permite representar desde a gênese do relevo e suas relações até os processos estruturais e modeladores do relevo. De acordo com Argento (2007), a metodologia do mapeamento geomorfológico deve seguir a ordenação dos fenômenos mapeados em conformidade com uma taxonomia que seja harmônica com uma escala e base cartográfica planialtimétrica adequada à proposta de trabalho pretendida.

Interessado nessa questão, Souza (2015) apontou recentemente em seus estudos que “infelizmente, devido ao déficit de mapeamentos planialtimétricos, em grandes e médias escalas, no Brasil [...], há uma dificuldade na obtenção e processamento de informações topográficas nessas escalas”. Todavia, para o autor, com o emprego das novas tecnologias e a disponibilidade de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) gratuitos, a elaboração desses mapas tem se tornado cada vez mais precisa.

Cabe aqui destacar, mais uma vez, que, no caso específico da presente pesquisa, em face da disponibilidade da base cartográfica almejada em grande escala, primou-se pela elaboração dos produtos síntese do trabalho com o emprego da folha Itapororoca (SB.25-Y-A-V-4-NO), desenvolvida pelo Serviço de Cartografia da Divisão de Recursos Naturais da Sudene (BRASIL, 1974b), na escala de 1:25.000, com equidistância entre as curvas de nível de 10 m. A folha Itapororoca integra o Catálogo das Cartas Topográficas do Nordeste do Brasil 1:25.000. O catálogo (Figura 29), também denominado de Saliente Nordestino, contempla cartas topográficas do Nordeste do Brasil, em escala 1:25.000, de partes da Paraíba, Pernambuco e Alagoas, cujo levantamento cartográfico da área se destina a elaborações de projetos, estudos e pesquisas imprescindíveis ao desenvolvimento econômico regional e setorial (BRASIL, 2013).

Figura 29 – Catálogo das Cartas Topográficas do Nordeste do Brasil 1:25.000



A respeito do trabalho com cartas topográficas, Colavite (2010) destaca que estas representam uma base de grande relevância para mapeamentos sistemáticos e desenvolvimento de pesquisas que se dediquem a análises no âmbito da Geografia e áreas afins, pois o uso dos produtos cartográficos possibilita a compreensão de diferentes fatores ambientais, como: relevo, hidrografia e uso e ocupação da terra.

Para este trabalho, utilizou-se, como critério de interpretação das unidades morfológicas e parâmetro basilar, o modelo de Ross (1992), que estabelece as unidades taxonômicas de classificação do relevo, aplicado sobre uma escala de 1:25.000. A respeito da proposta taxonômica de Ross (1992), cabe ressaltar que os setores e os processos atuantes nas vertentes só se tornam possíveis de cartografiação em escalas que variem entre 1:25.000 e 1:5.000, consideradas grandes escalas.

Para elaborar sua proposta de representação taxonômica, Ross (1992) se amparou em Walter Penck, que definiu as formas do relevo como produto da interação dos processos endógenos e exógenos, e nas concepções de J. Demek (1967) apresentadas em *Generalization of Geomorphological Maps, in Progress Made in Geomorphological Mapping*, ressaltando que Demek propôs níveis taxonômicos para cartografia de grande escala.

É importante destacar que, para uma representação cartográfica do relevo que demonstre uma gama variada de detalhes das formas existentes, deve ser feita opção por escalas grandes, por meio de imagens de satélite, fotos aéreas ou no campo, visando, assim, cartografar os fatos geomórficos.

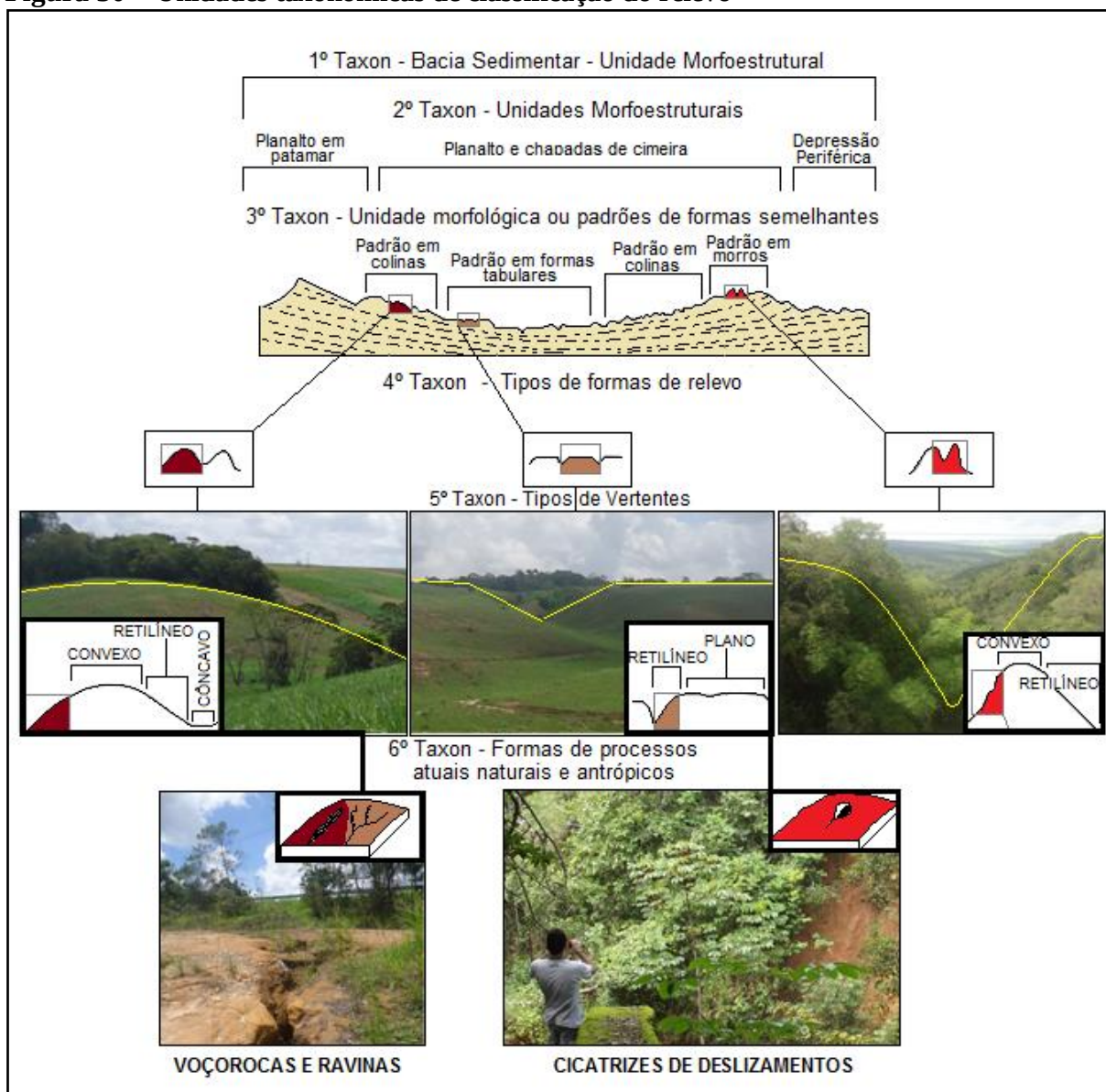
Nessa perspectiva, Ross (1992) propôs uma classificação em seis níveis taxonômicos. Seguindo essa linha metodológica, o Manual Técnico de Geomorfologia do IBGE concorda que um mapeamento geomorfológico tem como fundamento a ordenação dos fatos geomorfológicos mapeados em uma taxonomia que os hierarquiza (BRASIL, 1994). Para o referido manual, as unidades geomorfológicas são diferenciadas entre si constituindo os domínios morfológicos (Quadro 1 e Figura 30).

Quadro 1 –Taxonomia dos fatos geomorfológicos

DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS
Grandes conjuntos estruturais, que geram arranjos regionais de relevo, guardando relação de causa entre si.
REGIÕES GEOMORFOLÓGICAS
Grupamentos de unidades geomorfológicas que apresentam semelhanças resultantes de convergência de fatores de sua evolução.
UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS
Associação de formas de relevo recorrentes, geradas de uma evolução comum
TIPOS DE MODELADOS

Fonte: Brasil (1994).

Figura 30 – Unidades taxonômicas de classificação do relevo



Fonte: Adaptado de Ross (1992).

- a) **1º táxon:** os “domínios morfoestruturais” ou “unidades morfoestruturais”, na classificação de Ross (1992), correspondem aos três grandes conjuntos estruturais do globo. Nesse domínio, prevalecem estruturas geológicas de grande aptidão, cuja história e idade são mais antigas do que as unidades morfoesculturais esculpidas no seu interior. São exemplos: grandes cadeias dobradas, estruturas falhadas, maciços intrusivos, cadeias de montanhas, bacias intermontanas, planaltos, depressões etc. (GERASIMOV; MESCHERIKOV, 1968 apud BEZERRA, 1996).
- b) **2º táxon:** as unidades morfoesculturais, para Ross (1992), relacionam-se com os processos erosivos ou denudacionais do Cenozoico, caracterizadas pelas formas resultantes dos processos exógenos e endógenos. Resultam num conjunto de unidades

geomorfológicas que apresentam semelhanças, resultantes da convergência de fatores de sua evolução, em que as condições geológicas das formas permanecem, todavia, essencialmente ligadas aos fatores climáticos atuais ou pretéritos (BARBOSA et al., 1984).

- c) **3º táxon:** refere-se às unidades morfológicas (ROSS, 1992) ou sistemas de relevo cujos padrões e formas observadas em imagens aéreas mostram o mesmo aspecto fisionômico quanto à rugosidade topográfica ou dissecação do relevo. Nesse táxon, é observado o comportamento da drenagem na qual os padrões e anomalias são tomados como referencial para indicar as relações entre os ambientes climáticos atuais ou passados e as condicionantes litológicas ou tectônicas.
- d) **4º táxon:** os tipos de formas de relevo (ROSS, 1992) referem-se distintamente a cada uma das formas de relevo nas quais estão agrupados modelados de formas distintas: estrutural, erosiva, de dissecação e acumulação (morros, colinas, tabuleiros, vales, entre outros).
- e) **5º táxon:** refere-se aos tipos de vertentes ou setores das vertentes contidas em cada uma das formas, ou seja, convexas, côncavas, retilíneas, planas etc. São dimensões menores individualizadas do relevo, em que são geneticamente distintas cada tipologia de forma de uma vertente, e cada um dos setores dessa vertente também pode apresentar características geométricas, genéticas e dinâmicas diferentes (ROSS, 1992). De acordo com Ross (1992), as representações desse táxon são indicadas para escalas maiores, como 1:25.000.
- f) **6º táxon:** de acordo com Ross (1992), são formas de processos atuais e se refere a formas de relevo ainda menores, geradas ao longo das vertentes por processos geomórficos e antropogênicos que produzem sulcos, ravinas, voçorocas, cicatrizes de deslizamentos e processos semelhantes, e intervenções antropogênicas, como assoreamentos, aterros, bancos de deposição fluvial, dentre outros.

Essas unidades expressas por meio dos táxons são apresentadas no mapa geomorfológico mediante de um conjunto de letras maiúsculas e minúsculas. As letras maiúsculas indicam se os padrões se formaram por denudação (representado pela letra D) ou por agradação (representado pela letra A), e as minúsculas representam as formas geradas, por exemplo: Dt (forma com topo tabular) ou Apf (formas de planície fluvial) (Quadro 2).

Quadro 2 – Padrões de formas do relevo

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

Fonte: Ross (1992).

Os padrões propostos por Ross (1992) foram adaptados com algumas alterações por Furrier (2007), que aplicou mudanças em algumas nomenclaturas em face de alguns detalhes de representação necessários às escalas de 1:100.000. Essas mudanças foram feitas por meio da incorporação da denominação das formas de terraços e planícies marinhas (Atpm), formas de depósitos de colúvio, planície e terraço fluvial (Acptf) e formas de depósitos de colúvio e terraço fluvial (Actf). Outra mudança incrementada aos padrões de relevo seguindo a mesma perspectiva foi aplicada por Silva (2014), que, ao utilizar a escala de 1:25.000, acrescentou o termo (Atpf) para formas de terraços e planícies fluviais presentes nas margens dos rios Mamanguape e Araçagi, uma vez que a escala adotada e a espacialização dos padrões no terreno não permitem a representação da planície fluvial e dos terraços fluviais separadamente.

Para Ross (1992), esses padrões são caracterizados por apresentarem diferentes intensidades de dissecação do relevo (entre 11 para muito fraco e 55 para muito forte), provocadas pela ação da rede de canais. O índice de dissecação do relevo deve levar em consideração o entalhamento médio dos vales (classes) e a dimensão interfluvial média (classes) (Tabela 1).

Tabela 1 – Matriz dos índices de dissecação do relevo

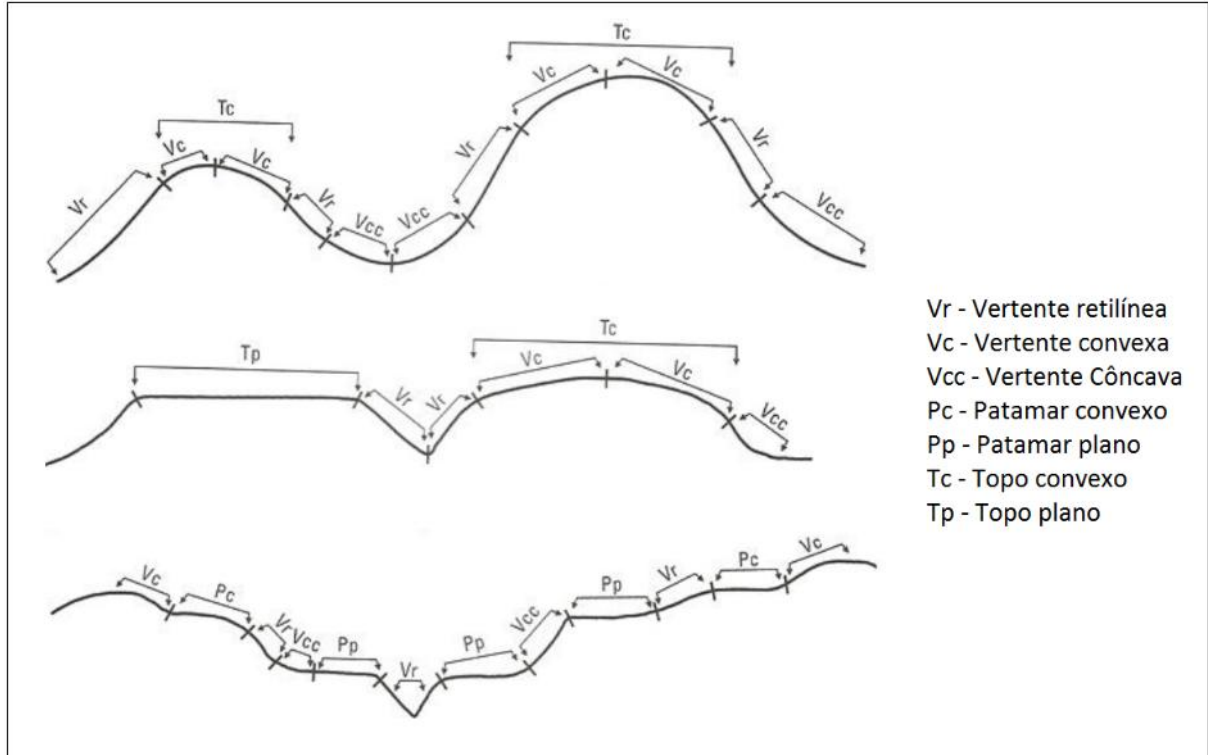
Classes de entalhamento médio dos vales	Classes de dimensão interfluvial média				
	Muito grande (1) > 1.500 m	Grande (2) 1.400 a 700 m	Média (3) 700 a 300 m	Pequena (4) 300 a 100 m	Muito pequena (5) < 10 m
Muito fraco (1) < 20 m	11	12	13	14	15
Fraco (2) 20 a 40 m	21	22	23	24	25
Médio (3) 40 a 80 m	31	32	33	34	35
Forte (4) 80 a 160 m	41	43	43	44	45
Muito forte (5) > 160 m	51	52	53	54	55

Fonte: Elaboração própria.

Já para a avaliação das vertentes, Ross e Fierz (2009) propõem que elas são indicadas por seus diversos setores que demonstram características genéticas próprias, as quais eles

esquematizaram como: escarpado (Ve), convexo (Vc), retilíneo (Vr), côncavo (Vcc), em patamares planos (Vpp), em patamares inclinados (Vpi), topos convexos (Tc), topos planos (Tp), entre outros (Figura 31).

Figura 31 – Representação esquemática de vertentes e seus diferentes setores



Fonte: Ross e Fierz (2009).

6 PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS

Conforme já destacado anteriormente, a análise empreendida por esta pesquisa amparou-se fundamentalmente na elaboração dos seguintes produtos cartográficos: mapa geológico e cartas hipsométrica, clinográfica e geomorfológica. Além disso, também se confeccionaram: o Modelo Digital de Elevação (MDE), o mapa das anomalias da rede de drenagem e os perfis longitudinais e latitudinais do relevo. Organizaram-se todos esses produtos a partir de dados extraídos da carta topográfica Itapororoca 1:25.000 (SB.25-Y-A-V-4-NO) na escala de 1:25.000. Para tanto, foi necessária a digitalização da carta em formato *Joint Photographic Experts Group* (JPEG), por meio de escâner, sobre a qual se vetorizaram os seguintes elementos: curva de nível, hidrografia, pontos cotados, malha rodoviária e limites administrativos. Primeiramente, após a digitalização, realizou-se o alinhamento da imagem a se vetorizar. Optou-se pela vetorização da carta topográfica 1:25.000 por ela apresentar curvas de nível na equidistância de 10 m, o que resulta em um melhor detalhamento das formas do relevo.

O próximo passo consistiu na vetorização dos elementos dessa carta manualmente, seguindo critérios apresentados por Barbosa e Furrier (2012), quando colocam que a vetorização manual permite ao operador ter total controle sobre o traçado estabelecido com o *mouse*, possibilitando, assim, a obtenção de dados mais precisos. Essa operação permitiu a transformação do arquivo *raster* digitalizado em vetores, que foram inseridos em *softwares* específicos, onde se fizeram os cálculos que deram origem ao material cartográfico.

Executou-se a vetorização em um sistema de *Computer-Aided Design* (CAD), visando traçar contornos mais suavizados e bem delineados, que possibilitassem uma representação temática do senso de profundidade necessário à compreensão das pretensões cartográficas do trabalho. Para padronização dos produtos cartográficos, definiram-se a projeção e o *datum* a se trabalhar, assim como os atributos a se considerar para a representação. Como projeção cartográfica, optou-se por trabalhar com a *Universal Transversa de Mercator* (UTM) e *Datum* Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas (Sirgas) 2000, zona 25S.

Após a obtenção dos arquivos vetoriais, iniciou-se a fase de georreferenciação em um ambiente SIG e, em seguida, passou-se por um trabalho de edição para correção de pequenos erros cometidos no processo de vetorização. Feito isso, uniram-se e posteriormente recortaram-se os arquivos, restando apenas os dados da área selecionada para o trabalho. De posse dessas informações, teve início a elaboração dos mapas por meio do levantamento dos dados cartográficos preliminares.

6.1 ELABORAÇÃO DA CARTA HIPSOMÉTRICA

A carta hipsométrica elaborada com a ajuda do *software* Qgis 2.6.1 atribuiu intervalos aos valores das curvas de nível (isoípsas). Na primeira cota, inseriu-se o valor de 10 m, para destacar as planícies, os terraços fluviais e os pontos menos elevados da carta. Posteriormente, inseriram-se valores em intervalos fixos de 20 m, até atingir o valor máximo de 200 m. O segundo passo foi a geração de uma imagem *raster*, por meio das isoípsas. A sobreposição das curvas e da imagem *raster* proporcionou a elaboração do modelo hipsométrico.

6.2 ELABORAÇÃO DO MAPA GEOLÓGICO

O passo seguinte foi a confecção do mapa geológico. Para elaboração de produto cartográfico, associou-se a geologia à hipsometria da área, na qual se atribuiu cinco classes geológicas, adaptadas conforme mapa geológico do estado da Paraíba 1:500.000 (SANTOS; FERREIRA; SILVA JÚNIOR, 2002). Definidas as classes a se representar, iniciou-se a vetorização do zoneamento dos domínios geológicos por meio do modelo vetorial poligonal. Nesse momento, a sobreposição das curvas e da imagem *raster*, feita para elaboração da hipsometria, contribuiu para a delimitação do zoneamento das unidades geológicas apresentadas no mapeamento geológico da área.

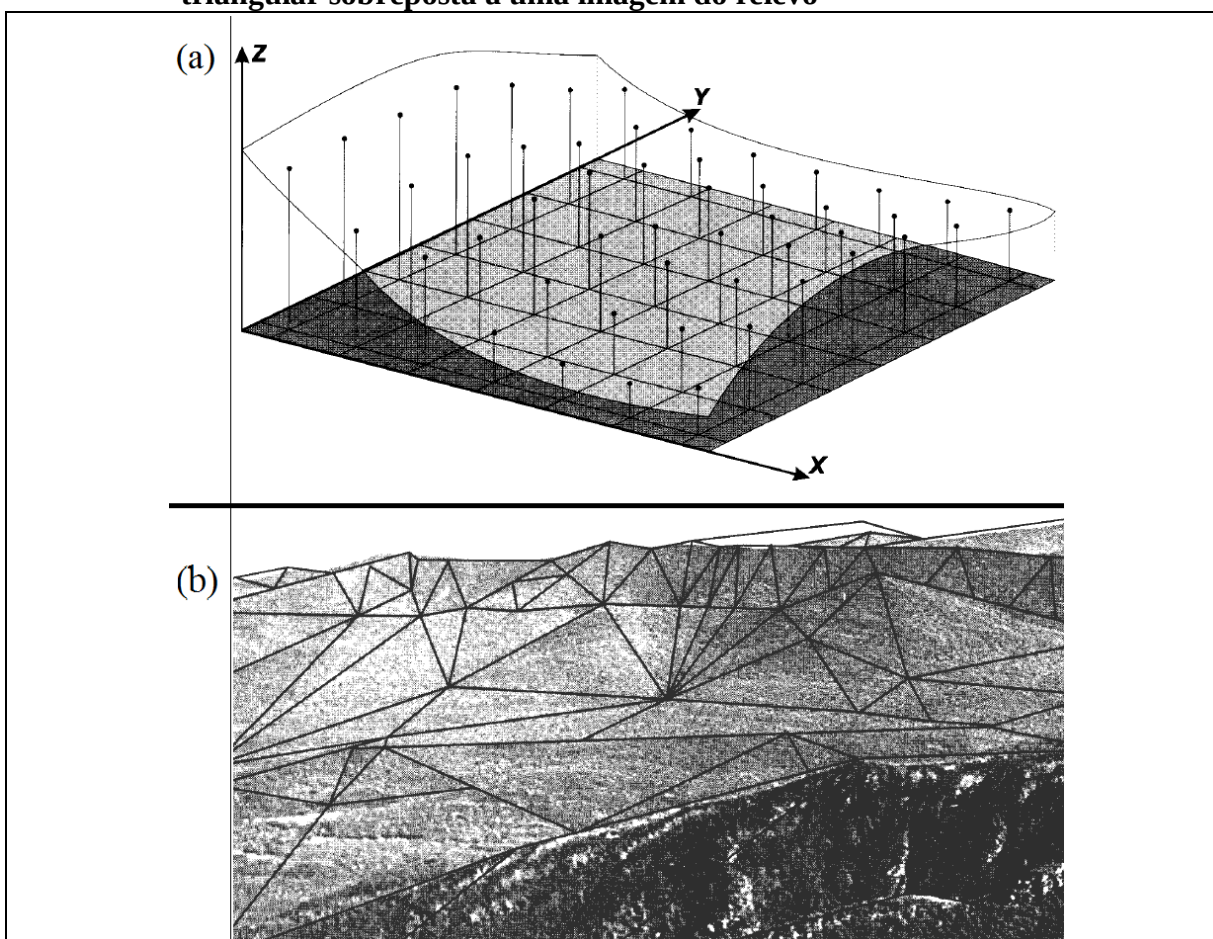
6.3 ELABORAÇÃO DO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO

A elaboração de MDEs consiste no armazenamento de cotas altimétricas em arquivo digital estruturado em linhas e colunas (VALERIANO; CARVALHO JÚNIOR, 2003; VALERIANO, 2008). Essas expressões fazem referência à aquisição, ao processamento e à utilização de dados digitais para a elaboração de modelos que representem, graficamente, o relevo da superfície terrestre (ASPIAZÚ; ALVES; VALENTE, 1990). Esses modelos são de grande utilidade no planejamento de diversas atividades, como: agrícolas, obras de engenharia, planejamento ambiental, entre outras.

Para a confecção do MDE, observou-se a técnica de representação geométrica bidimensional para formas tridimensionais. Nesse momento, foi necessário utilizar as cotas altimétricas para que a triangulação ocorresse com maior precisão. De acordo com Chaves (2002), a partir do MDE, podem-se obter informações qualitativas do terreno, mediante visualizações planares, e informações quantitativas da superfície, como o cálculo da declividade e da orientação de vertentes.

O MDE permite representar as diferenciações do relevo de duas formas: por meio de modelos de interpolação de distribuição regular (*raster*), que é apresentado em formato bidimensional, mediante a consideração dos dados inseridos, que serão posteriormente distribuídos entre x e y (localização geográfica) (Figura 32a); e por meio de modelos de interpolação de distribuição irregular (*triangular irregular network (TIN)*), nos quais se pode gerar modelos tridimensionais do terreno mediante a espacialização de z (elevação) em x, y. Esses elementos são ligados por linhas que formam triângulos de facetas interconectadas não sobrepostas e de tamanho irregular (Figura 32b)

Figura 32 - (a) Representação esquemática da porção de uma superfície e uma matriz regular (células quadradas) correspondente; (b) Modelo da rede irregular triangular sobreposta a uma imagem do relevo



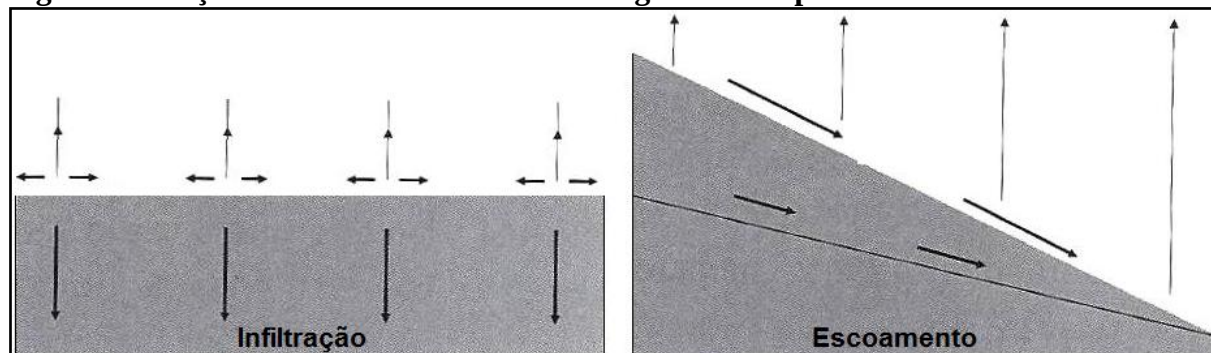
Fonte: (a) Namikawa (1995 apud CHAVES, 2002); (b) Chrisman (1995 apud CHAVES, 2002).

6.4 ELABORAÇÃO DA CARTA DE DECLIVIDADE

A elaboração da carta de declividade é o ângulo de inclinação da superfície local em relação ao plano horizontal, e pode ser representada em graus ou porcentagem característica

que incide diretamente na influência no processo de infiltração e escoamento das águas pluviais e fluviais que pode promover alterações nas vertentes (VALERIANO, 2008) (Figura 33). A análise de declividades permite determinar as condições de acesso a regiões potencialmente aptas para alguma finalidade, como, por exemplo, a agricultura (ASPIAZÚ; ALVES; VALENTE, 1990).

Figura 33 – Ação da declividade sobre a hidrografia de superfície



Fonte: Florenzano (2008).

A geração a partir da grade triangular utilizou os planos de informações (PIs), amostra, grades, TIN e imagem. O tamanho do *pixel* utilizado nesta pesquisa na geração da carta clinográfica foi 5, pois, segundo Barbosa, Lima e Furrier (2013), com esse valor pode-se obter um produto com uma boa visualização para escala de trabalho adotada (1:25.000).

Para definição das classes, aplicaram-se as classes da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa) (BRASIL, 2006) em substituição às classes estabelecidas pelo antigo Código Florestal brasileiro. As novas classes vigentes qualificam condições de declividade, comprimento de encostas e configuração superficial dos terrenos, que afetam as formas de modelado (formas topográficas) de áreas de ocorrência das unidades de solo. De acordo com os critérios da Embrapa, empregam-se as classes para prover informação sobre praticabilidade de emprego de equipamentos agrícolas, mormente os mecanizados, e facilitar inferências sobre suscetibilidade dos solos à erosão (BRASIL, 2006). Reconhecem-se as seguintes classes de relevo:

- a) **Plano:** superfície de topografia esbatida ou horizontal, onde os desnivelamentos são muito pequenos, com declividades variáveis de 0 a 3%.
- b) **Suave ondulado:** superfície de topografia pouco movimentada, constituída por conjunto de colinas e/ou outeiros (elevações de altitudes relativas até 50m e de 50 a

100m, respectivamente), apresentando declives suaves, predominantemente variáveis de 3 a 8%.

- c) **Ondulado:** superfície de topografia pouco movimentada, constituída por conjunto de colinas e/ou outeiros, apresentando declives moderados, predominantemente variáveis de 8 a 20%.
- d) **Forte ondulado:** superfície de topografia movimentada, formada por outeiros e/ou morros (elevações de 50 a 100m e de 100 a 200m de altitudes relativas, respectivamente) e raramente colinas, com declives fortes, predominantemente variáveis de 20 a 45%.
- e) **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 variáveis de 45 a 75%.
- f) **Escarpado:** áreas com predomínio de formas abruptas, compreendendo superfícies muito íngremes e escarpamentos, tais como: aparados, itaimbés, frentes de cuestras, falésias, vertentes de declives muito fortes, usualmente ultrapassando 75%.

6.5 ELABORAÇÃO DA CARTA GEOMORFOLÓGICA

Elaborou-se a carta geomorfológica da área de estudo considerando a metodologia proposta por Ross (1992) e adaptada por Furrier (2007), a partir da base cartográfica compreendida pela folha Itapororoca 1:25.000, do mapa geológico do estado da Paraíba (SANTOS; FERREIRA; SILVA JÚNIOR, 2002) e das cartas hipsométrica e clinográfica e do MDE gerados, sobre os quais foi possível definir os seus respectivos táxons.

No primeiro táxon, que define as morfoestruturas, consideram-se as informações geológicas apresentadas por Santos, Ferreira e Silva Júnior (2002). Nesse sentido, estabeleceram-se morfoestruturas de acumulação e denudação, que representam diferentes níveis de resistência aos desgastes erosivos próprios da composição litológica de cada unidade geológica. A partir daí, convencionou-se designar as morfoestruturas observadas de sedimentos quaternários: (a) Aluviões, para designar a região de acumulação de sedimentos do rio Mamanguape e a zona de confluência (margem esquerda) dele com o baixo curso do rio Seco e dos riachos Leite Mirim, Mata Fome e da Pedra, além dos tributários que se projetam em toda extensão da margem direita do rio Mamanguape; (b) Formação Barreiras, para designar região denudacional com estratificações tabulares dissecadas; (c) Rocha

Vulcânica Félsica Itapororoca, referindo-se à unidade félsica presente na região noroeste da área de estudo; e (d) TAP, para representar as rochas graníticas e gnáissicas pertencentes ao terreno tecnoestratigráfico Alto Pajeú.

Delimitou-se o segundo táxon, a morfoescultura, da observação das morfoestruturas dominantes no relevo da área. Para tanto, realizaram-se expedições de campo e consultas ao recorte geológico da área de estudo, à carta topográfica, à carta hipsométrica e ao MDE. A partir dessa análise, subdividiu-se cada morfoestrutura nas seguintes morfoesculturas:

- a) Aluviões:** Planícies e Terraços Fluviais;
- b) Formação Barreiras:** Baixos Tabuleiros Costeiros
- c) Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca:** Alto Félsico Itapororoca; e
- d) TAP:** Depressão Sublitorânea.

Para delimitação dos padrões de formas do relevo definidos no terceiro táxon (formas de acumulação e denudação), observaram-se as informações contidas na carta clinográfica, no mapa geológico, na carta topográfica Araçaji (BRASIL, 1974a), no MDE, bem como as informações de campo. Dessa forma, foi possível estabelecer as formas dominantes em cada setor da área de estudo.

No quarto táxon, definiram-se os tipos de formas de relevo considerando as informações encontradas no terceiro táxon e no índice de dissecação do relevo. Dessa forma, cada tipo de forma do relevo se estabeleceu pela sua dimensão e altimetria. Para se obter o índice de dissecação de cada área, considera-se o entalhamento médio do vale do canal principal da bacia de drenagem e a sua respectiva dimensão interfluvial. Para obtenção do índice de dissecação, traçaram-se manualmente, sobre a carta topográfica, perfis dos canais fluviais presentes na área de estudo e, posteriormente, calcularam-se os respectivos valores referentes aos entalhamentos dos vales, a partir das curvas de nível, e às dimensões interfluviais, considerando-se o tamanho em centímetro de cada perfil traçado.

Os valores correspondentes ao entalhamento médio do vale variam entre <20 m, considerado como muito fraco (representado pelo número 1) e >160 m, que é tido como muito forte (representado pelo número 5). Já os valores correspondentes à dimensão interfluvial média estão distribuídos entre muito grande (>1500 m, representado pelo número 1) e muito pequena (<100 m, representado pelo número 5). A aplicação desse procedimento permitiu delimitar as formas do relevo que configuram um relevo caracterizado por colinas, morros,

formas tabulares, entre outros, os quais se definiram no quarto táxon como formas tabulares (Dt 51 e 41); formas convexas (Dc 31 e 32).

6.6 APLICAÇÃO DOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

6.6.1 Índice Relação Declividade-Extensão (RDE)

A aplicação do RDE foi estabelecida partir do produto extraído da vetorização da hidrografia da carta topográfica. Com a drenagem vetorizada, foi possível escolher os canais mais representativos para aplicar o RDE. Escolheram-se os seguimentos para aplicar o RDE_s de forma subjetiva e aleatória, como sugerem McKeown et al. (1988). A escolha dos canais para aplicação do RDE_t e o RDE_s se deu, excepcionalmente, entre os canais que apresentam maior diferença altimétrica entre a cabeceira e a foz, visualizada a partir das curvas de nível na carta topográfica, e, também, entre aqueles em que a rede de drenagem e a geomorfologia se comportam de forma diferenciada.

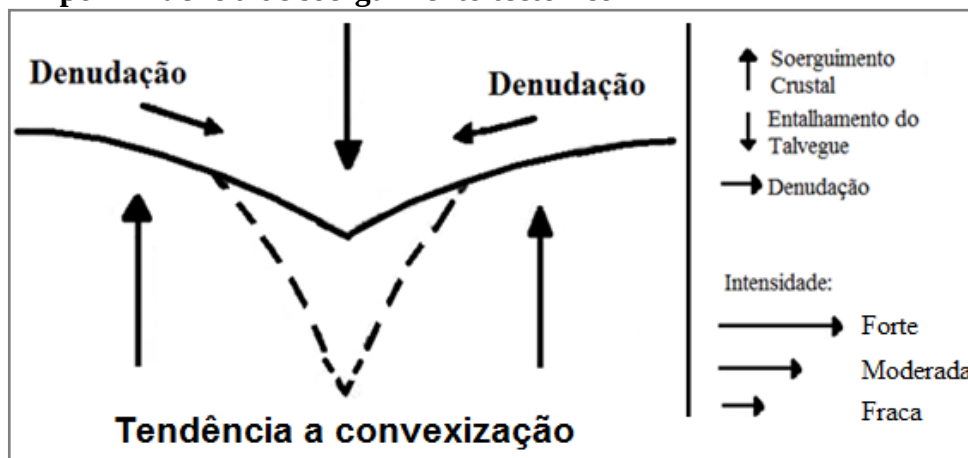
A obtenção dos valores altimétricos da cabeceira e da foz de cada canal na aplicação do RDE_t se deu com o auxílio do *software* Spring 5.2. Para tanto, selecionou-se a opção **MNT** e depois a opção **Perfil**. A partir daí, traçou-se uma reta entre os pontos de cabeceira e foz de cada canal, resultando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

6.6.2 Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)

Na escolha dos vales para aplicação do RFAV, analisaram-se as cartas hipsométrica e clinográfica, para identificar os vales com declividades mais acentuadas que apresentavam litologia homogênea em ambas as vertentes e algum tipo de anomalia no padrão do curso. De acordo com Casseti (1994), canais que apresentam vales mais profundos com vertentes mais íngremes e convexas são os que possuem maior probabilidade de apresentar anomalias como erosão acelerada e, possivelmente, podem ter sua morfologia influenciada por soerguimento tectônico (Figura 34).

Para aplicação do RFVA, obtiveram-se os valores correspondentes a: altitude do divisor esquerdo do vale (*Ade*), altitude divisor direito do vale (*Add*), elevação do fundo do vale (*Efv*) e largura de fundo do vale (*Lfv*).

Figura 34 - Modelo esquemático do entalhamento do talvegue em relação à denudação por influência de soerguimento tectônico



Fonte: Adaptado de Casseti (1994).

Para obtenção do valor da Efv , bastou posicionar o localizador sobre a cota mais baixa do vale estudado. Já para se obter o valor referente à Lfv , posicionou-se o localizador na parte mais profunda do vale, representada pela cota de menor valor, no seu lado esquerdo, e registrou-se a distância; depois, repetiu-se a operação no lado direito do vale. Como a distância no gráfico aumenta da esquerda para a direita, subtraiu-se o primeiro valor do segundo, tendo como resultado a Lfv . A aplicação do cálculo de RFAV, seguindo critérios de Silva et al. (2003), corroborou para indicar que os valores menores que 1 são indicadores de neotectonismo, enquanto que os valores maiores que 1 correspondem a áreas de estabilidade tectônica onde predominam fatores exógenos.

6.6.3 Índice Fator Assimétrico (FA)

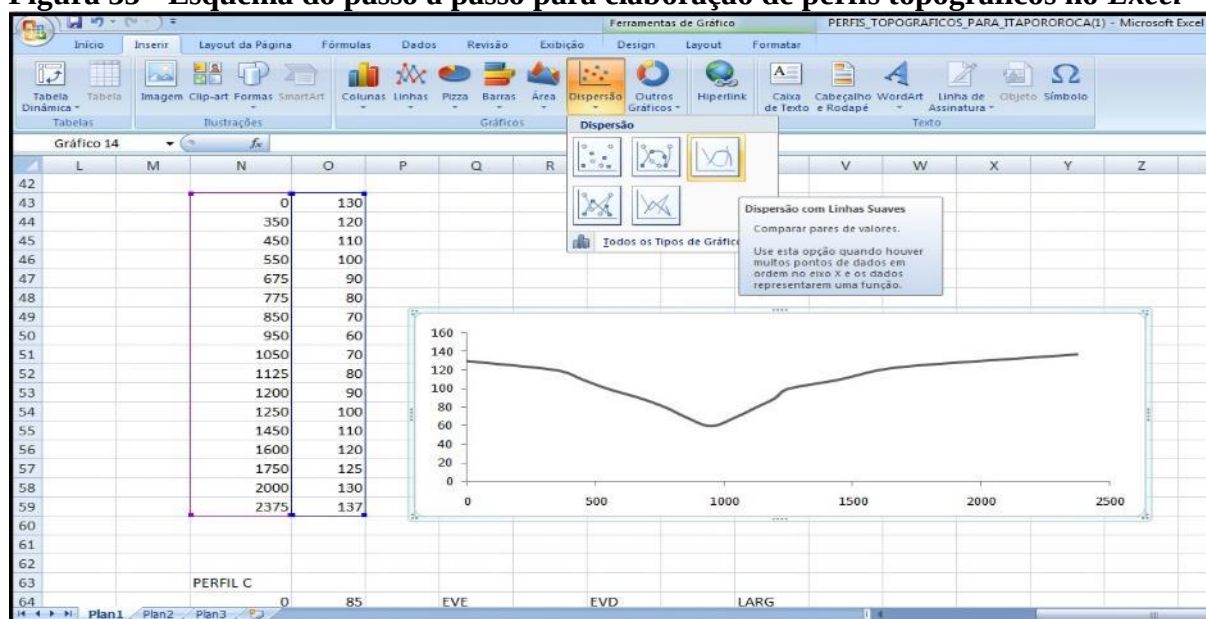
Para aplicação desse parâmetro morfométrico, selecionaram-se sub-bacias cujo arranjo da drenagem possui total inserção na folha Itapororoca e que demonstrassem, no padrão da drenagem, algumas prováveis evidências de assimetria na rede de drenagem. A aplicação do FA se deu no *software* Spring 5.2, utilizando os produtos vetorizados anteriormente. Dessa forma, geraram-se PIs referentes a cada área selecionada e seus respectivos canais principais, onde se delimitou, por meio de uma vetorização, as respectivas áreas da margem direita e total dessas bacias, para se gerar um relatório pelo *software* de sua área total em km^2 ; posteriormente, a operação se repetiu na margem direita do canal principal, para que se gerasse um relatório com o valor de área (km^2) dessa margem. Após a obtenção dos dados, lançaram-se os valores na equação e estabeleceram-se os resultados.

6.7 PERFIS TOPOGRÁFICOS

De acordo com Granell-Pérez (2004), um perfil bem elaborado permite a visualização precisa da geometria das vertentes, simetrias e dissimetria dos vales, entre outros. Para Fitz (2008), o perfil topográfico apresenta, de forma bastante confiável, a movimentação do relevo, proporcionando, assim, uma melhor compreensão da área trabalhada. Nessa perspectiva, pode-se adquirir os valores necessários para elaboração de perfis topográficos de forma manual, sem perda de precisão nos resultados obtidos. Balizado no exposto, optou-se por confeccionar os perfis manualmente, por meio das curvas de nível presentes na carta topográfica Itapororoca 1:25.000.

Para elaboração dos perfis topográficos da área de estudo, selecionaram-se coordenadas UTM em linhas (latitudinais e longitudinais) específicas da carta interceptando milimetricamente as curvas de nível com auxílio de uma régua. Feito isso, transferiram-se as informações para planilha do *software Microsoft Office Excel 2007*, no qual, por meio de procedimento simples (Inserir – Gráfico – Dispersão – Dispersão com linhas suaves) (Figura40), fizeram-se os devidos ajustes de exagero vertical x distância. Completou-se o perfil transferindo-se o resultado obtido para o *software CorelDRAW*, onde se acrescentaram as informações para detalhar, nos perfis, as feições geomorfológicas e geológicas observadas nos respectivos mapas num plano bidimensional.

Figura 35 - Esquema do passo a passo para elaboração de perfis topográficos no Excel



Nota: Observar que os valores da primeira coluna da tabela representam a distância do terreno, que se converteram de milímetro para metro.

Fonte: elaboração própria.

6.8 TRABALHO DE CAMPO

De acordo com Suertegaray (2002), o trabalho de campo se constitui de um instrumento de análise geográfica que permite o reconhecimento do objeto e deve ser parte imprescindível do método de investigação, pois permite a inserção do pesquisador dentro do contexto do objeto de estudo. Dessa forma, o trabalho de campo amparado na possibilidade de uso de instrumentalização prática de observação e análise *in loco* permite aprofundamento, confirmação e negação de dados previamente levantados.

Para esta pesquisa, efetuaram-se duas visitas de campo: uma no dia 02.08.2014 e outra no dia 15.07.2015. Essas empreitadas tiveram como objetivo a identificação *in loco* das formas anômalas observadas a partir dos mapas temáticos produzidos em gabinete (domínios geológicos, rede de drenagem e geomorfologia). Durante essa etapa, percorreram-se e fotografaram-se todos os táxons registrados na carta geomorfológica. Escolheram-se previamente os pontos visitados com base nas informações constantes no material cartográfico e *Global Positioning System* (GPS). Essa etapa de grande relevância destaca informações novas que até então não haviam sido cartografadas.

7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste item, apresentar-se-ão os resultados referentes aos produtos cartográficos elaborados, representados pelas cartas temáticas hipsométrica, clinográfica, geológica e geomorfológica e os perfis topográficos delineados longitudinalmente e latitudinalmente. Esta etapa da pesquisa consiste de análise qualitativa, na qual se consideraram as interações entre morfologia, geologia e rede de hidrografia que incidem diretamente na configuração da morfotectônica da área estuda.

Na mesma perspectiva, o passo seguinte versará sobre a aplicação de parâmetros morfométricos sobre os quais serão apresentados e discutidos os valores obtidos, constituindo, assim, na análise quantitativa para verificação da atuação de atividade neotectônica na configuração do relevo e da rede hidrográfica. Cabe ressaltar que, em alguns canais, não foi possível empregar cálculos morfométricos, pelo fato que eles não têm suas cabeceiras contempladas pela folha Itapororoca 1:25.000. Mesmo assim, os elementos do meio físico (relevo e anomalias de drenagem) que esta pesquisa abordou apresentaram os resultados esperados dentro da perspectiva da escala utilizada, neste caso, uma carta topográfica de grande escala.

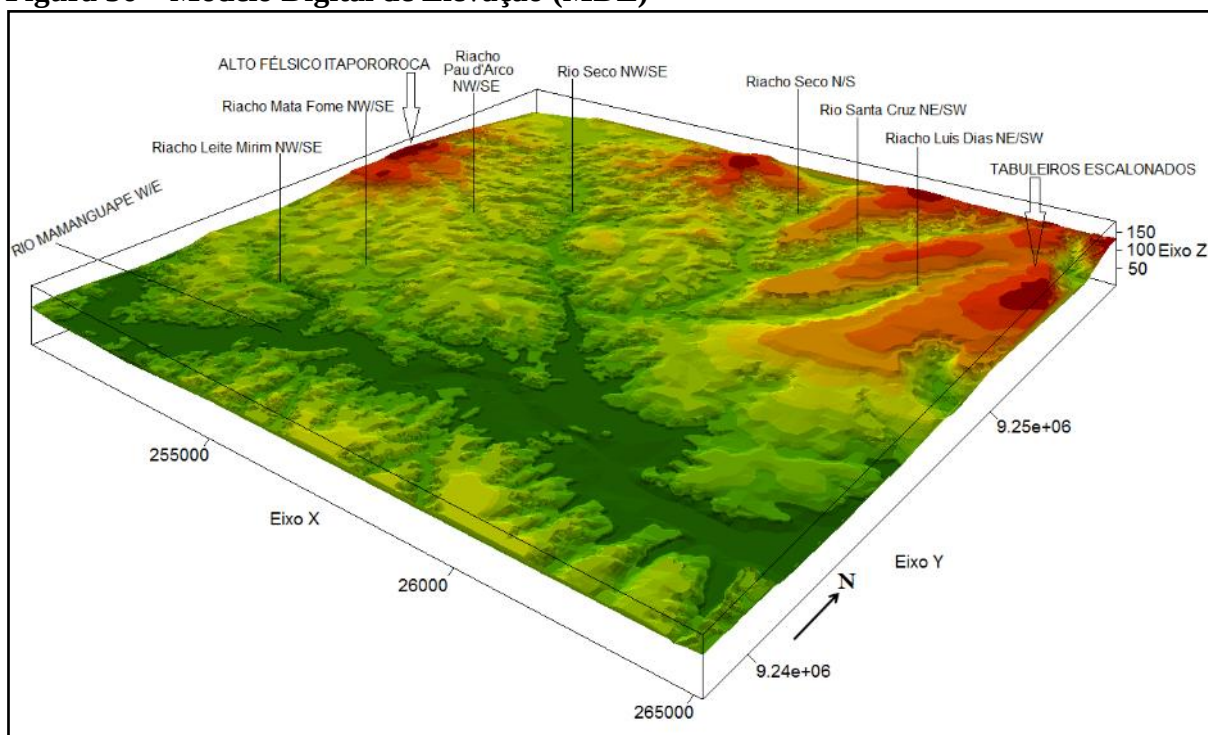
7.1 PRODUTOS CARTOGRÁFICOS

7.1.1 Modelo Digital de Elevação (MDE)

O MDE (Figura 36) elaborado a partir da folha Itapororoca permitiu a visualização detalhada de inúmeras nuances morfológicas que configuram o relevo da área em questão. Entre as unidades morfológicas da área, algumas estruturas merecem destaque pela discrepância altimétrica e direção e padrão anômalos dos canais hidrográficos, corroborando para a presença marcante de indícios associados a processos tectônico-estruturais durante a morfogênese da área.

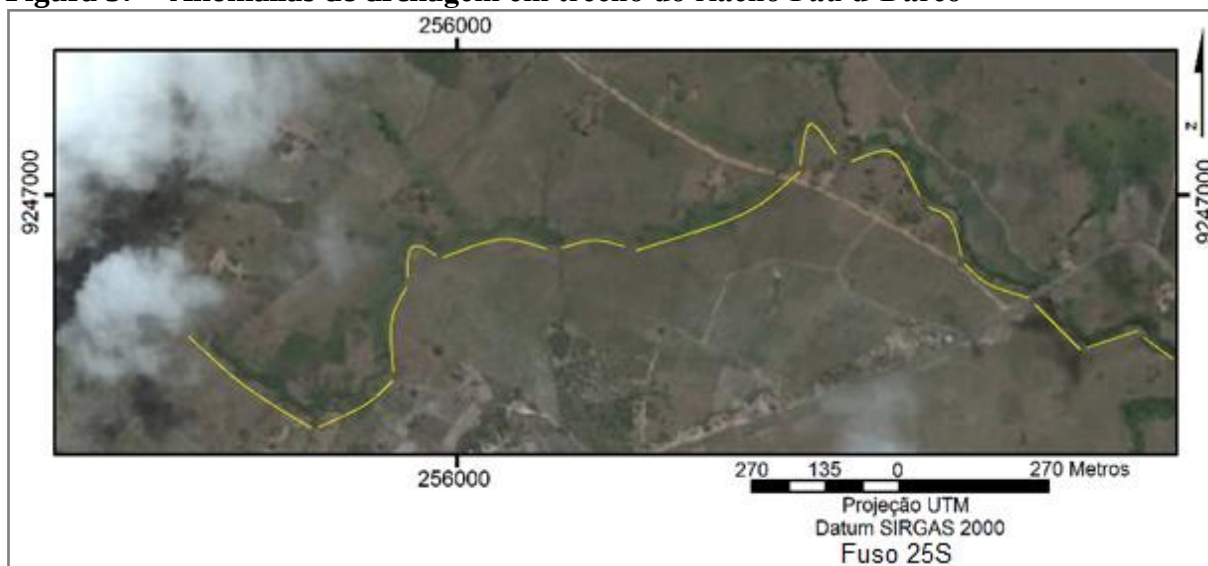
A área compreendida pelo Alto Félsico Itapororoca, na porção noroeste, alcança altitude aproximada aos 175 m. Trata-se de uma estrutura oblonga inclinada de topo plano, cuja estrutura encontra-se parcialmente presente na carta Itapororoca, mas que é perfeitamente nítida a observação da dissecação de suas encostas por canais que estão atrelados ao controle morfoestrutural presente nessa estrutura, dando origem a uma drenagem radial centrípeta, com presença de inúmeros canais retilíneos e inflexões agudas (Figura 37).

Figura 36 – Modelo Digital de Elevação (MDE)



Fonte: Elaboração própria.

Figura 37 – Anomalias de drenagem em trecho do riacho Pau d'Arco



Fonte: Adaptado de Bing (2015).

A discrepância altimétrica e o padrão anômalo da rede de canais dessa unidade remetem a duas possíveis causas genéticas: uma relacionada a falhamentos e ou soerguimentos tectônicos pretéritos; e outra fortemente atrelada à composição litológica, constituída pela rocha Vulcânica Félsica (Ki) com alta concentração de sílica, fato que pode resultar numa maior resistência dessa unidade geológica aos processos erosivos, característica

que também corrobora a indicação de controle estrutural promovendo a inflexão e retilineidade dos canais, os quais, estando submetidos às condições climáticas atuais, não poderiam, em hipótese alguma, adquirir tal configuração.

Na porção nordeste, os Baixos Tabuleiros se apresentam escalonados, atingindo altitudes aproximadas aos 175m. Essa morfologia é uma feição marcante da área de estudo, pois demonstra a nítida elevação da margem esquerda do rio Mamanguape, configurando, assim, mais um forte indício morfotectônico projetado no relevo da área (Figura 38).

Figura 38 – Topografia escalonada da margem esquerda do rio Mamanguape

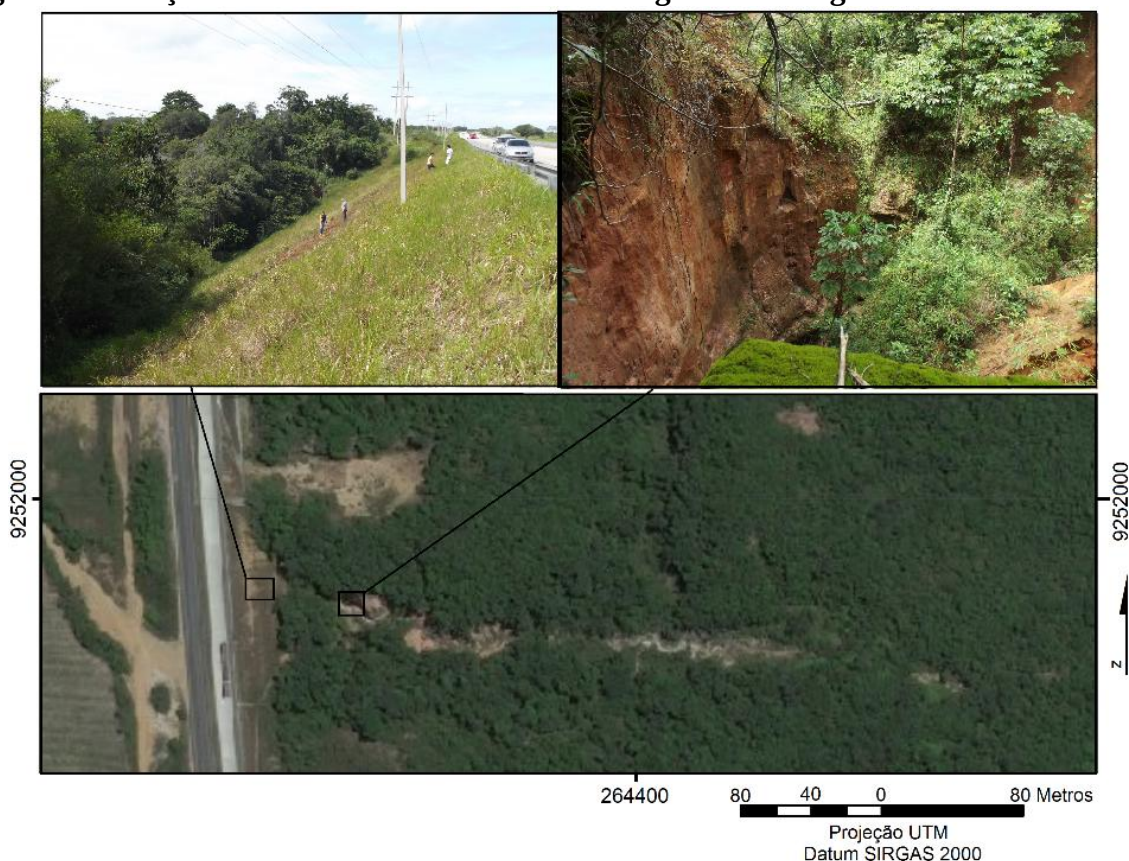


Fonte: Elaboração própria.

Nessa perspectiva, constata-se que tanto o Alto Félsico Itapororoca, estruturado na base litológica (Ki), como o trecho dos Tabuleiros Escalonados, estruturados na Formação Barreiras (Enb), por apresentar em padrões altimétricos e morfológicos desproporcionais à média de elevação do relevo local, são unidades que demonstram características próprias de ambientes suscetíveis a transformações bruscas na *interface* entre morfogênese/pedogênese, uma vez que se averiguaram, em campo, zonas de instabilidade geodinâmica das encostas que têm promovido movimentos de massa expressivos. Neste setor observar-se também que a morfogênese é o elemento predominante na dinâmica natural da paisagem, pois o padrão da drenagem analisado na área demonstra a nítida influência da tectônica, que ocasionou canais com padrões, retilíneos e subdendrítico paralelo na drenagem que se projeta em substratos cristalinos e, ainda, condicionando a morfologia gravitacional nas encostas, que, em alguns

casos, mesmo protegidas por vegetação densa, tornam-se instáveis ao ponto desenvolverem até voçoroca (Figura 39).

Figura 39 – Voçorocamento em cabeceira de drenagem nas margens da BR-101

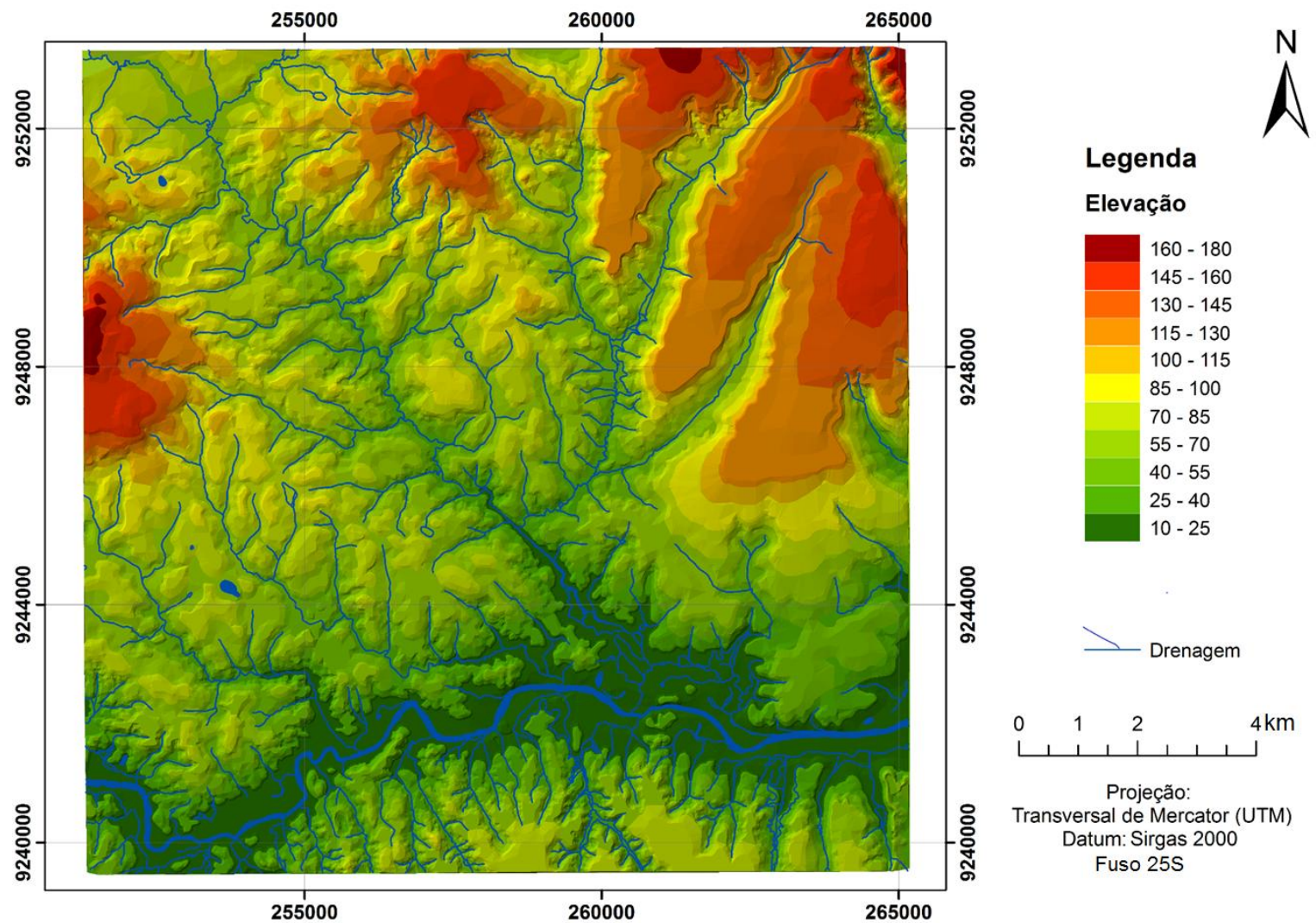


Fonte: Elaboração própria.

7.1.2 Carta hipsométrica

A carta hipsométrica da folha Itapororoca (Figura 40) possibilita a observação de elevações que variam entre 10 e 180 m em relação ao nível do mar. A hipsometria permitiu verificar cartograficamente que a distribuição das cotas mais elevadas na região de estudo se dá de forma qualificada nas porções nordeste e noroeste, uma vez que, nessas áreas, destaca-se a discrepância altimétrica dos Tabuleiros Costeiros (Enb) (porção nordeste) em relação aos Tabuleiros existentes no extremo sul da folha Itapororoca, cujas cotas máximas são de 180 e 80 m, respectivamente. Essa diferença de 100m entre estruturas geológicas semelhantes no contexto da área de estudo não pode ser explicada pelo fator climático atrelado à dissecação das vertentes, pois toda a área se encontra sob os efeitos da mesma variação climática que atua sobre a mesma litologia, conforme já destacado anteriormente.

Figura 40 - Carta hipsométrica da folha Itapororoca



Fonte: Elaboração própria

Outra constatação importante é a elevação incomum de topo plano da encosta dissecada por canais em padrão radial representada pela unidade geológica Vulcânica Félsica Itapororoca, que demonstra estar condicionando toda a drenagem dos canais dessa área. Nesse trecho, a altitude alcança na carta a cota máxima de 180 m e mínima de aproximadamente 100 m.

No restante da área de estudo, as cotas altimétricas se distinguem gradualmente entre 10 e 80 m, sendo que as elevações menos expressivas (de até 50 m) estão situadas predominantemente em toda a extensão do vale do rio Mamanguape e no baixo curso do rio Seco, dos riachos Leite Mirim, Mata Fome, da Pedra e também de todos os afluentes da margem direita do rio Mamanguape, sendo que as menores elevações (de até 10m) estão arranjadas em ambientes de acumulação no domínio dos sedimentos aluviões quaternários, e aquelas que estão entre aproximadamente 20 até 80 m têm sua base litológica composta por unidades graníticas e gnáissicas do TAP.

Nessa perspectiva, avigora-se a hipótese de que o padrão altimétrico da área de estudo possivelmente está condicionado por movimentações tectônicas que promoveram o soerguimento e subsidência de blocos, deixando impresso no relevo trechos: escalonado (como observado nos Tabuleiros ao nordeste), alto estrutural (conforme observado na porção noroeste no Alto Félsico Itapororoca) e vales assimétricos configurando linhas cumeadas de morros com topos côncavos e semiplanos, além de encostas retilíneas, côncavas e convexas (conforme será detalhado na carta geomorfológica mais adiante), estabelecendo, assim, sobre o ponto de vista morfológico e altimétrico, estruturas anômalas do relevo que abrange a área da folha Itapororoca.

7.1.3 Carta clinográfica

A declividade do relevo que abrange a folha Itapororoca (Figura 41) apresenta uma topografia variada expressa na carta clinográfica, podendo-se descrever e situar suas classes da seguinte maneira:

- a) **Ambientes de relevo plano:** são representados na carta Itapororoca por superfícies de topografia esbatida ou horizontal, onde os desnivelamentos são insignificantes e com declividades variáveis de 0 a 3%. Esses trechos são mais extensos na porção nordeste e noroeste (Formação Barreiras e Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca, respectivamente) da área de estudo, todavia é possível observar o mesmo padrão

em toda a carta, correspondendo basicamente às zonas de interflúvios em toda a extensão do vale do rio Mamanguape. O detalhe dessa classe de declividade é que, na área estudada, esse padrão encontra-se impresso tanto em terrenos sedimentares quanto em cristalinos, além de contemplar as zonas de cotas altimétricas baixas, médias e altas no contexto da folha Itapororoca.

- b) Ambiente de relevo suave ondulado e ondulado:** representam superfícies de topografia pouco movimentada, constituída por relevo colinoso suavizado, cujas feições vão se distinguindo gradualmente do relevo plano. As elevações impressas por esse padrão de declividade são, em média, de 50 m na porção das adjacências do rio Mamanguape (extensão pós-leito maior da margem direita e esquerda), podendo atingir ambientes com cotas altimétricas que variam chegando até aos 100 m em trechos presentes por quase toda a extensão da carta. Nessas áreas, o relevo apresenta declives suaves, predominantemente variáveis de 3 a 20%.
- c) Forte ondulado:** observa-se esse padrão em zonas de topografia movimentada. Observam-se tais feições praticamente em todos os vales fluviais, que estão estruturados por outeiros e/ou morro, de topos semiplanos e côncavos, cujas elevações vão de 50 a 180m, de altitudes com declives fortes, predominantemente variáveis de 20 a 45%.

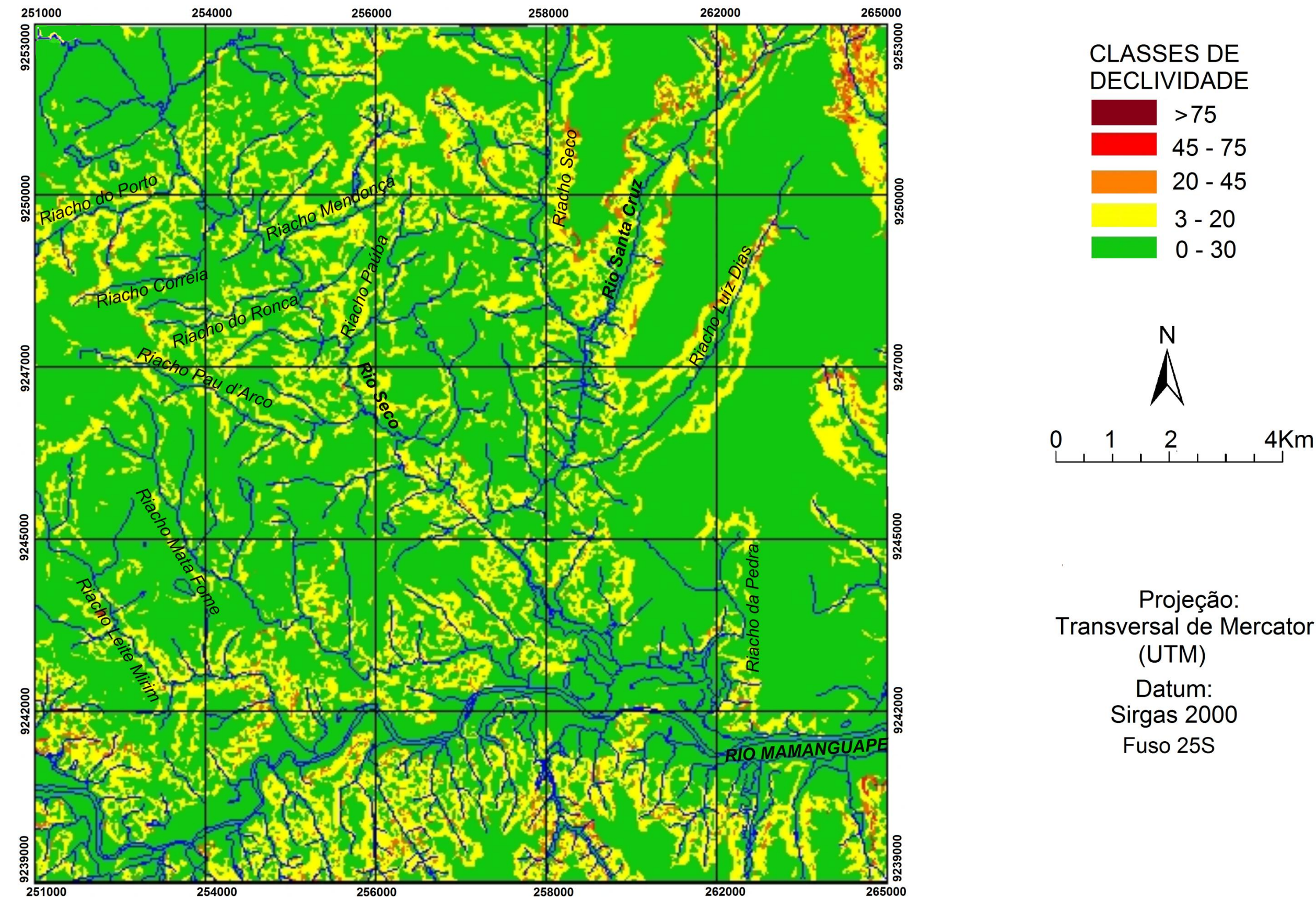
Vale destacar que, com exceção dos rios Seco, Santa Cruz e Mamanguape, bem como dos riachos Leite Mirim, Mata Fome e da Pedra, todos os outros canais fluviais são de regime intermitente. Essa característica, atrelada à presença de formas de relevo em colinas médias e suaves arrançadas sobre bases litológicas, em sua maioria composta por rochas cristalinas, sugere a hipótese de que a velocidade e a capacidade dos fluxos de água atuais não teriam competência para produzir, sobre o relevo da área, vales assimétricos, profundos e retilíneos, basculamentos, voçorocas e inflexões no traçado dos riachos intermitentes que cortam estratos cristalinos.

Pode-se observar, nas zonas de maior altitude, outro aspecto relevante dos níveis de declividade mais expressivos na folha Itapororoca, a saber: a área da unidade Vulcânica Félsica (setor noroeste) e os Tabuleiros (porção nordeste) apresentam topos planos, todavia suas encostas demonstram dissecação acentuada, evidência que reforça a idéia de que esses setores da área estudada possam ter sido submetidos a soerguimento tectônico. Esses possíveis soerguimentos ocorridos nos flancos da margem esquerda do rio Mamanguape, interferem diretamente na direção da drenagem da área, principalmente por meio de ângulos

agudos e retilíneos dos riachos Leite Mirim, Mata Fome e da Pedra, e do sentido discordante do fluxo dos riachos Seco (N/S), Luís Dias (NE/SW) e do rio Santa Cruz (NE/SW).

O vale do rio Mamanguape é delineado por terraços tanto no leito esquerdo quanto no direito, como um dos indícios da subsidência desse rio. Na porção sul da folha Itapororoca, os afluentes da margem direita do rio Mamanguape estão encaixados em vales de linhas cumeadas por morros e colinas, que não ultrapassam os 80 m e cujas declividades são bastante expressivas. A formação do grabén no rio Mamanguape constitui níveis de base que podem ter desencadeado processos erosivos mais agressivos e, conseqüentemente, maior aprofundamento dos vales.

Figura 41 - Carta de declividade da folha Itapororoca 1:25.000



Fonte: Elaboração própria

7.1.4 Carta geomorfológica

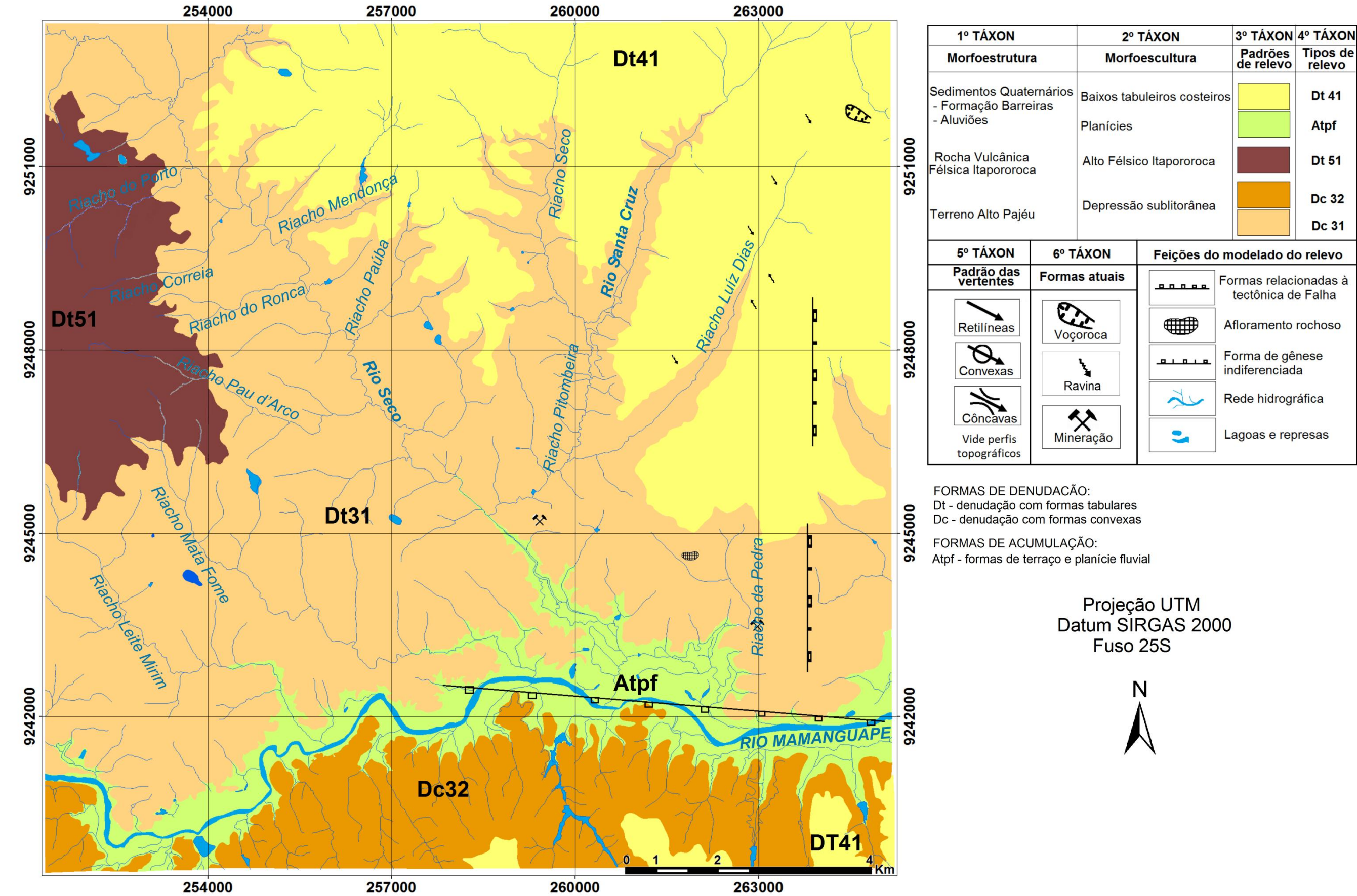
Baseado na construção e análise da carta geomorfológica, individualizaram-se três morfoestruturas para a área da folha Itapororoca 1:25.000, são elas: sedimentos quaternários (Aluviões e Formação Barreiras), Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca e TAP. Subdividiu-se cada uma dessas morfoestruturas em unidades taxonômicas de menor valor hierárquico.

A análise da carta geomorfológica (Figura 42) permitiu observar que o primeiro táxon presente na folha Itapororoca abarca as unidades geológicas dos sedimentos quaternários. Na área estudada, esses sedimentos são representados pela Formação Barreiras e pelos Aluviões. Subdividiu-se a morfoestrutura Aluviões em morfoesculturas observadas em formas de relevo de planícies e terraços fluviais (Atpf) presentes majoritariamente no vale do rio Mamanguape e na confluência desse rio como seus principais tributários. Ressalta-se que, pelo fato de essas unidades serem originadas de processos de acumulação, essa morfoestrutura não possui valor numérico de representação no quarto táxon, uma vez que esses valores se referem a níveis de dissecação.

A morfoescultura Dt 41 observada nos Tabuleiros Costeiros é uma forma de dissecação tabular com entalhamento médio do vale de intensidade média (80 – 180 m), com dimensão interfluvial média classificada como muito grande (> 1500 m). Esse tipo de forma está localizado amplamente por toda porção nordeste (área mais elevada), dentro dos limites dos municípios de Rio Tinto, Mamanguape, e em alguns pequenos trechos do extremo-sul/sudeste, próximo ao flanco direito do rio Mamanguape, contemplando uma pequena porção do município de Capim.

A morfoestrutura Dt 51 observada na Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca estrutura a morfoescultura definida como Alto Félsico Itapororoca. Esse padrão está situado na porção noroeste da folha Itapororoca, dentro dos limites do município de Itapororoca, onde o relevo é caracterizado por uma forma com topo tabular, com presença de ondulações suaves. Esse modelado de topo é um indicativo de que o processo de dissecação ainda não se deu de forma expressiva nessa região, preservando a característica de topo tabular dessa área (Figura 42).

Figura 42 – Carta geomorfológica



Fonte: Elaboração própria

Nos flancos da morfoestrutura do Alto Félsico Itapororoca, os vales dos riachos que dissecam a paisagem por meio de drenagem radial centrípeta exibem formas de topo convexo (Dc), o que sugere que os processos denudacionais atuaram de forma mais intensa nessa área, descaracterizando, assim, gradualmente a forma tabular observada no centro do topo dessa unidade. Em suma, essas feições de entalhe médio dos vales muito forte (> 80 m) e dimensão interfluvial média muito grande (> 1.500 m) sugerem que a incisão e a dissecação dos vales da morfoestrutura do Alto Félsico Itapororoca demonstra estar sob forte processo denudacional, pela sua elevada altimetria e as altas declividades apresentadas nas vertentes, que, por sua vez, aumentam a energia e o poder de erosão dos fluxos hídricos (conforme já destacado na avaliação da carta clinográfica). Os padrões e os tipos de relevo resultantes desses processos correspondem a estruturas representativas de pequenos morros.

Na morfoestrutura TAP foi atribuída a subdivisão morfoescultural Depressão Sublitorânea, que abrange dois padrões de formas do relevo com topos convexos distintos (Dc31 e Dc32). Nessa zona de entalhamento médio, o Dc31 abrange a porção central da carta, cuja drenagem principal é representada pelo rio Seco e seus tributários que entalham os vales com um aprofundamento médio considerado forte, variando entre 40 e 80 m, e uma dimensão interfluvial muito grande, maior que 1.500 m. Nesse valor de dissecação, as formações colinosas se tornam mais evoluídas. Já na porção que abrange o Dc32, localizado na porção sul da folha Itapororoca, os rios se caracterizam por entalhamentos dos vales médios, variando entre 20 e 40 m, e dimensão interfluvial grande, variando entre 700 e 1.500 m. Essas características de dissecação dão origem a formas colinosas.

No que tange às feições observadas dentro da análise do quinto táxon, dadas as especificidades de estruturas e formas presentes na área, os padrões das vertentes retilíneas, convexas e côncavas serão mais bem detalhados na análise dos perfis topográficos.

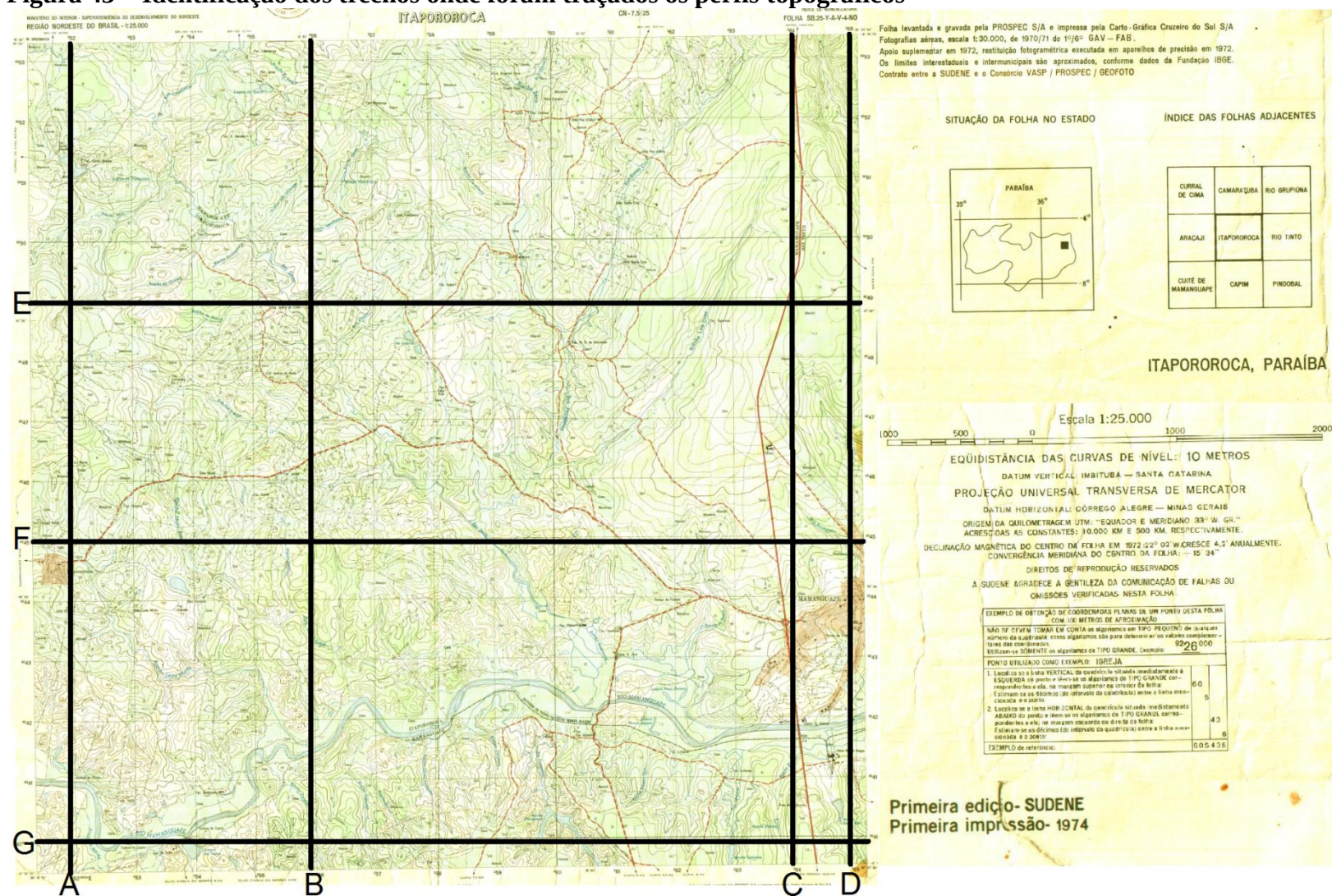
Com relação às feições anômalas observadas no relevo identificadas na carta geomorfológica, destacaram-se: (a) a estrutura dômica oblonga, resultante de erosão de uma intrusão que estrutura o Alto Félsico Itapororoca; (b) a borda de patamar estrutural que estrutura o escalonamento do Baixo Planalto Costeiro compreendido por uma superfície tabular em forma de degrau; (c) forma relacionada à tectônica de falhamento que estruturou o soerguimento da porção norte da área de estudo (porção da margem esquerda do rio Mamanguape) e a subsidência que confina o grabén do rio Mamanguape; (d) afloramento rochoso em zonas de juntas de alívio; e, por fim, (e) as inúmeras anomalias de drenagem presentes em diversos canais da área.

7.2 PERFIS TOPOGRÁFICOS

Traçaram-se os perfis sobre coordenadas UTM especificadas no mapa geológico da carta topográfica Itapororoca 1:25.000 (Figura 43). No total, aplicaram-se sete perfis contemplando todos os táxons. Os perfis latitudinais e longitudinais (W/E e N/S, respectivamente) permitiram a observação das assimetrias presentes nos terrenos sedimentares e cristalinos, realçando graficamente uma morfologia com feições côncavas, convexas e retilíneas, blocos basculhados e escalonados e planície fluvial, além de vales assimétricos em toda a extensão do terreno, no qual foi possível inferir, em alguns planos, uma topografia falhada.

Cabe destacar que, devido à grande quantidade de pequenos riachos, os vales não receberam designação nos perfis. Para caracterizar a morfologia observada na configuração das vertentes, considerar-se-á, nesta pesquisa, o fato de vertentes que as vertentes convexas são formadas quando os efeitos denudacionais não acompanham de imediato a intensidade do entalhamento do talvegue, sendo tal entalhamento influenciado por soerguimento tectônico (PENCK, 1924 apud CASSETI, 1994).

Figura 43 – Identificação dos trechos onde foram traçados os perfis topográficos



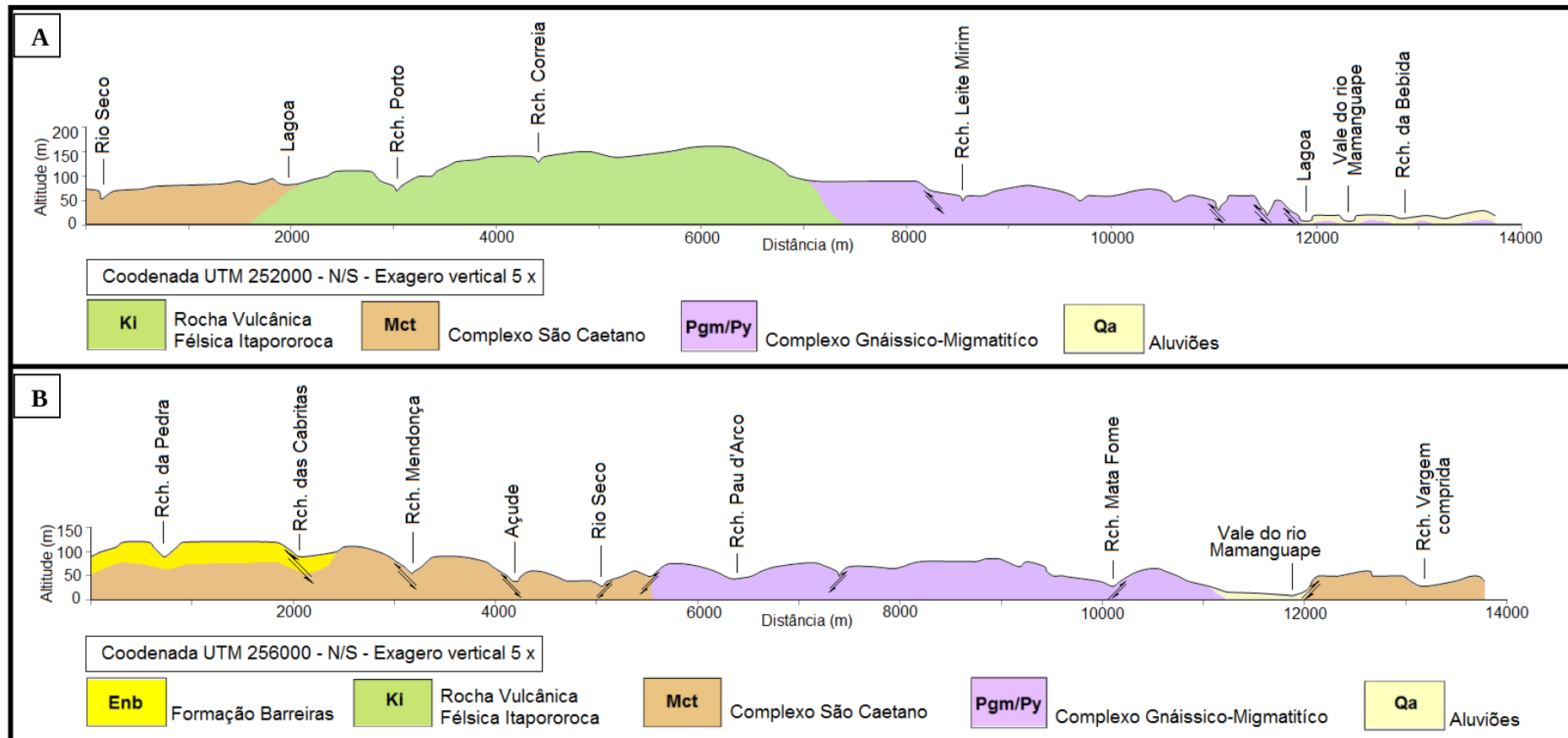
Fonte: Elaboração própria

7.2.1 Análise dos perfis topográficos

Traçou-se o perfil A (N/S) (Figura 44) sobre a linha da coordenada UTM 252000, contemplando o relevo dos táxons Dc 31, Dt 51e Atpf, cobrindo as rochas do embasamento cristalino e a planície aluvionar do rio Mamanguape. O traçado se inicia com altitude próxima aos 80 m, com o vale do rio Seco entalhado em forma de V. O relevo segue suavemente inclinado para o sul até a chegada do interflúvio da margem esquerda do riacho Porto, cujo topo é plano e a encosta suavemente convexa. O talvegue possui declive acentuado em V, e na margem direita a vertente é côncava. Na sequência, o perfil destaca a superfície dômica do Alto Félisico Itapororoca na configuração do relevo da área, que atinge a cota altimétrica de 180 m. Logo após, observa-se uma morfologia plana que só é quebrada por um declive suave do vale do riacho Leite Mirim, cujo divisor de água direito é côncavo, destoando do lado esquerdo. Os vales que seguem em direção ao sul são marcados por blocos possivelmente falhados que configuram formas côncavas e planas, basculamento e vales entalhados em V, formando uma série de ombreiras que só delimitam zona de planície e terraço do vale do rio Mamanguape.

Traçou-se o perfil B (N/S) (Figura 44) sobre a linha da coordenada UTM 256000, contemplando o relevo dos táxons Dc 31 e32, Dt 41 e Atpf, abrangendo terrenos do embasamento cristalino e sedimentar. O perfil se inicia na zona de Baixos Planaltos Costeiros, cujo relevo se apresenta plano, com altitude de aproximadamente 120 m. A declividade nesse trecho fica por conta da dissecação promovida pelos riachos da Pedra e Cabritas, cujas vertentes são retilíneas. Findo o trecho, inicia-se uma sequência de morros côncavos, cujos desníveis se assemelham a degraus que confinam os vales do riacho Mendonça e rio Seco. A encosta esquerda do vale do rio Seco apresenta nítido basculamento seguido por morros côncavos que delimitam o riacho Pau d'Arco. A partir daí o relevo se suaviza até alcançar as encostas assimétricas do riacho Mata Fome, basculada à direita e côncava à esquerda. Essa morfologia completa o perfil no delineado por ombreiras que delimita a planície do vale do rio Mamanguape.

Figura 44 – Perfis longitudinais A e B

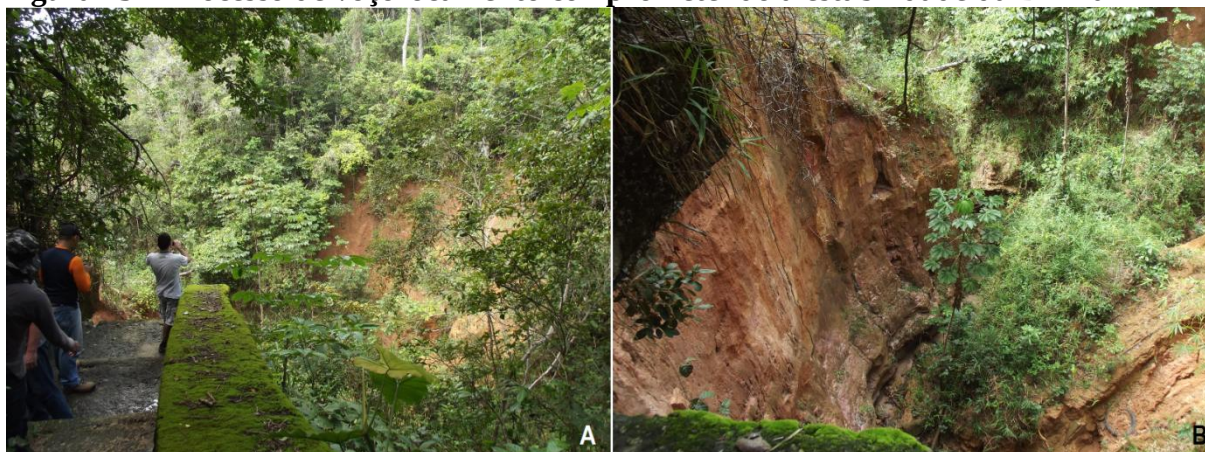


Fonte: Elaboração própria.

Traçou-se o perfil C (N/S) (Figura 46) sobre a linha da coordenada UTM 264000, contemplando o relevo dos táxons Dt 41, Dc 31e Atpf, abrangendo majoritariamente os terrenos da Formação Barreiras, com altitudes nesse trecho chegando aos 160 m (Dt 41). Destaca-se, nesse trecho, a morfologia plana típica dos Baixos Planaltos Costeiros, que, apesar de ser dissecada por poucos canais, possui evidências conspícuas de falhas que produziram um padrão escalonado em degraus, com leve basculamento da região onde está situada a cidade de Mamanguape até alcançar o vale do rio Mamanguape (Atpf). Também se nota a morfologia plana nos blocos da porção à direita do vale do rio Mamanguape, que se iniciam como dois basculados de altitude de 30 m compostos por rochas Mct (Dc 32), e no final do perfil, ao sul, retorna à feição plana do relevo típico da Formação Barreiras, todavia não excedendo os 80 m. Esse trecho delimita a zona limítrofe entre os terrenos sedimentares e o afloramento cristalino.

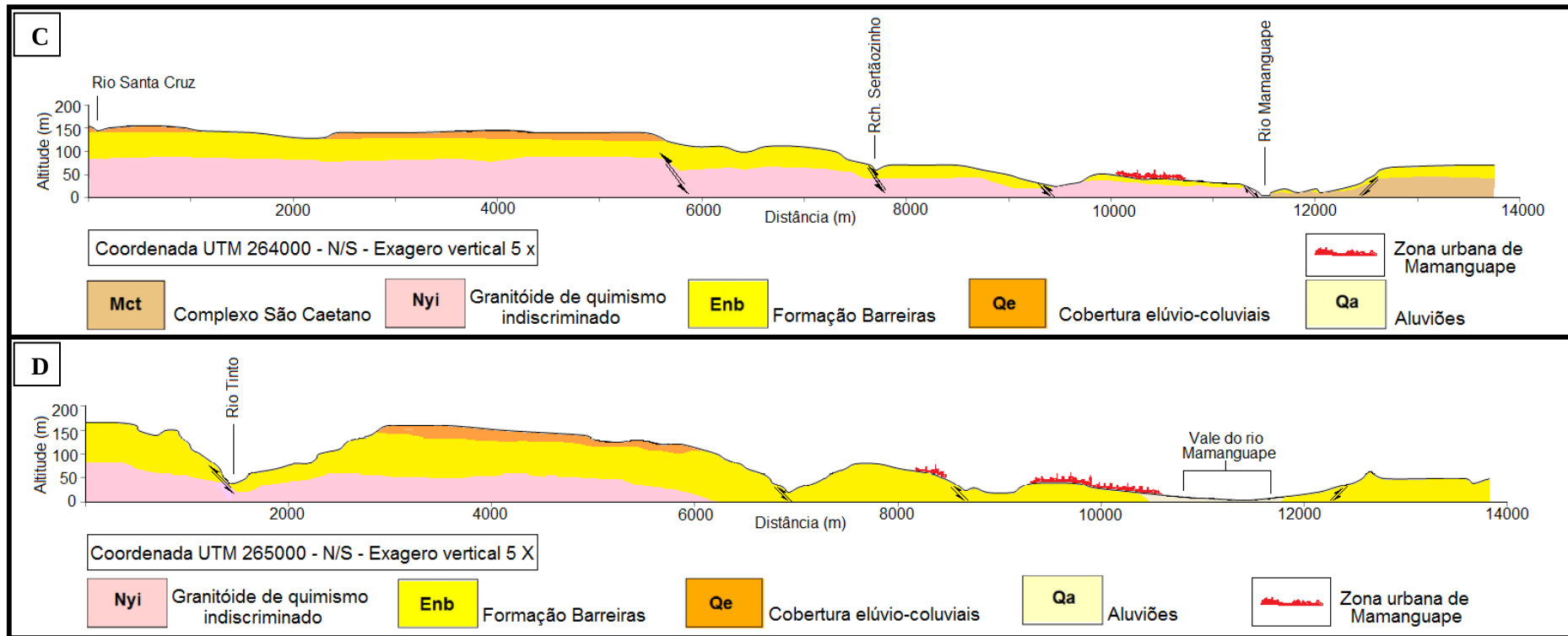
Traçou-se o perfil D (N/S) (Figura 46) sobre a linha da coordenada UTM 265000, e, a exemplo do perfil C, abrange formas de relevo dos táxons Dt 41, Dc 31e Atpf. O padrão escalonado se mantém, todavia nesse trecho a dissecação dos vales é extremamente agressiva. No trecho inicial do perfil, a encosta da cabeceira do rio Tinto, apesar de possuir vegetação preservada, apresenta um processo de voçorocamento em franca evolução (Figura 45 A-B), comprometendo a estabilidade da BR-101, indicando forte tendência à provável captura de drenagem com as cabeceiras do riacho Luís Dias ou Santa Cruz (pode-se perceber essa evidência com detalhe no MDE e na carta hipsométrica). Esse perfil abrange majoritariamente os terrenos da Formação Barreiras, com altitudes nesse trecho chegando aos 165 m (Dt 41), que declinam na medida em que se aproximam do vale do rio Mamanguape, corroborando a hipótese de soerguimento e rebaixamento que deu origem ao grabén do rio Mamanguape.

Figura 45 – Processo de voçorocamento comprometendo a estabilidade da BR-101



Fonte: Elaboração própria

Figura 46 – Perfis longitudinais C e D



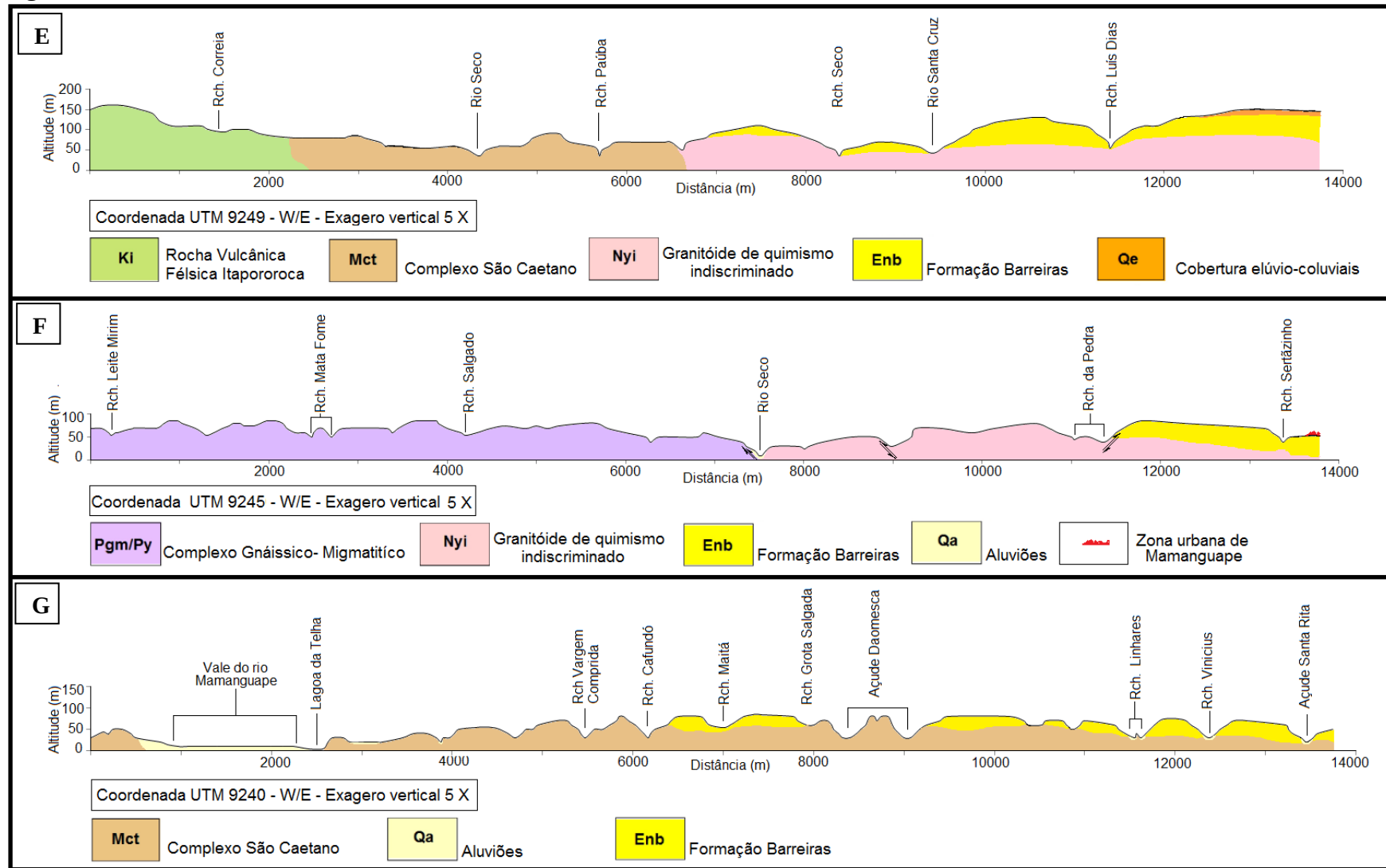
Fonte: Elaboração própria.

Traçou-se o perfil E (Figura 47) sobre a linha da coordenada UTM 9249, seguindo a orientação W/E. Nesse trecho, o relevo realça parte do Alto Félsico Itapororoca, apresentando uma morfologia côncava no topo, alcançando 160m, demonstrando nítido controle sobre a drenagem do riacho Correia e do rio Seco, cujas encostas arranjadas sobre substratos cristalinos apresentam desníveis escalonados cujo escoamento superficial atual não possui competência para esculpir. O vale do rio Seco em V possui encostas côncavas, indicando soerguimento da área. O interflúvio esquerdo do rio Seco constitui um morro côncavo, com vertentes suavemente convexas. Outra feição que se destaca nesse trecho de terrenos cristalinos é o entalhe em V com vertentes retilíneas do riacho Paúba. A sequência do perfil apresenta uma série morros desnivelados dissecados por vales distintos em V e U do riacho Seco, do rio Santa Cruz e do riacho Luís Dias, respectivamente, sobre o táxon 41.

O perfil F (Figura 47), traçado latitudinalmente sobre a coordenada UTM 9245, realça inicialmente um conjunto de morros assimétricos côncavos e planos com vales entalhados em rochas gnáissicas, com destaque para os riachos Leite Mirim, Mata Fome e Salgado. Os vales não designados pelo nome representam canais de primeira ordem tributários dos respectivos riachos. A sequência morfológica observada nesse conjunto se distingue da vertente direita do rio, que se apresenta nitidamente basculada, iniciando, assim, uma série de outros blocos basculados para a direita e para a esquerda, recortados por vales com vertentes retilíneas arranjadas em substrato de rochas graníticas e na Formação Barreiras

O perfil G (Figura 47) elaborado sobre a UTM 9240 W/E na porção meridional da carta Itapororoca, inicia-se com dois morros (ombreira) delimitando a planície (gráben) do rio Mamanguape. O relevo desse perfil se destaca por apresentar as menores cotas altimétricas da área de estudo, não ultrapassando os 80 m em toda a extensão. A morfologia é densamente recortada por diversos canais que estão encaixados em vales assimétricos, com vertentes retilíneas e convexas, com declividade acentuada em muitos trechos. Esses vales assimétricos separam linhas cumeadas, côncavas, agudas, com topos panos e basculados. Ressalta-se que, apesar de os canais hidrográficos possuírem apenas parte de seus fluxos contemplados dentro da folha Itapororoca, é nítida a observação de que esse trecho se distingue dos outros perfis pela grande densidade de canais de drenagem e pela pouca variação altimetria com relação aos táxons da porção setentrional da folha Itapororoca.

Figura 47 – Perfis latitudinais E, F e G



Fonte: Elaboração própria.

Os perfis permitiram a observação de distintas feições presentes nos terrenos sedimentares e cristalinos, realçando graficamente uma morfologia com estruturas côncavas, convexas, retilíneas, com blocos basculados e escalonados, além de vales assimétricos em toda a extensão da área (Figura 48), no qual foi possível inferir os trechos de uma topografia falhada.

Figura 48 – (a) Vale em V no táxon Dt 41, no município de Rio Tinto; (b) Cabeceira de drenagem do rio Santa Cruz, com topos planos e côncavos, no município de Mamanguape

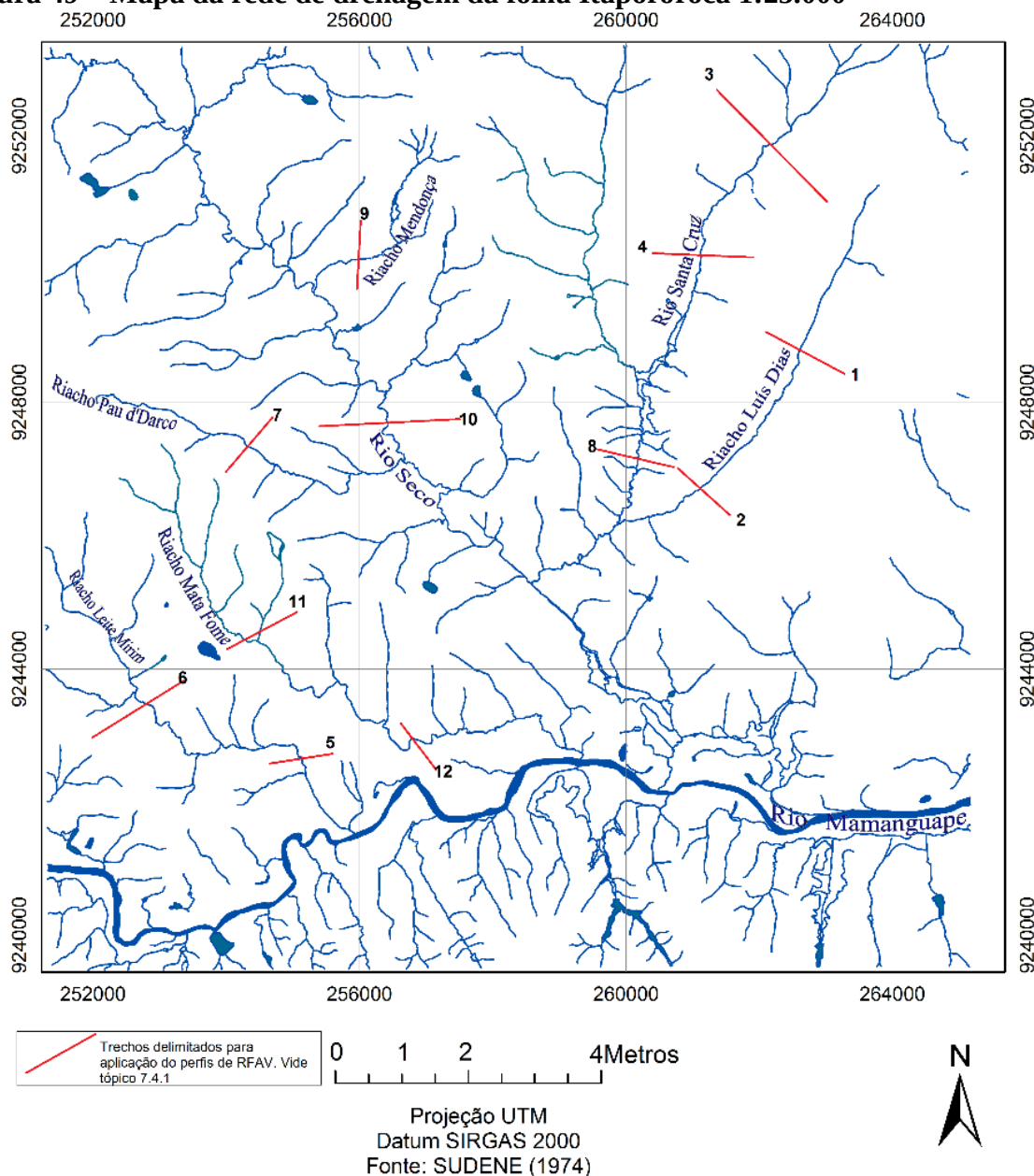


Fonte: Elaboração própria.

7.3 ANÁLISE QUALITATIVA DA REDE DE DRENAGEM

Para analisar qualitativamente os padrões hidrográficos presentes na rede de drenagem da área, observaram-se as características geométricas de cada padrão. Para tanto, levou-se em consideração a rede hidrográfica contemplada dentro dos limites da folha Itapororoca (Figura 49). A avaliação qualitativa da área favoreceu-se pela escala de detalhe sobre a qual se vetorizou a drenagem, fato que permitiu ampliar substancialmente, por meio de mapeamento, os principais padrões e anomalias da rede de drenagem.

Figura 49 – Mapa da rede de drenagem da folha Itapororoca 1:25.000



Fonte: Elaboração própria.

Nota: Os resultados dos perfis delimitados neste mapa poderão ser observados a partir da pagina 97

Vale destacar que, na caracterização das formas presentes na rede de drenagem, consideraram-se as inter-relações com a Geologia e a Geomorfologia. Dessa forma, foi possível observar, com clareza, que a drenagem da folha Itapororoca (vide mapa geológico) percorre áreas de domínio dos depósitos da Formação Barreiras por toda a porção nordeste e poucos trechos do extremo sul da folha Itapororoca. O restante da área é composto por rochas do embasamento cristalino do TAP, além de um trecho confinado à planície do rio Mamanguape, onde ocorrem sedimentos aluviais.

O trecho do rio Mamanguape contemplado dentro da área da folha Itapororoca segue seu curso em padrão exorreico, apresentando diversas anomalias. Dentro da área da folha Itapororoca este rio se inicia com seu curso na direção W/E, muda bruscamente seu traçado em vários setores por meio de meandros comprimidos e, trechos retos e inflexões (Figura 50), cujo canal está sendo trabalhado em bases litológicas de rochas cristalinas e sedimentares.

Figura 50 – Trecho anômalo do rio Mamanguape, no município de Capim



Fonte: Elaboração própria, a partir de imagem aérea capturada de Bing (2015) em 24/02/2015

Na folha Itapororoca, outros canais fluviais se destacam por apresentarem padrões de drenagem anômalos. Desses, os principais estão situados na porção ao norte da margem esquerda, podendo-se observar as impressões iniciais dos canais por: (a) densidade média e baixa; (b) sinuosidade curva, mista e retilínea; (c) angularidade alta e baixa; (d) tropias diferenciadas; (e) assimetria; e (f) formas anômalas.

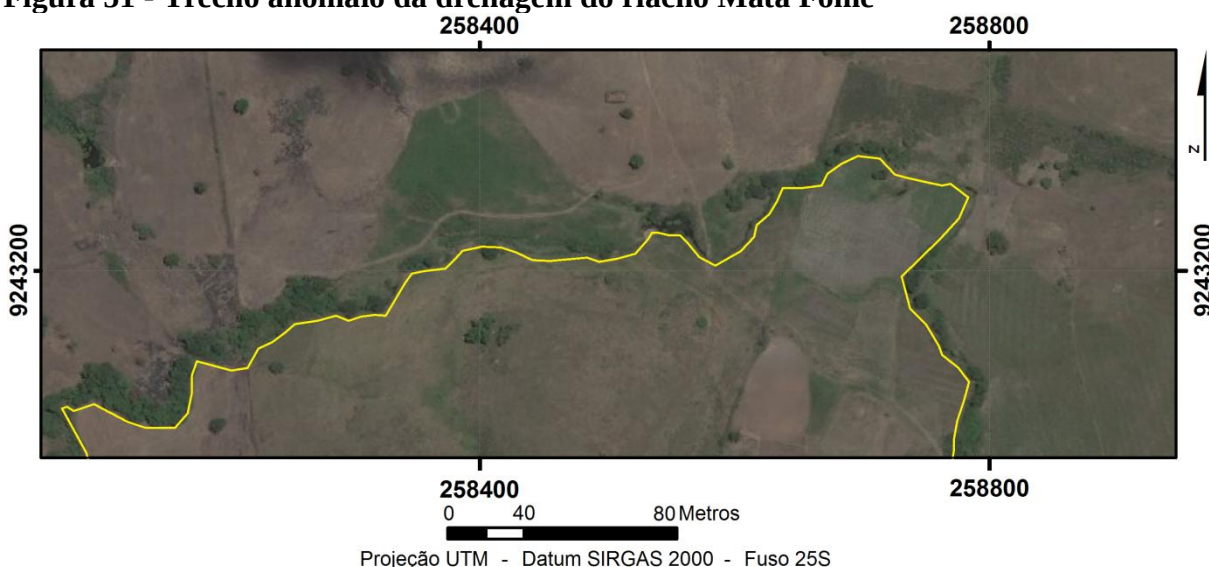
De modo geral, a rede de drenagem dos canais afluentes do rio Mamanguape que são abarcados dentro da folha Itapororoca possuem como padrões de drenagem básicos o dendrítico, o subdendrítico, o treliçado e o radial, nos quais se observam diversos indícios de anomalias que,

às vezes, modificam esses padrões e dão origem a traçados paralelos, retilíneos, em arco e inflexionados. Entre as drenagens mais proeminentes da área, destacam-se os seguintes:

O riacho Leite Mirim, porção SW da folha Itapororoca, tem seu curso inicial definido pelo sentido NW/SE, no médio curso do canal o sentido muda bruscamente para W/E e mais adiante, no curso inferior, retoma o curso inicial NW/SE até desaguar no rio Mamanguape. O padrão observado é subdendrítico. A margem esquerda recebe majoritariamente canais retilíneos de primeira ordem, enquanto que, na margem esquerda, os tributários são de segunda ordem. Com relação à tropia, percebe-se, nos tributários, um sentido tridirecional (NE/SW, N/S, NW/SW).

O riacho Mata Fome se inicia seguindo o curso NW/SE, apresentando um padrão subdendrítico ligeiramente recurvado até o curso inferior, onde a direção muda para SW/NE, retomando o curso inicial NE/SE (Figura 51) para desaguar no rio Mamanguape. Destaca-se, nesse riacho, a ausência de tributários na margem direita, indicando basculamento e assimetria com relação à margem esquerda, cujos tributários se apresentam paralelos, mistos com tropia bidirecional (N/S, NW/SE).

Figura 51 - Trecho anômalo da drenagem do riacho Mata Fome

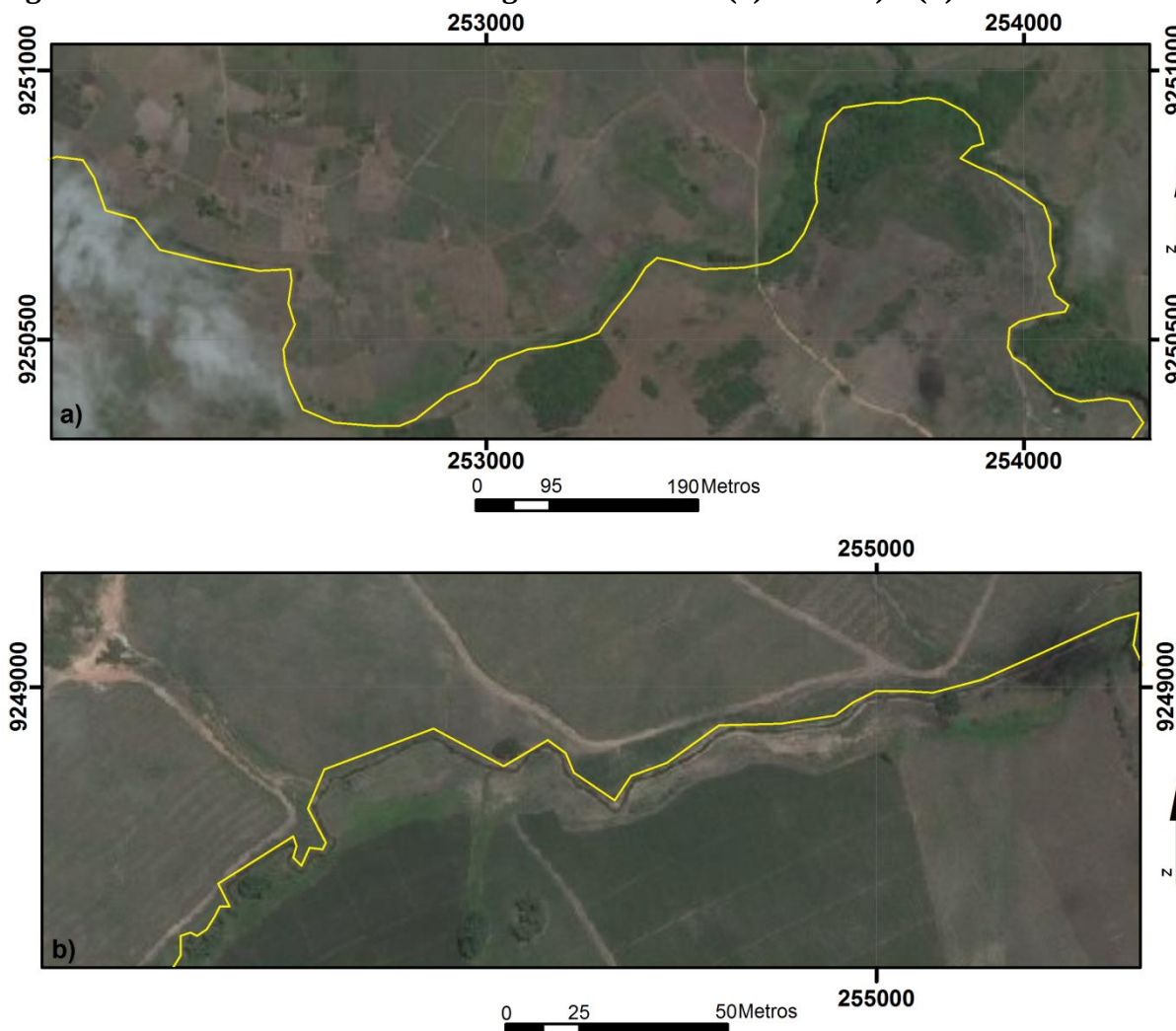


Fonte: Elaboração Própria, a partir de imagens aéreas capturadas de Bing (2015) em 24/02/2015.

Os riachos Leite Mirim e Mata Fome, descritos acima, são parte constituinte de um padrão dominante na porção oeste da folha Itapororoca, cuja drenagem está condicionada pelo Alto Félsico Itapororoca, que estrutura uma drenagem radial centrípeta que, no trecho, se completa com os riachos Pau d'Arco, Correia (Figura 52a), do Ronca (Figura 52b) e Porto, estes últimos canais são tributários do rio Seco, e se constituem de canais de segunda ordem,

subdendríticos, recurvados, com presença de canais de primeira ordem retilíneos e inflexões agudas em alguns trechos.

Figura 52 - Trecho anômalo da drenagem dos riachos (a) Correia) e (b) do Ronca



Projeção UTM - Datum SIRGAS 2000 - Fuso 25S

Fonte: Elaboração própria, a partir de imagens aéreas capturadas de Bing (2015) em 24/02/2015

O rio Seco é o principal tributário do rio Mamanguape presente na área, todavia sua nascente não se encontra contemplada dentro dos limites da área de estudo. Apesar disso, é notória a influência desse rio para a drenagem da região. Seu curso segue de NW/SE num padrão subdendrítico com diversas anomalias. Seu traçado transversal configura a zona limítrofe entre as duas unidades geomorfológicas de maior expressão altimétrica na área de estudo – o Alto Félsico Itapororoca e os Baixos Planaltos Costeiros. Observa-se, na bacia do rio Seco, que os tributários da margem direita são todos de até segunda ordem, com pequena

extensão. Diferentemente, na margem esquerda, os canais chegam até a quarta ordem, com presença de rios e riachos de maior extensão.

Quanto às anomalias observadas na bacia do rio Seco, destacam-se a densidade média, a sinuosidade mista, a tropia multidirecional e a forte assimetria entre os tributários das margens direita e esquerda. No caso específico do rio Seco, observam-se inúmeras inflexões, meandros isolados e cotovelos. Um exemplo claro das anomalias presentes no rio Seco é percebido no curso inferior (confluência com o riacho Pitombeira), onde o trecho se inicia com uma inflexão abrupta seguida de retilineidade acentuada e, na sequência, o padrão se assemelha a uma treliça recurvada na confluência com o rio Mamanguape.

No nordeste da carta, o rio Santa Cruz, bem como os riachos Luís Dias e Seco, são evidências conspícuas da ação tectônica ocorrida no local. Esses canais seguem sentidos discordantes do padrão de drenagem regional. Nesse compartimento, os canais apresentam um número reduzido de tributários, se comparados ao padrão geral de drenagem regional, principalmente o riacho Luís Dias, cujo padrão é paralelo e retilíneo, demonstrando estarem ajustados por falhamento e, apesar de sua considerável extensão, apresenta apenas dois pequenos tributários e uma relativa inexistência de alteração no traçado do vale que o confina. Esses canais seguem um sentido atípico N/S e NE/SW, diferindo da drenagem adjacente, convergindo para o canal do riacho Pitombeira, até confluir no rio Seco e configurando a principal malha hidrográfica tributária do rio Mamanguape.

7.4 ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

Completada a análise qualitativa da área da folha Itapororoca 1:25.000, apresentar-se-ão agora os resultados obtidos com a aplicação dos índices morfométricos RDE, RFAV e FA. Esses resultados são importantes para verificação da atuação de eventos neotectônicos na configuração da rede de drenagem da área em estudo.

7.4.1 Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)

Aplicou-se o RFAV em trechos dos canais cuja avaliação qualitativa já apresentou alguma anomalia. Para avaliação desse parâmetro morfométrico, traçaram-se perfis transversais nos vales dos seguintes canais: riacho Luís Dias (médio e baixo curso – perfil 1 e 2); rio Santa Cruz (alto e médio curso – perfil 3 e 4); riacho Leite Mirim (baixo e alto curso – perfil 5 e 6); riacho Pau d'Arco (alto curso – perfil 7); riacho Pitombeira (médio curso –

perfil 8); riacho Mendonça (baixo curso – perfil 9); rio Seco (médio curso – perfil 10); riacho Mata Fome (alto e médio curso – perfil 11 e 12).

A aplicação do cálculo de RFAV, seguindo critérios de Silva et al. (2003), corroborou para indicar que os valores menores que 1 são indicadores de neotectonismo, enquanto que os valores maiores que 1 correspondem a áreas de estabilidade tectônica onde predominam fatores exógenos (Tabela 2).

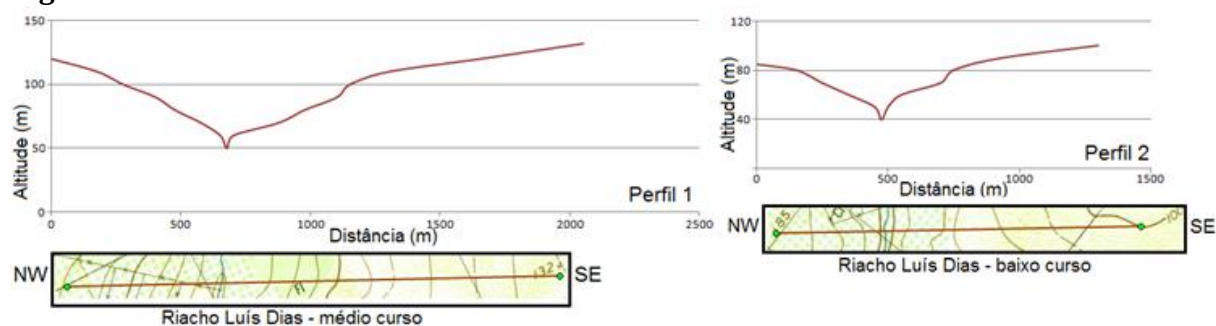
Tabela 2 – Valores obtidos com o cálculo de RFAV

Perfil/trecho	Lfv	Ade	Add	Efv	RFAV
1 Riacho Luís Dias (médio curso)	50 m	132 m	120 m	60 m	0,75
2 Riacho Luís Dias (baixo curso)	50 m	100 m	85 m	50 m	1,17
3 Rio Santa Cruz (alto curso)	30 m	148 m	165 m	80 m	0,39
4 Rio Santa Cruz (médio curso)	75 m	146 m	129 m	60 m	0,96
5 Riacho Leite Mirim (baixo curso)	25 m	64 m	64 m	20 m	0,56
6 Riacho Leite Mirim (alto curso)	50 m	78 m	69 m	40 m	1,40
7 Riacho Pau d' Arco (alto curso)	37 m	92 m	100 m	60 m	1,02
8 Riacho Pitombeira (médio curso)	45 m	85 m	79 m	40 m	1,07
9 Riacho Mendonça (baixo curso)	30 m	98 m	118 m	60 m	0,62
10 Rio Seco (médio curso)	50 m	97 m	91 m	40 m	0,92
11 Riacho Mata Fome (alto curso)	25 m	88 m	76 m	50 m	0,78
12 Riacho Mata Fome (médio curso)	25 m	50 m	54 m	30 m	1,13

Fonte: Dados da pesquisa.

Os perfis 1 e 2 (Figura 53) traçados no vale do riacho Luís Dias, apresentam um vale com incisão do talvegue em V. A vertente direita é ligeiramente côncava e a encosta esquerda é retilínea, com presença de desnível (degrau) no médio e no baixo curso. Deve-se considerar que, apesar de esse riacho possuir traçado extremamente reto, sentido discordante da drenagem (NE/SW) e estar encaixado em litologia granítica, o trecho também é uma zona de contato com terrenos sedimentares, fato que pode contribuir com o padrão assimétrico das vertentes do vale. Os valores para o RFAV atribuídos para os trechos foram de 0,75 e 1,17, respectivamente, destacando-se como um vale no qual há indícios claros de atividade neotectônica.

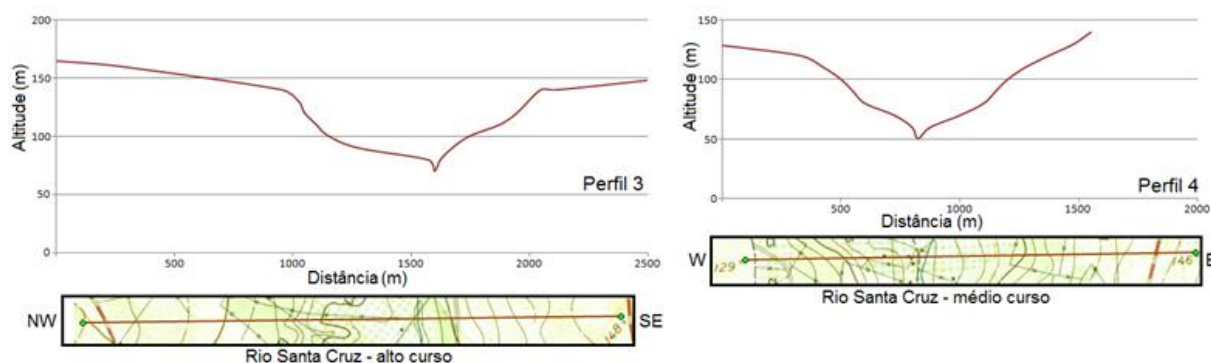
Figura 53 - Perfis RFAV transversais do riacho Luís Dias



Fonte: Elaboração própria.

Os perfis 3 e 4 (Figura 54) foram traçados também numa zona de contato entre o embasamento cristalino e sedimentar, e até certo ponto explica a assimetria entre as encostas direita e esquerda do vale, todavia deve-se considerar os valores expressivos do RFAV de 0,39 e 0,96 para o médio e baixo curso, respectivamente.

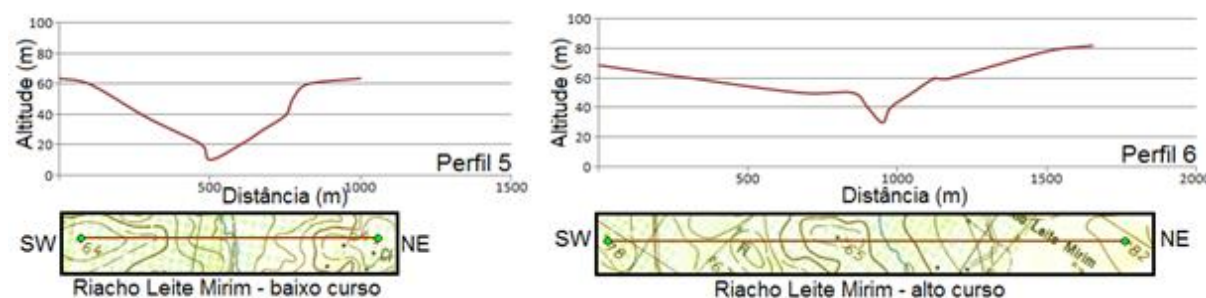
Figura 54 – Perfis transversais RFAV do rio Santa Cruz



Fonte: Elaboração própria.

Os perfis 5 e 6 (Figura 55) traçados no baixo e alto curso do riacho Leite Mirim, respectivamente, contemplam apenas trechos do embasamento cristalino. Esse canal, conforme já descrito na avaliação qualitativa, apresenta padrões retos e ângulos agudos inflexionados do médio para o baixo curso. Os valores de RFAV apresentados para o trecho foram de 0,56 e 1,40, com destaque para o primeiro trecho (baixo curso), com valor muito abaixo de 1.

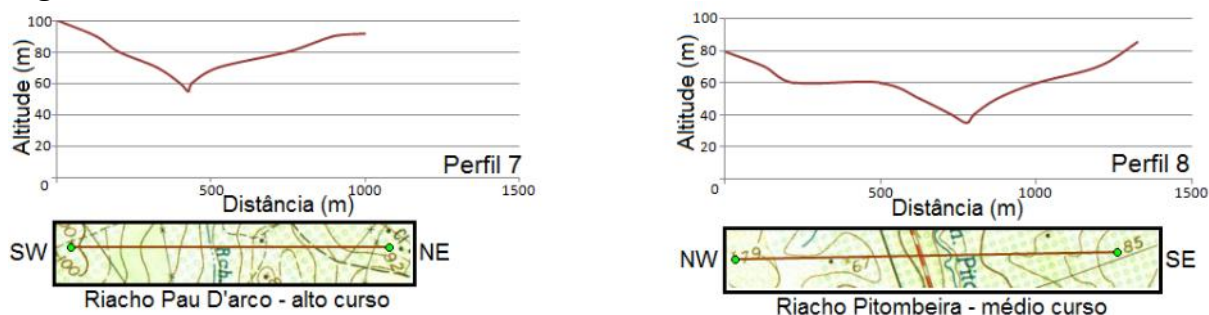
Figura 55 – Perfis transversais RFAV do riacho Leite Mirim



Fonte: Elaboração própria.

Os perfis 7 e 8 (Figura 56) traçados sobre os vales dos riachos Pau d'Arco e Pitombeira, respectivamente, apesar de apresentarem indícios de controle estrutural no padrão assimétrico das vertentes, bem como na presença de anomalias expressas por ângulos retos e inflexionados dos canais, apresentaram valores muito próximos a 1, mais precisamente 1,02 para o alto curso do riacho Pau d'Arco e 1,07 para o médio curso do riacho Pitombeira.

Figura 56 - Perfis transversais RFAV dos riachos Pau d'Arco e Pitombeira

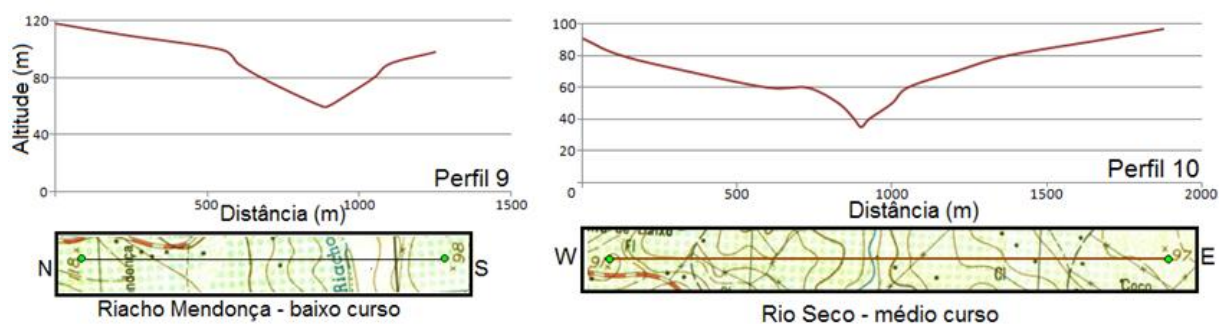


Fonte: Elaboração própria.

Para o perfil 9 (Figura 57), elaborado no baixo curso do riacho Mendonça, observou-se a assimetria entre as vertentes direita e esquerda, que configuram um vale em V encaixado sobre embasamento cristalino, o trecho aferido apresentou um valor expressivo inferior a 1, mais precisamente 0,62 atestando a possibilidade de controle estrutural na configuração do vale.

O perfil 10 (Figura 57) traçado no médio curso do rio Seco, numa zona de contato entre litologias de rochas do embasamento cristalino, apresenta valor de RFAV de 0,92. Esse índice, associado ao padrão anômalo desse rio e de seus afluentes, além da assimetria presente nas encostas do vale que o confina, corrobora a possibilidade de controle estrutural.

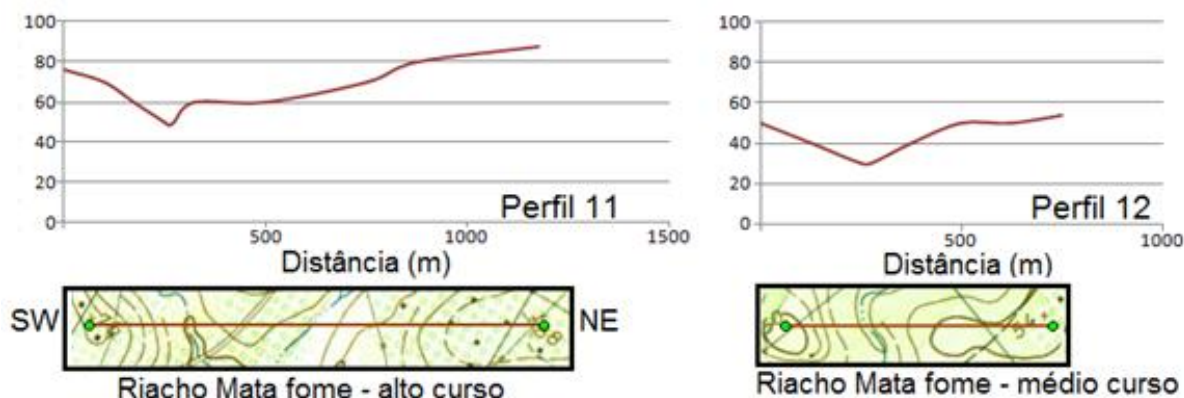
Figura 57 – Perfis transversais RFAV do riacho Mendonça e do rio Seco



Fonte: Elaboração própria.

No caso do riacho Mata Fome (perfis 11 e 12 – Figura 58), o RFAV indicou controle neotectônico para o alto curso, com valor de 0,78, e 1,13 para o médio curso. Esse riacho apresenta forte assimetria entre a margem direita e a esquerda, na qual é possível averiguar que todos os afluentes estão postos na margem esquerda com tropia unidirecional e nítida retelineidade, além da presença de cotovelos em pontos distintos do canal principal.

Figura 58 – Perfis transversais RFAV do riacho Mata Fome

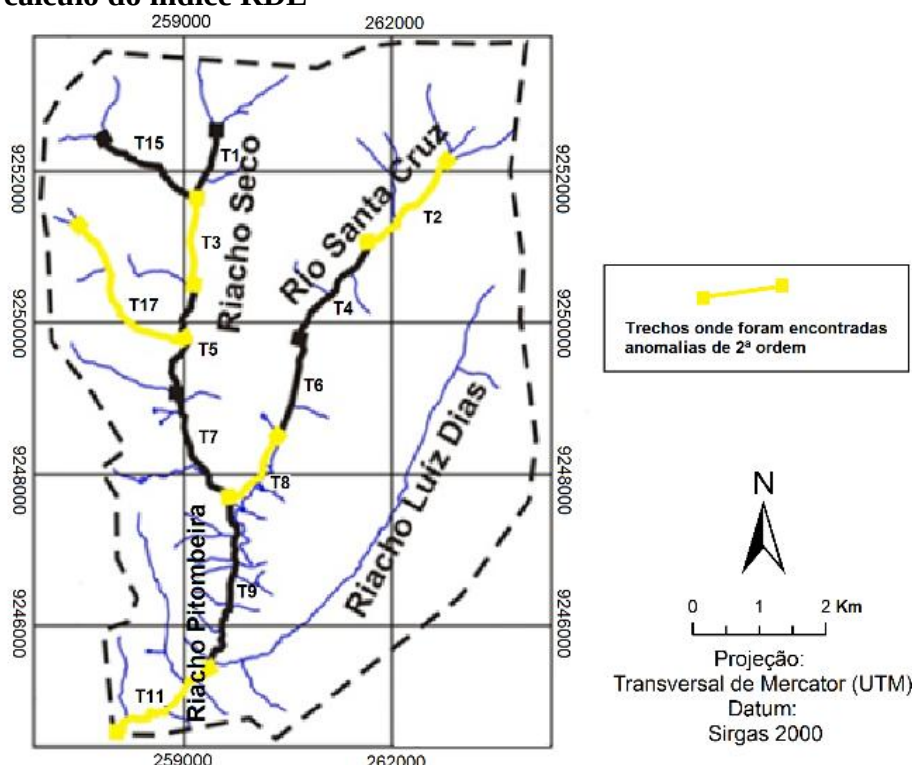


Fonte: Elaboração própria.

7.4.2 Índice Relação Declividade-Extensão (RDE)

Aplicou-se o índice fluviomorfométrico RDE em trechos dos canais do riacho Seco, do rio Santa Cruz e do riacho Luís Dias (Figura 59), considerando o sentido discordante da drenagem desses canais em relação à rede de drenagem dos demais canais das áreas. Esse índice proposto por Hack (1973), calculado por segmento (RDE_{trecho}) ou em sua totalidade (RDE_{total}) e seguindo os critérios de Seeber e Gornitz (1983), tem como objetivo obter resultados dessa relação e observar canais caracterizados, como: sem influência de ação tectônica (< 2); com provável influência tectônica, chamados também de cursos de 2ª ordem, ($\geq 2 < 10$); e como cursos de 1ª ordem, cuja ação tectônica é conspícua (> 10).

Figura 59 – Trechos com anomalias de 2ª ordem nos canais e parâmetros utilizados no cálculo do índice RDE



Fonte: Elaboração própria.

A aplicação do $RDE_{\text{trecho}}/RDE_{\text{total}}$ (Tabela 3) comprovou a presença de anomalias de 2ª ordem, com valores maiores que 2 (Tabela 3). Esses valores estão expressos para o alto e o baixo curso do rio Santa Cruz (T2 e T8), cujos valores finais foram de 3,83 e 2,01, respectivamente. Para o riacho Seco, identificaram-se as anomalias de 2ª ordem no médio curso (T3) e em afluente da margem direita (T17), aos quais se calcularam valores de 3,45 e 8,69, neste último caso, o valor mais expressivo averiguado. Finalmente, dos trechos analisados, verificou-se o valor de 2,76 para o curso inferior do riacho Pitombeira (T11). Tais constatações corroboram as evidências de possíveis reativações cenozoicas e configuração da rede de drenagem atrelada ao fator neotectônico. Por essas razões, ressalta-se a grande possibilidade de tais constatações estarem relacionadas a reativações recentes.

Tabela 3 – Valores obtidos com o cálculo RDE

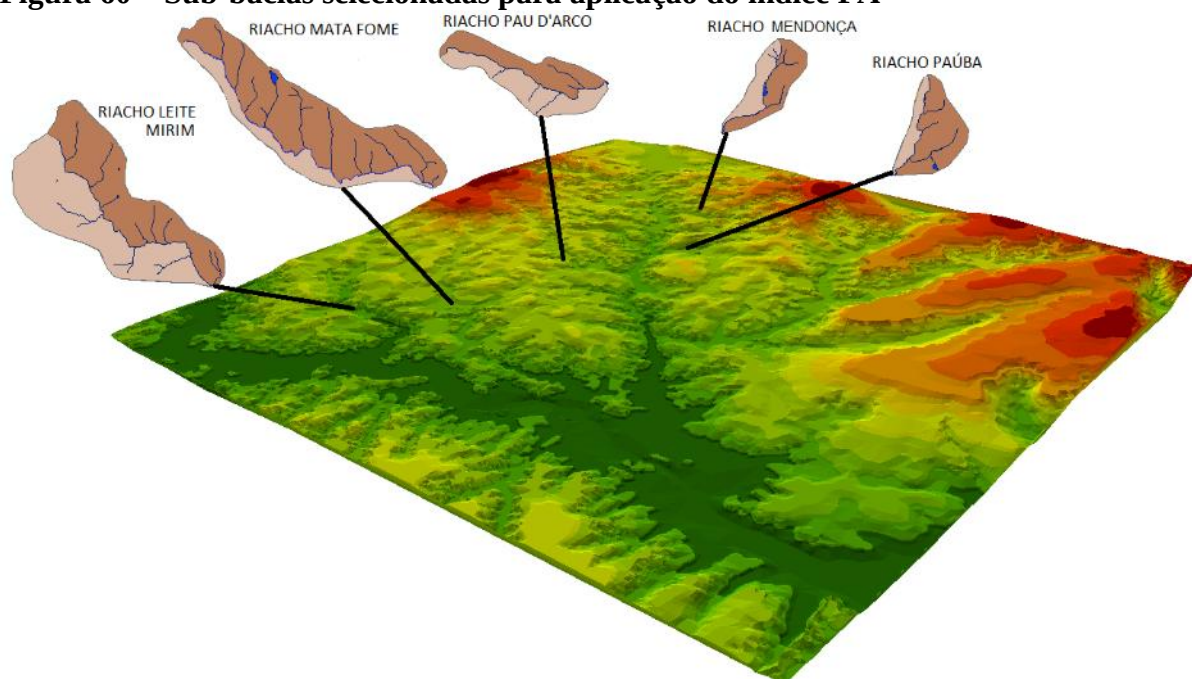
Trechos	ΔH	ΔL	L	RDE_{trecho}	RDE_{total}	RDE_{trecho}/RDE_{total}
T1	10,2	929,855	958,358	10,522	8,802	1,1954
T2	20,5	1.528,268	1.631,952	21,890	5,708	3,8347
T3	30,2	1.168,920	1.175,735	30,376	8,802	3,4509
T4	9,6	1.564,115	1.746,837	10,721	5,708	1,8781
T5	–	1.456,936	1.647,937	–	8,802	–
T6	10,3	1.302,013	1.346,614	10,652	5,708	1,8661
T7	9,5	1.539,103	1.841,220	11,364	8,802	1,2911
T8	9,5	1.145,800	1.386,548	11,496	5,708	2,0138
T9	10,3	2.280,351	3.105,644	14,027	8,802	1,5936
T11	19,9	1.580,198	1.929,845	24,303	8,802	2,7610
T15	–	1.494,756	1.615,756	–	6,536	–
T17	50,0	2.098,765	22.385,958	56,841	6,536	8,6958

Fonte: Elaboração própria.

A aplicação do RDE_{trecho}/RDE_{total} (Tabela 3) comprovou a presença de anomalias de 2ª ordem, fato que também corrobora as evidências de possíveis reativações cenozoicas e configuração da rede de drenagem atrelada ao fator neotectônico. A partir das informações apresentadas, averiguou-se que a área estudada possui uma série considerável de evidências neotectônicas, como: recuo acentuado de cabeceiras, inflexões, canais retilíneos, direções anômalas nos cursos d'água e valores morfométricos que corroboram a influência de ação neotectônica na área. Por essas razões, ressalta-se a grande possibilidade de tais constatações estarem relacionadas a reativações recentes.

7.4.3 Índice Fator Assimétrico (FA)

Aplicou-se o índice FA nas sub-bacias dos riachos Mendonça, Paúba, Pau d'Arco, Mata Fome e Leite Mirim (Figura 60), considerando-se que as bacias hidrográficas com assimetria baixa correspondem a valores de FA entre 0 a 7, com assimetria média, os valores variam entre 7 a 15 e com alta assimetria registram valores maiores que 15. Os índices referentes ao A_f para as respectivas sub-bacias variaram de -0,60 a -29,24 (Tabela 4) evidenciando, segundo os padrões estabelecidos pela literatura especializada, zonas com baixa, média e alta assimetria.

Figura 60 – Sub-bacias selecionadas para aplicação do índice FA

Fonte: Elaboração própria.

Tabela 4 – Valores obtidos com a aplicação do índice FA nas sub-bacias estudadas

Sub-bacia hidrográfica	Área direita da bacia (km ²)	Área total da bacia (km ²)	FA	FA-50
Riacho Mendonça	2,97	14,30	20,46	-29,24
Riacho Paúba	0,81	3,78	21,42	-28,57
Riacho Pau d'Arco	2,91	5,63	51,68	1,68
Riacho Mata Fome	1,19	3,04	39,14	-10,86
Riacho Leite Mirim	9,33	18,89	49,39	-0,60

Nota: Resultados em vermelho = assimetria alta; em azul = assimetria média; em preto = assimetria baixa.

Fonte: Elaboração própria.

Os valores de FA mais expressivos, considerados de alta variação assimétrica, se registraram nas sub-bacias dos riachos Mendonça e Paúba, com variação de -29,24 e -28,57, respectivamente, evidenciando basculamento da margem esquerda. Esses valores, somados às formas retilíneas, dendríticas e paralelas encontradas nos afluentes das margens esquerda desses riachos, reforçam a hipótese de a configuração de assimétrica dessas sub-bacias ser resultado da atuação de eventos neotectônicos. Os valores de FA obtidos também são compatíveis com os valores obtidos por El Hamdouni et al.(2008) na região sul da Espanha.

Na sub-bacia do riacho Mata Fome, considerou-se média a variação de assimetria obtida, cujo valor para o trecho correspondeu a 10,86. Percebe-se forte basculamento da margem esquerda influenciando no padrão retilíneo e paralelo dos tributários arranjados majoritariamente nessa margem.

Os riachos Leite Mirim e Pau d'Arco apresentaram valores de baixa assimetria, com índices de -0,60 e 1,68, respectivamente, todavia deve-se destacar que esses canais apresentaram fortes evidências de controle estrutural na análise qualitativa dos padrões de drenagem presentes nesses canais.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As técnicas aplicadas na elaboração dos produtos sínteses da presente pesquisa possibilitaram apresentar resultados qualitativos e quantitativos que, combinados, resultaram em informações satisfatórias às perspectivas alçadas nos objetivos específicos do trabalho, no qual foi possível detalhar com precisão a caracterização morfoestrutural do relevo e da rede de drenagem presente na carta Itapororoca 1:25.000.

Os resultados permitiram observação de feições que demonstram resultar de forte controle tectônico no seu desenvolvimento, entre as quais estão: escalonamento do relevo, blocos basculados soerguidos e rebaixados, vales assimétricos, além de padrões anômalos e assimétricos da drenagem que se expressam na região em forma radial, retilínea, de treliça, com fortes inflexões em ângulos ortogonais, traçados paralelos e meandros isolados.

As feições apresentadas confirmaram, de forma conspícua, a hipótese de que processos tectônicos tiveram papel crucial na configuração do relevo da região sobre o qual encontram registros dos processos decorrentes da atuação de esforços tectônicos que definiram estruturas tectônicas tanto nos terrenos quaternários de bases sedimentares, quanto no embasamento cristalino.

A aplicação dos parâmetros morfométricos apresentou valores que corroboraram os resultados qualitativos levantados, comprovando que as formas do relevo e da rede de drenagem da área, quando submetidas à morfometria de análise específica para detecção de eventos neotectônicos, indicam, de forma conspícua, a presença de controle estrutural na configuração da rede de drenagem e do relevo.

Cabe destacar que a aplicação dos índices morfométricos seguiu a metodologia aplicada sobre margens continentais do tipo ativa, todavia seu emprego na margem “passiva” brasileira tem constatado, com propriedade, em diferentes regiões, a ação tectônica na configuração do relevo, exigindo, assim, a necessidade de revisão de trabalhos que afirmaram que o relevo brasileiro era resultado apenas de fatores exógenos.

Cabe destacar que não se comprometeu a análise qualitativa atrelada à análise quantitativa aplicada na proposta de estudo geomorfológico, morfotectônico e morfométrico sobre uma carta topográfica de grande escala, pelo fato de contemplar uma área reduzida, uma vez que o cruzamento das informações levantadas com outros trabalhos realizados em áreas adjacentes comprovou, de forma notável, que a região apresenta nítida ação de eventos neotectônicos que definiram o padrão morfotectônico da região.

Finalmente, vale salientar que esta análise não visa, em hipótese alguma, encerrar a questão pertinente ao estudo da área em questão, mas sim propiciar um meio pelo qual, novos trabalhos se desenvolvam no afã de apresentar informações que corroborem os resultados aqui apresentados, permitindo, assim, o conhecimento pormenorizado da região por meio dos produtos cartográficos apresentados, de maneira que os processos naturais e antrópicos possam ser conhecidos e planejados visando o bem comum.

REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. A Geomorfologia no Brasil. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, n. 2, p. 1-18, 1958.
- ALENCAR, E. C. (Org.). **Dicionário de meio ambiente**. Rio de Janeiro: Thex, 2009.
- ANDRADES FILHO, C. O. **Análise morfoestrutural da porção central da bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD**. 2010. 150 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.
- ARGENTO, M. S. F. Mapeamento geomorfológico: In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 7. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007, p. 365-390.
- ASMUS, H. E. Controle estrutural da deposição mesozoica nas bacias da margem continental brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5 n. 3, p. 160-175, 1975.
- ASPIAZÚ, C.; ALVES, L. M.; VALENTE, O. F. Modelos Digitais de Terrenos, conceituação e importância. **Boletim de Pesquisa Florestal**, n. 21, p. 27-36, 1990.
- ASSUMPÇÃO, A. P.; MARÇAL, M. S. Anomalias de drenagem na sub-bacia hidrográfica do Rio Sana (RJ). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA/REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY, 6., Goiás. **Anais...** Goiás, 2006. p. 1-10.
- BARBOSA, G.V.; SILVA, T.C.; NATALI FILHO, T; DEL'ARCO, D.M.; COSTA, R.C.R. Evolução da metodologia para mapeamento geomorfológico do Projeto Radam Brasil. **Boletim Técnico, Série Geomorfologia**, Salvador, n. 1, p. 187, 1984.
- BARBOSA, T. S.; FURRIER, M. Avaliação morfológica e morfométrica da bacia hidrográfica do rio Marés – PB, para verificação de influência neotectônica. **Cadernos de Geociências**, v. 9, n. 2, p. 112-120, nov. 2012.
- BARBOSA, T. S.; LIMA, V. F.; FURRIER, M. Anomalias em padrões de redes de drenagem como fator de verificação de neotectônica – um estudo de caso nas sub-bacias do rio Mamuaba-PB. **Revista do Departamento de Geografia – USP**, v. 26, p. 195-213, 2013.
- BEZERRA, F. H. R.; MELLO, C. L.; SUGUIO, K. A Formação Barreiras: recentes avanços e antigas questões. **Geologia USP, Série Científica**, Brasil, v. 6, n. 2, p. III-VI, out. 2006.
- BEZERRA, P. E. L. **Neotectônica e morfogênese da região de Carolina (MA, TO), bacia do Parnaíba**. 1996. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Pará, Belém, 1996.
- BING. **Mapas**. Disponível em: <<https://www.bing.com/maps>>. Acesso em: 28 jun. 2015.
- BISTRICHI, C. A. Análise estratigráfica e geomorfológica do Cenozoico da região de Atibaia-Bragança Paulista, Estado de São Paulo. 2001. 184 f. Tese (Doutorado em Geologia

Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

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

_____. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Diretoria de Geociências. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. **Manual técnico de geomorfologia**. 1. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1994. (Manuais Técnicos em Geociências, 5).

_____. Serviço Geológico do Brasil. **Geologia e recursos minerais do estado da Paraíba**. Recife: CPRM, 2002.

_____. Serviço Geológico do Brasil. **Projeto Cadastro de Fontes de Abastecimento por Água Subterrânea: estado da Paraíba**. Recife: CPRM/Prodeem, 2005.

_____. Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste. Biblioteca Celso Furtado. **Catálogo das Cartas Topográficas do Nordeste do Brasil 1:25.000**. Disponível em: <http://www.sudene.gov.br/system/resources/BAhbBlsHOgZmSSJBMjAxMi8wNS8wOS8xMV80OV81Ml85ODVfQ2FydGFfdG9wb2dyYWZpY2FfZXNjYWxhXzFfMjUwMDAucGRmBjoGRVQ/Carta_topografica_escala_1_25000.pdf>. Acesso em: 10 ago. 2013.

_____. Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste. Divisão de Recursos Naturais. Serviço de Cartografia. **Carta topográfica Araçaji (Folha SB.25-Y-A-V-3-NE)**. Recife: Sudene, 1974a. Escala 1:25.000.

_____. Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste. Divisão de Recursos Naturais. Serviço de Cartografia. **Folha Itapororoca (SB.25-Y-A-V-4-NO)**, Recife: Sudene, 1974b.

_____. Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste. Divisão de Recursos Naturais. Serviço de Cartografia. **Saliente Nordestino: carta topográfica**. Recife: Sudene, 2010. Escala 1:25.000.

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 localizadas ao norte de Itapororoca. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 1, mar. 2008.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Orgs.). Tectonic evolution of South America. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Proceedings...** Rio de Janeiro, 2000. p. 151-182

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, B. B.; RICCOMINI, C.; FERNANDES, T. M. G.; SANT'ANNA, L. G. O sistema tafrogênico terciário do saliente oriental nordestino na Paraíba: um legado Proterozoico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34 n. 1, p. 127-134, mar. 2004.

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. **Proceedings...**Binghamton: Doebling, D.O., 1977. p. 115-138.

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

CASSETI, V. **Elementos de Geomorfologia**. Goiânia: UFG, 1994.

_____. **Geomorfologia**. [S.l.]: [2005]. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia>>. Acesso em: 22 jun. 2013.

CHAVES, M. A. **Modelos Digitais de Elevação hidrologicamente consistentes para a bacia Amazônica**. 2002. 115f. Tese (Doutorado em Ciência Florestal) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2002.

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

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

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

COLAVITE, A. P. Resenha do livro: Trabalhando Geografia com as Cartas Topográficas. GRANELL-PÉREZ, Maria del Carmen. Ijuí: Unijuí, 2001. **Revista GEOMAE - Geografia, Meio Ambiente e Ensino**, v. 1, n. 1, 2010.

CORREIA, A. C. B.; FONSECA 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.

CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Orgs.) **Geomorfologia**: uma atualização de bases e conceitos. 7. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. p. 211-252.

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

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.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; SANTONI, G. C.; CASADO, F. C.; FULFARO, V. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Revista de Geociências da USP**, v. 25, p. 271-289, 2006.

FITZ, P. R. **Cartografia básica**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

FLORENZANO, T. G. Introdução a geomorfologia. In: _____. (Org.) **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. Cap. 1, p. 11-30.

FONT, M.; AMORESE, D.; LAGARDE, J.-L. DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: the Normandy intraplate area (NW France). **Geomorphology**, v. 119, p. 172-180, (2010).

FREITAS, R. O. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. **Boletim FFCL/USP**, v. 130, n. 6, 1951.

FUJITA, R. H.; GON, P. P.; STEVAUX, J. C.; SANTOS, M. L.; ETCHEBEHERE, M. L. Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p. 597-603, dez. 2011.

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.; ARAÚJO, M. E.; MENESES, L. F. Geomorfologia e tectônica da formação Barreiras no estado da Paraíba. **Geologia USP, Série Científica**, v. 6, n. 2, p. 61-70, out. 2006.

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, fev. 2014.

GOLDRICK, G.; BISHOP, P. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). **Earth Surface Processes and Landforms**, v.32, n. 5, p. 649-671, abr. 2007.

GRANELL-PÉREZ, M. D. **Trabalhando geografia com as cartas topográficas**. 2. ed. Ijuí-RS: Unijuí, 2004.

GROTZINGER, J.; JORDAN, T. **Para entender a Terra**. 6. ed. Porto Alegre: Bookman, 2013.

GUEDES, I. C.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; MORALES, N.; STEVAUX, J. C.; SANTONI, G. C. Análise morfotectônica da bacia do rio Santo Anastácio, SP, através de parâmetros fluviomorfométricos e de registros paleossísmicos. **Geociências**, São Paulo, UNESP, v. 28, n. 4, p. 247-362, 2009.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário geológico-geomorfológico**. 6. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2008.

GUIMARÃES, D. Arqui-Brasil e sua evolução geológica. **Boletim DNPM/DFPM**. Rio de Janeiro, n. 88, p. 1-314. 1951.

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

HARE, P.W.; GARDNER, I.W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA, M.; HACK, J.T. (Eds.). **Tectonic geomorphology: proceedings of the 15th Annual Geomorphology Symposia Series**. Binghamton, 1985. p. 76-104.

HASUI, Y; PONÇANO, W. L. Geossuturas e sismicidade no Brasil. **ABGE, Anais do Cong. Bras. Geol. Eng.**, São Paulo, v. 1, p. 331-338, 1978.

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.

JATOBÁ, L.; LINS, R. C. **Introdução à Geomorfologia**. 5. ed. Recife: Bagaço, 2008.

KNIGHTON, A. D. Fluvial forms and processes: a new perspective. New York: John Wiley & Sons, 1998.

KNIGHTON, A. D.; NANSON, G. Anastomosis and the continuum of channel pattern. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 18, p. 613-625, 1993.

LEOPOLD, L. B.; MADDOCK JUNIOR., T. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. **Geological Survey Professional Paper**, n. 252, p. 1-56, 1953.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Geomorfologia e neotectônica da bacia hidrográfica do rio Apodi-Mossoró – NE/Brasil. **Mercator**, Fortaleza, v. 11, n. 24, p. 209-228, jan./abr. 2012.

_____. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 37-46, 2011.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. CLAUDINO-SALES, V. Geomorfologia do Nordeste: concepções clássicas e atuais acerca das superfícies de aplainamento nordestinas. **Revista de Geografia/UFPE**, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, p. 6-19, set. 2010.

MARINHO, E. G. A. **Bases geológicas das organizações espaciais no município de João Pessoa (PB)**. 2011. 318 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2011.

MARQUES, J. M. Ciência Geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 7. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2007. p. 23-45.

MARTINEZ, M. **Aplicação de parâmetros morfométricos de drenagem na bacia do Rio Pirapó: o perfil longitudinal**. 2005. 96 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2005.

MATTOS, J. T.; BALIEIRO, M. G.; SOARES, P. C.; BARCELLOS, P. E.; MENESES, P. R.; CSORDAS, S. M. **Análise morfoestrutural com uso de imagens MSS/Landsat e Radar para pesquisa de hidrocarbonetos no Estado de São Paulo**. São José dos Campos: INPE, 1982. (Relatório INPE-2445-RTR/015).

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.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

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.

MORAIS NETO, J. M.; ALKIMIM, F. F. A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 1, p. 95, 2001.

NAME, L. O conceito de paisagem na geografia e sua relação com o conceito de cultura. **GeoTextos**, v. 6, n. 2, p. 163-186, dez. 2010.

PIRES NETO, A. G. As abordagens sintético-histórica e analítico-dinâmica: uma proposição metodológica para a geomorfologia. 1991. 302 f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.

POOP, J. H. **Geologia geral**. 5. ed. São Paulo: LTC, 1998.

RICCOMINI, C.; ALMEIDA, R. P.; GIANNINI, P. C. F.; MANCINI, F. Processos fluviais e lacustres e seus registros. In: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M. C.; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. 2.ed. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2009.

RICCOMINI, C.; ASSUMPÇÃO, M. Quaternary tectonics in Brazil. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 221-225, 1999.

RICCOMINI, C.; COIMBRA, A. M. Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. **Bol. IG-USP, Sér. Didát.[online]**, n. 6, p. 1-37, nov. 1993.

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.

RODRIGUES, S. C.; OLIVEIRA, P. C. A. Cartografia do relevo: um estudo aplicado na região oeste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 8, n. 2, p. 37-44, 2007.

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.; 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.

SAADI, A.; BEZERRA, F. H. R.; COSTA, F. D.; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In: SOUZA C. R. G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA A. M. S.; OLIVEIRA, P. E. (Eds.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, 2005. p. 211-234.

SANTOS, E. J.; FERREIRA, C. A.; SILVA JÚNIOR, J. M. F. (Org.) **Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba**. Recife: Ministério das Minas e Energia; CPRM, 2002.

SANTOS, E. J.; NUTMAN, A. P.; BRITO NEVES, B. B. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da zona transversal, Província Borborema. **Geol. USP: Série Científica**, São Paulo, v. 4, n. 1, p. 1-12, abr. 2004.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 92, p. 335-367, 1983.

SILVA, G. P. R.; ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FRANCO-MAGALHÃES, A. O. B. Análise de perfis segmentados de drenagem para a avaliação morfotectônica na bacia hidrográfica do alto rio Jaguari (SP-MG) São Paulo, **UNESP, Geociências**, v. 31, n. 2, p. 259-271, 2012.

SILVA, I. C. **Geomorfologia, hidrografia e tectônica da folha Araçaji 1:25.000, estado da Paraíba**. 2014. 139 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2014.

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 JÚNIOR, J. M. F. **Um regime rúptil, Pós-Siluro-Devoniano no domínio da Zona Transversal, Província Borborema-Nordeste do Brasil**. 1997. 137f. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1997.

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

SOUZA, J. O. P. ANÁLISE DA PRECISÃO ALTIMÉTRICA DOS MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO PARA ÁREA SEMIÁRIDA DO NORDESTE BRASILEIRO. **Revista do Departamento de Geografia, USP**, v. 30, p. 56-64, dez. 2015.

SOUZA, L. S. B.; ROSSETTI, D. F. Caracterização da rede de drenagem na porção leste da ilha do Marajó e implicações tectônicas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 1, p. 69-83, 2011.

SOUZA 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.

STEWART, L.S.; HANCOCK, P.L. Neotectonics. In: HANCOCK, P.L. (Ed.). **Continental deformation**. New York: Pergamon Press, 1994. p. 370-409.

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of water shed geomorphology. **Transaction American Geophysal Union**, v. 38, p. 913-20, 1957.

SUERTEGARAY, D. M. A. Pesquisa de campo em Geografia. **GEOgraphia**, v. 4, n. 7, p. 64-68, 2002.

SUERTEGARAY, D.M.A.; ROSSATO, M.S.; BELLANCA, E.T.; FACHINELLO, A.; SUGUIO, K. A importância da Geomorfologia em Geociências e áreas afins. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 80-87, 2000.

SUGUIO, K. **Dicionário de Geologia Sedimentar e áreas afins**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

_____. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.

TASSINARI, C. C. G. Tectônica global. In: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T.; TOLEDO, M. C. (Orgs.). **Decifrando a Terra**. 1. ed. São Paulo: Oficina das Letras, 2009. p. 78-107.

TRICART, J. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: IBGE, Diretoria Técnica, Supren, 1977.

TROIANI, F.; DELLA SETA, M. The use of the Stream Length–Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: a case study from Central Italy. **Geomorphology**, v. 102, p. 159-168, 2008.

VALERIANO, M. M. Dados topográficos. In: FLORENZANO, T. G. (Org.). **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. p. 73-10.

VALERIANO, M. M.; CARVALHO JÚNIOR, O. A. Geoprocessamento de Modelos Digitais de Elevação para mapeamento da curvatura horizontal em microbacias. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 4, n. 1, p. 17-29, 2003.

WELLS, S. G.; BULLARD, T. F.; MENGES, C. M.; DRAKE, P. A.; KARAS, K. I.; KELSON, K. I.; RITTER, J. B.; WESLING, J. R. Regional variations tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, pacific coast of Costa Rica. **Geomorphology**, Amsterdam: Elsevier Science Publishers B. V., p. 239-265, 1988.