



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA NATUREZA
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS**

IVANILDO COSTA DA SILVA

**GEOMORFOLOGIA, HIDROGRAFIA E TECTÔNICA DA FOLHA
ARAÇAJI 1:25.000, ESTADO DA PARAÍBA**

Orientador: Prof. Dr. Max Furrier

**JOÃO PESSOA
2014**

IVANILDO COSTA DA SILVA

**GEOMORFOLOGIA, HIDROGRAFIA E TECTÔNICA DA FOLHA ARAÇAJI
1:25.000, ESTADO DA PARAÍBA**

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
2014**

S586g Silva, Ivanildo Costa da.
Geomorfologia, hidrografia e tectônica da folha Araçaji
1:25.000, estado da Paraíba / Ivanildo Costa da Silva.-- João
Pessoa, 2014.
139f. : il.
Orientador: Max Furrier
Dissertação (Mestrado) - UFPB/CCEN
1. Geomorfologia. 2. Hidrografia. 3. Geologia. 4. Tectônica.

UFPB/BC

CDU: 551.4(043)

**“Geomorfologia, Hidrografia e Tectônica da Folha Araçaji 1:25.000,
Estado da Paraíba”**

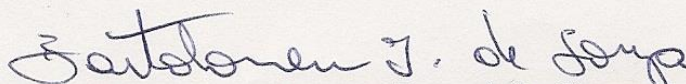
por

Ivanildo Costa da Silva

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.

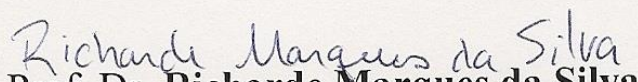
Área de Concentração: Território, Trabalho e Ambiente

Aprovada por:



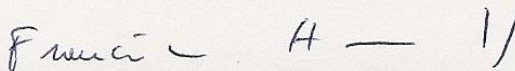
Prof. Dr. Bartolomeu Israel de Souza

Presidente



Prof. Dr. Richarde Marques da Silva

Examinador interno



Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra

Examinador externo

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

Fevereiro/2014

Com carinho, dedico esta dissertação aos meus pais José Manoel da Silva e Irene Maria Costa da Silva, aos meus irmãos, tios e familiares em geral, e a todos os meus professores passados e atuais.

AGRADECIMENTOS

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

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

Ao professor Dr. Max Furrier, por ter aceitado minha proposta de dissertação e por sua orientação rígida e eficiente que me fez crescer muito como estudante e profissional.

Aos demais professores permanentes e convidados do PPGG-UFPB, assim como à secretária Sônia, que sempre se esforçou para dar encaminhamento a nossos pedidos junto a outros órgãos internos e externos à UFPB.

Aos professores Dr. Richarde Marques da Silva e Dr. Francisco H. R. Bezerra, pela avaliação desta pesquisa na qualificação e na versão final, e pelas ricas sugestões apresentadas.

Ao professor Pós-Dr. Bartolomeu Israel de Souza, por ter presidido a mesa na minha apresentação de dissertação, em virtude da ausência do professor orientador, afastado para o pós-doutorado, além de outras contribuições.

A todos os meus professores da graduação e especialização da Universidade Estadual da Paraíba, em especial ao professor Dr. Lanusse Salim Rocha Tuma, meu orientador nos dois cursos acima citados, que contribuiu de forma memorável para minha formação acadêmica, e à professora MSc. Rita Calvacante, a quem posso chamar de amiga, sendo ela um exemplo de dedicação para com seus alunos e um pilar para a área de Educação daquela instituição.

A Wesley Ramos Nóbrega e Maria Emanuella Firmino Barbosa, que foram essenciais para o meu aprendizado na área de Geoprocessamento durante este curso de mestrado.

Aos meus primos Sueli e Izaías, pelo acolhimento durante as aulas do mestrado.

À minha namorada Walkíria Nascimento, pelo apoio e pela paciência em suportar os momentos de estresse.

Às minhas colegas Tamires Silva Barbosa, Christiane Neres e Mônica Macêdo pelos momentos de descontração e pelos materiais repassados que foram de grande valia para elaboração da minha pesquisa.

A todos os outros colegas que compõem a equipe do Laboratório de Estudos Geológicos e Ambientais (LEGAM-UFPB).

A todos os colegas da turma 2012.1 do curso de Geografia da UFPB, pelo acolhimento quando ministrei minhas aulas para o Estágio Docência. Em especial ao senhor Perilo Holanda, por seu companheirismo, ensinamentos e motivação.

À Prefeitura Municipal de Itapororoca, que disponibilizou o transporte para realização da visita a campo com a presença do professor Max Furrier.

“Não é o ângulo reto que me atrai, nem a linha reta, dura, inflexível, criada pelo homem. O que me atrai é a curva livre e sensual, a curva que encontro nas montanhas do meu país, no curso sinuoso dos seus rios, nas ondas do mar, no corpo da mulher preferida. De curvas é feito todo universo, o universo curvo de Einstein”.

(Oscar Niemeyer)

RESUMO

A presente pesquisa teve como objetivo principal analisar as inter-relações existentes entre a geologia, o relevo e a hidrografia da área da folha Araçaji 1:25.000 (SB.25-Y-A-V-3-NE), Estado da Paraíba, e suas contribuições mútuas para o desenvolvimento das feições geomorfológicas pretéritas e atuais dessa região. Além disso, objetivou-se verificar a influência de eventos tectônicos e neotectônicos sobre a configuração da rede e dos padrões de drenagem. Entende-se que o conhecimento do modelado geomorfológico de uma área pode auxiliar de forma concisa na elaboração de planejamentos voltados aos mais diversos fins, como: obras de engenharia, questões ambientais, desenvolvimento agrícola, exploração mineral, entre outros. Tal consideração é válida para a área da folha Araçaji 1:25.000, visto que nela está em curso, desde a década passada, após a construção da Barragem de Aruá, uma franca expansão de práticas agrícolas. Ademais, estão sendo desenvolvidas, na área de estudo, pesquisas voltadas à exploração mineral. No presente trabalho foram analisados aspectos qualitativos e quantitativos da geomorfologia e da rede de drenagem, com o auxílio do material cartográfico produzido e da aplicação de índices morfométricos. A produção do material cartográfico, fundamental para análise qualitativa, consistiu na elaboração majoritariamente das cartas temáticas hipsométrica, clinográfica, do Modelo Digital de Elevação (MDE) e da carta geomorfológica. Para análise quantitativa e da neotectônica foram aplicados os índices morfométricos de Relação Declividade/Extensão (RDE), Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV) e Fator Assimétrico (FA). As cartas temáticas e o MDE foram gerados no *software* Spring 5.2, com base em dados extraídos da folha Araçaji 1:25.000 por meio de vetorização manual, como: curvas de nível com equidistância de 10 metros, pontos cotados e outros elementos, a exemplo da hidrografia, rodovias e estradas. A elaboração da carta geomorfológica foi fundamentada na metodologia proposta por Ross (1992), que tem como base as unidades taxonômicas do relevo. Os resultados obtidos mostram que existem diversas anomalias na área da folha Araçaji 1:25.000, a exemplo de altimetria com cotas desproporcionais à média da região na área da unidade geológica da Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca, que mostrou ter sido afetada por falhamentos e esforços compressivos evidenciados em rochas dobradas com aspectos de brechas tectônicas, e outras anomalias, como: fortes inflexões, canais retilíneos e padrões modificados na rede de drenagem influenciados principalmente por falhamentos transcorrentes dextrais visualizados em campo e pelo arcabouço geológico local. Aliados à análise qualitativa, os valores obtidos com a aplicação dos índices morfométricos mostraram que a rede de drenagem da área de estudo foi afetada, ainda, por eventos neotectônicos. Conclui-se, dessa forma, que a análise qualitativa combinada à análise quantitativa nos estudos geomorfológicos e da rede de drenagem trouxeram resultados confiáveis que se complementaram, além de terem sido fundamentais na detecção da atuação de eventos neotectônicos no modelado geomorfológico e da rede de drenagem da área da folha Araçaji 1:25.000.

Palavras-chave: Geomorfologia. Hidrografia. Geologia. Tectônica.

ABSTRACT

The present research had as main objective analyze the inter-relationship between geology, relief and hydrography on the area of the letter of Araçaji 1:25.000 (sheet SB.25-Y-A-V-3-NE), and thy mutual contributions to the development of ancient geomorphological feature and also current of this region. Furthermore it had as objective verify the influence of tectonics events and neotectonics about network configuration and drainage pattern. It is understood that knowledge of geomorphological modeled of a area in a concise form on elaboration of planning directed to the most diverse purposes, as: engineering works, environmental, agricultural development, mineral exploration, among other. This consideration applies to the area of the sheet Araçaji 1:25.000, it is known that is in course, since last decade after the construction of Arua Dam, a free expansion of agricultural practices. Moreover, it is being developed in the area of study, researchers focused on mineral exploration. In this study qualitative and quantitative aspects of geomorphology and drainage network were analyzed with the aid of cartographic material produced and the application of morphometric indices. The production of cartographic material, essential for qualitative analysis, consisted mainly in the preparation of thematic maps hypsometric, clinographyc, the Digital Elevation Model (DEM) and geomorphological letter. For quantitative and neotectonic analysis were applied the morphometric indices of Slope Relationship / Extension (SRE), Reason Fund / height Valley (RFHV) and Asymmetric Factor (AF). The thematic maps and DEM were generated on the software Spring 5.2, based on data extracted from leaf Araçaji 1:25.000 by manual vectorization, such as contour lines with contour interval of 10 meters, elevation points and other elements, such as hydrography, roads and highways. The preparation of geomorphological letter was based on the methodology proposed by Ross (1992), which is based on the taxonomic units of relief. The results shows that there are various anomalies in the area of the sheet Araçaji 1:25,000, such as altimetry with quotes at average of the region on the area of the geological unit of felsic volcanic rock Itapororoca, which was shown to have been affected by faults and compressive stresses shown in folded rocks with aspects of tectonic breccias, and other anomalies such as: strong inflections, straight channels and modified the drainage network influenced mainly dextral strike-slip faulting shown by field and by the local geological framework standards. Combined with qualitative analysis, the values obtained with the application of morphometric indices showed that the drainage network of the study area was also affected by neotectonic events. It follows therefore, that the combined qualitative analysis to quantitative analysis in geomorphological studies and drainage network brought reliable results that are complementary, and have been instrumental in detecting the activity of neotectonic events in geomorphological modeling and drainage network leaf area Araçaji 1:25.000.

Keywords: Geomorphology. Hydrography. Geology. Tectonics.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área da carta topográfica Araçaji 1:25.000	24
Figura 2 – Representação do deslocamento e ascensão dos ventos úmidos oriundos do Oceano Atlântico em direção à frente oriental do Planalto da Borborema	26
Figura 3 – Relevo característico da Depressão Sublitorânea na área da folha Araçaji 1:25.000	28
Figura 4 – Diferença de altitude entre a área da Rocha Vulcânica Félsica e a Depressão Sublitorânea	28
Figura 5 – Material aluvionar depositado às margens dos rios Mamanguape e Araçagi	29
Figura 6 – Recorte do mapa geológico da área da folha Araçaji 1:25.000	31
Figura 7 – Localização da área de estudo na Província Geotectônica da Borborema e seus domínios geológicos	32
Figura 8 – Localização do Terreno Alto Pajeú e da área de estudo diante dos demais terrenos da Província Borborema	34
Figura 9 – Divisão da unidade geológica da Rocha Vulcânica Félsica entre a carta topográfica Itapororoca (Folha SB.25-Y-A-V-4-NO) e a carta topográfica Araçaji (Folha SB.25-Y-A-V-3-NE)	36
Figura 10 – Rocha característica da unidade geológica Rocha Vulcânica Félsica	36
Figura 11 – Secção geológica esquemática da rodovia BR 230 (Folha Sapé)	37
Figura 12 – Modelos produzidos para analisar a intrusão na área da unidade geológica da Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca	38
Figura 13 – Inter-relaçãoda geomorfologia com a geografia e a geologia	41
Figura 14 – Controle da erosão pela relação força de resistência <i>versus</i> energia da corrente	42
Figura 15 – Unidades taxonômicas de classificação do relevo segundo Ross (1992)	44
Figura 16 – Representação esquemática de vertentes e seus diferentes setores	47
Figura 17 – Zona <i>pull-apart</i> interpretada na intrusão de Itapororoca (PB)	50
Figura 18 – Modelo indicador de anomalias neotectônicas relacionadas a escarpa de falha e lineamentos	52
Figura 19 – (a) Facetas triangulares impressas na configuração do relevo; (b) Modelos representativos de facetas triangulares e trapezoidais	53
Figura 20 – (a) Configuração do canal a partir da dinâmica dos blocos; (b) Modelo esquemático para a representação dos blocos soerguidos e rebaixados	54
Figura 21 – Exemplo da interrupção de um canal fluvial por um <i>knickpoint</i>	55

Figura 22 – Esquema representativo do soerguimento do substrato rochoso e formação de terraços fluviais	56
Figura 23 – Esquema representativo de terraços aluviais pareados	56
Figura 24 – Esquema representativo de bacias hidrográficas	57
Figura 25 – Padrões básicos de drenagem	59
Figura 26 – Padrões básicos modificados de drenagem	60
Figura 27 – Principais propriedades de drenagem	61
Figura 28 – Padrões de drenagem anômalos	62
Figura 29 – Parâmetros para o cálculo do índice RDE	65
Figura 30 – Fórmula matemática e procedimento de medida para encontrar os valores do índice morfométrico RFAV	66
Figura 31 – Basculamento para a esquerda no rio Guajará, e para a direita no rio Mucutá, sugerindo que a área entre esses rios tenha se elevado relativamente às áreas adjacentes	68
Figura 32 – Exemplos de bacias hidrográficas com assimetria de drenagem forte e fraca	68
Figura 33 – (a) Porção de uma superfície e uma matriz regular (células quadradas) correspondente; (b) Rede irregular triangular sobreposta a uma imagem do relevo	71
Figura 34 – Imagem de nível cinza e grade regular da área da folha Araçaji 1:25.000	72
Figura 35 – Grade triangular irregular da área da folha Araçaji 1:25.000	73
Figura 36 – Intervalos altimétricos utilizados na geração da carta hipsométrica da área da folha Araçaji 1:25.000	74
Figura 37 – Ação da declividade sobre a hidrografia de superfície	75
Figura 38 – Perfil gerado no <i>software</i> Spring 5.2 com informações referentes à altimetria e distância utilizadas na aplicação do índice RDE	79
Figura 39 – Predominância do entalhamento do talvegue em relação à denudação por influência de soerguimento tectônico	80
Figura 40 – Gráfico gerado no <i>software</i> Spring 5.2 com informações sobre o perfil transversal do canal de drenagem do rio Guandu utilizadas na aplicação do índice RFAV	81
Figura 41 – Vetorização da área da bacia de drenagem do riacho Tanques com relatório gerado no <i>software</i> Spring 5.2 para obtenção dos valores necessários à aplicação do índice FA	83
Figura 42 – Perfis traçados na folha Araçaji 1:25.000	84
Figura 43 – Símbolos geológicos utilizados para representar a geologia dos perfis aplicados na área de estudo	85
Figura 44 – Modelo Digital de Elevação (MDE) da área da folha Araçaji 1:25.000	88

Figura 45 –Lineamentos interpretados a partir do MDE na área da folha Araçaji 1:25.000	89
Figura 46 – Depósitos de sedimentos às margens dos rios Araçagi e Mamanguape	94
Figura 47 – Terraços fluviais nas margens do rio Mamanguape	95
Figura 48 –Relevo com topo tabular (Dt) na parte sul da estrutura do Alto Félsico Itapororoca	95
Figura 49 –Relevo com topo convexo (Dc) na parte norte da estrutura do Alto Félsico Itapororoca	96
Figura 50 – Relevo com a formação de morros na área do táxon Dc 51	97
Figura 51 – Relevo com a formação de colinas suaves na área do táxon Dc 31	98
Figura 52 – Relevo com formações colinosas na área do táxon Dc 32	98
Figura 53 – Formação de faceta trapezoidal na área do táxon Dc 32	99
Figura 54 – Relevo com formações colinosas características da área do táxon Dc 41	100
Figura 55 – Relevo com formações colinosas acentuadas na área do táxon Dc 42	100
Figura 56 – Perfis topográficos elaborados a partir da folha Araçaji 1:25.000	102
Figura 57 – Padrões de drenagem da área da folha Araçaji 1:25.000 com destaque para as principais anomalias apresentadas em sua configuração	105
Figura 58 – Recorte do mapa geológico da área da folha Araçaji 1:25.000 com sobreposição da rede de drenagem	108
Figura 59 – Alinhamento do vale do riacho Timbó com o vale do riacho Lagoa dos Cavalos na área da unidade geológica da Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca, sugerindo ajuste dos vales a linhas de falha	110
Figura 60 – Material dobrado com aspecto de brecha tectônica de caráter rúptil na área da unidade das Vulcânicas Félsicas	111
Figura 61 – Afloramentos de granitos possivelmente soerguidos na área da unidade das Vulcânicas Félsicas	111
Figura 62 – Forte inflexão com formação de canal retilíneo verificada no canal do rio Guandu	113
Figura 63 – Falha transcorrente dextral (NO-SE) cortando um dique de rocha máfica (L-O)	114
Figura 64 –Material com aspectos de brecha tectônica de caráter rúptil no leito do rio Mamanguape	114
Figura 65 – Trecho retilíneo próximo a um cotovelo de drenagem no canal do rio Araçagi	115
Figura 66 – Canais principais das sub-bacias hidrográficas com trechos selecionados para o cálculo do Índice de Relação Declividade/Extensão (RDE)	117

Figura 67 – Canais selecionados com perfis traçados para o cálculo do Índice de Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)	120
Figura 68 – Vale Seco com forma em V selecionado para aplicação de perfil para obtenção do índice RFAV	122
Figura 69 – Sub-bacias selecionadas para aplicação do índice FA	123

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Padrões de formas do relevo	45
Quadro 2 – Matriz dos índices de dissecação do relevo	46
Quadro 3 – Classes de declividade e a sua classificação de acordo com a legislação vigente	76
Quadro 4 – Subdivisões dos táxons estabelecidos para carta geomorfológica na área da carta Araçaji 1:25.000	93

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Valores obtidos com a aplicação do índice RDE nas sub-bacias estudadas	117
Tabela 2 – Variáveis morfométricas e valores obtidos com aplicação do índice RFAV nas sub-bacias estudadas	121
Tabela 3 – Valores obtidos com a aplicação do índice FA nas sub-bacias estudadas	124

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 – Padrões de formas do relevo	90
Gráfico 2 – Matriz dos índices de dissecação do relevo	92

LISTA DE SIGLAS E PARÂMETROS

°C	Grau Célsius
A	Acumulação (deposição)
Actf	Área de colúvio e terraço fluvial
Actpf	Área de colúvio, terraço e planície fluvial
Ad	Formas de campos de dunas
Add	Altitude da linha de interflúvio da porção direita do vale
Ade	Altitude da linha de interflúvio na porção esquerda do vale
AF	<i>Asymmetric Factor</i> (Fator Assimétrico)
Apf	Formas de planície fluvial
Api	Formas de planície interdial (mangue)
Apl	Formas de planície lacustre
Apm	Formas de planície marinha
APP	Área de Preservação Permanente
Atf	Formas de terraços fluviais
Atm	Formas de terraços marinhos
Atpf	Formas de terraços e planícies fluviais
Atpm	Área de terraço e planície marinha
CPF	Concavidade do Perfil Fluvial
cs	Calcissilicática
D	Denudação (erosão)
Da	Formas com topo aguçado
Dc	Formas com topo convexo
De	Formas de escarpa
Deinfra-SC	Departamento Estadual de Infraestrutura de Santa Catarina
Dp	Formas de superfície plana
Dt	Formas com topo tabulares
Dv	Forma de vertentes
Efv	Elevação do fundo do vale
FA	Fator Assimétrico
Ga	Bilhões de anos
IGF	Índice de Gravidade Fluvial
INQUA	<i>Union for Quaternary Science</i>

Kait	Vulcânicas Félsicas Itapororoca (it): riolito e fonolito
Ki?	Vulcânica Félsica Itapororoca
km	Quilômetro
L	Leste
Lfv	Largura do fundo de vale
m	Metro
Ma	Milhões de anos
Mct	Complexo São Caetano
MDE/DEM	Modelo Digital de Elevação (<i>Digital Elevation Model</i>)
MDT/DTM	Modelo Digital do Terreno (<i>Digital Terrain Model</i>)
mm	Milímetros
MNT	Modelo Numérico do Terreno
My _{2b}	Metagranitóides Tipo Riacho do Forno
N	Norte
NE	Nordeste
NO	Noroeste
Ny _{1a}	Suíte granítica calcialcalina de médio a alto potássio
O	Oeste
Pgm/Py	Complexo Gnáissico-Migmatítico
PI	Plano de Informação
Qa	Aluviões e Sedimentos de Praia
RDE	Relação Declividade-Extensão
RDE _s	Relação Declividade-Extensão por segmento de drenagem
RDE _t	Relação Declividade-Extensão total
RFAV	Relação Fundo Altura de Vale
S	Sul
SE	Sudeste
SIG	Sistema de Informações Geográficas
Spring	Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas
STV	Secção Transversal do Vale
Sudene	Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste
TAP	Terreno Alto Pajeú
Tc	Setor de Vertente de topos convexos
TIN	<i>Triangular Irregular Network</i>

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

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	21
2	OBJETIVOS	23
2.1	OBJETIVO GERAL	23
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	23
3	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	24
3.1	LOCALIZAÇÃO	24
3.2	CLIMA	25
3.3	RELEVO	27
3.4	GEOLOGIA	30
3.4.1	Província Geotectônica da Borborema e Terreno Alto Pajeú (TAP)	32
3.4.2	Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca (Ki?)	35
4	PROCEDIMENTOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS	39
4.1	GEOMORFOLOGIA E CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA	39
4.2	NEOTECTÔNICA	47
4.2.1	Análise qualitativa	51
4.2.1.1	Principais indícios da atuação de eventos neotectônicos na configuração do relevo	51
4.2.1.2	A bacia e os padrões de drenagem no estudo qualitativo da neotectônica	57
4.2.2	Análise quantitativa	63
4.2.2.1	Índice da Relação Declividade/Extensão (RDE)	65
4.2.2.2	Índice da Razão Fundo/Altura do Vale (RFAV)	66
4.2.2.3	Índice Fator Assimétrico (FA)	67
5	PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS	69
5.1	ELABORAÇÃO DO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (MDE)	69
5.2	ELABORAÇÃO DA CARTA HIPSOMÉTRICA	73
5.3	ELABORAÇÃO DA CARTA CLINOGRÁFICA	75
5.4	ELABORAÇÃO DA CARTA GEOMORFOLÓGICA	76
5.5	APLICAÇÃO DOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS	78
5.5.1	Índice Relação Declividade-Extensão (RDE)	78

5.5.2	Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)	80
5.5.3	Índice Fator Assimétrico (FA)	82
5.6	ELABORAÇÕES DOS PERFIS	83
5.7	TRABALHO DE CAMPO	85
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES	87
6.1	PRODUTOS CARTOGRÁFICOS	87
6.1.1	Modelo Digital de Elevação (MDE)	87
6.1.2	Carta hipsométrica	89
6.1.3	Carta clinográfica	91
6.1.4	Carta geomorfológica	93
6.2	PERFIS	101
6.3	ANÁLISE QUALITATIVA DOS PADRÕES E DA REDE DE DRENAGEM	104
6.4	ÍNDICES MORFOMÉTRICOS	116
6.4.1	Índice Relação Declividade-Extensão (RDE)	116
6.4.2	Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)	120
6.4.3	Índice Fator Assimétrico (FA)	123
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	125
	REFERÊNCIAS	127
	ANEXO	136

1 INTRODUÇÃO

As transformações que ocorrem nos elementos da natureza em seus diversos componentes, a exemplo da geomorfologia, geologia, clima, hidrografia, entre outros, são desenvolvidas de forma que cada etapa desses processos ficam registradas nas estruturas decorrentes dos eventos que os deram origem ao longo do tempo, sobretudo nas formas do relevo e nas rochas. As formas atuais de relevo configuram o processo de milhões de anos de trabalho de agentes que lentamente foram modelando a superfície terrestre (MARTINEZ, 2005). Dessa forma, pode-se ressaltar, também, que cada rocha possui sua própria história, sendo importante que se aprenda a lê-las, pois no passado geológico não havia ninguém para observar os eventos e documentar o que via (EICHER, 1996, p. 36).

Esses registros são estudados hoje pelas Geociências, para estabelecer os padrões sobre os quais essas estruturas se formaram, as forças a que foram submetidas e como elas podem/devem ser utilizadas pela sociedade, visto que, dependendo da composição mineralógica, textura, estrutura das rochas e das formas de relevo geradas por meio desses processos, podem surgir diversas oportunidades de aproveitamento pela sociedade ou limitações à ocupação humana, a exemplo de instabilidade de vertentes e susceptibilidade a enchentes em planícies.

Diante do exposto, entende-se que a caracterização e o entendimento da dinâmica dos elementos da natureza são de fundamental importância para o planejamento e desenvolvimento das atividades humanas que serão efetuadas no território, pois, como sugere Ross (2001), as intervenções no meio natural devem ser efetuadas por minuciosos diagnósticos dos atributos físicos que controlam a dinâmica natural do ambiente, para que, dessa forma, seja mantido um equilíbrio entre os constituintes naturais e as intervenções introduzidas pelo homem.

É notório que no Brasil, em geral, e no Estado da Paraíba, em particular, são efetuadas diversas ações de apropriação do meio físico que se mostram incompatíveis com os padrões geomorfológicos da região. Essas ações estão geralmente ligadas a: obras de engenharia, construção de aterros sanitários, fixação de lixões, expansão urbana, construção de estradas, entre outros.

Por meio desta pesquisa estudou-se, de forma integrada, a geologia, o relevo e a hidrografia da área da carta topográfica Araçaji (Folha SB.25-Y-A-V-3-NE), com escala de 1:25.000. Tal carta foi elaborada pela Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (Sudene) em 1974. Foram também elaborados neste estudo materiais cartográficos referentes

a esses atributos e à sua declividade (carta clinográfica) e altimetria (carta hipsométrica). Tais informações possibilitam detectar problemas futuros que podem ser desencadeados por atividades desenvolvidas pelo homem.

A presente pesquisa foi desenvolvida com dados extraídos da carta topográfica Araçaji pela disponibilidade dos diversos atributos que a mesma oferece para análise morfológica e morfométrica. Rodrigues e Adami (2009) corroboram com tal ideia quando afirmam que essas cartas são muito importantes para o levantamento de dados para posterior análise morfométrica. Os autores ressaltam, ainda, que nelas pode-se delimitar bacias hidrográficas, definir a rede de drenagem e coletar dados altimétricos (pelas curvas de nível e pontos cotados) que são base para os cálculos e interpretações quantitativas.

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

Parte-se da hipótese que a configuração geomorfológica e da rede de drenagem atuais dessa área são resultado da atuação de eventos tectônicos e neotectônicos. Esse fato estaria registrado nas cotas altimétricas desproporcionais à média de elevação da carta; nos indícios de basculamento que se apresentam na área; na composição litológica com a existência de uma unidade geológica cretácea, a Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca e suas coberturas sedimentares; e na rede de drenagem que apresenta canais retilíneos, inflexões bruscas, padrão radial, entre outros (STRAHLER, 1952; HACK, 1973; CHRISTOFOLETTI, 1980).

O entendimento dos processos geomorfológicos que deram origem ao relevo atual da área de estudo e a produção de material cartográfico referente à sua declividade e altimetria se justificam pela intensa utilização dessa área pela agricultura (embora esta não seja abordada na pesquisa), principalmente após a instalação barragem de Aruá, na década passada, e pelas especulações de empresas do setor da mineração que desenvolvem pesquisas na área (BRITO NEVES *et al.*, 2008; MANTOVANI *et al.*, 2008; OLIVEIRA, 2009).

Entende-se dessa forma que, o presente estudo pode servir de subsídio para pesquisas futuras que tenham como objetivo atenuar os possíveis impactos ambientais decorrentes das atividades acima citadas, que podem desencadear diversas situações degradantes ao meio ambiente, como: proliferação de movimentos de massas, perdas de solo e de produtividade, contaminação de aquíferos, entre outros. Dessa forma, o presente estudo visa ser um instrumento de planejamento a disposição da sociedade, para que possa direcionar ações de ocupações mais conservacionistas em prol de uma melhor utilização dos recursos naturais. .

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Esta pesquisa tem por objetivo principal a compreensão dos eventos que deram origem às feições geomorfológicas atuais e da rede de drenagem da área delimitada pela carta topográfica Araçaji 1:25.000, tendo como base analítica as inter-relações existentes entre a geologia, o relevo e a hidrografia da área.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

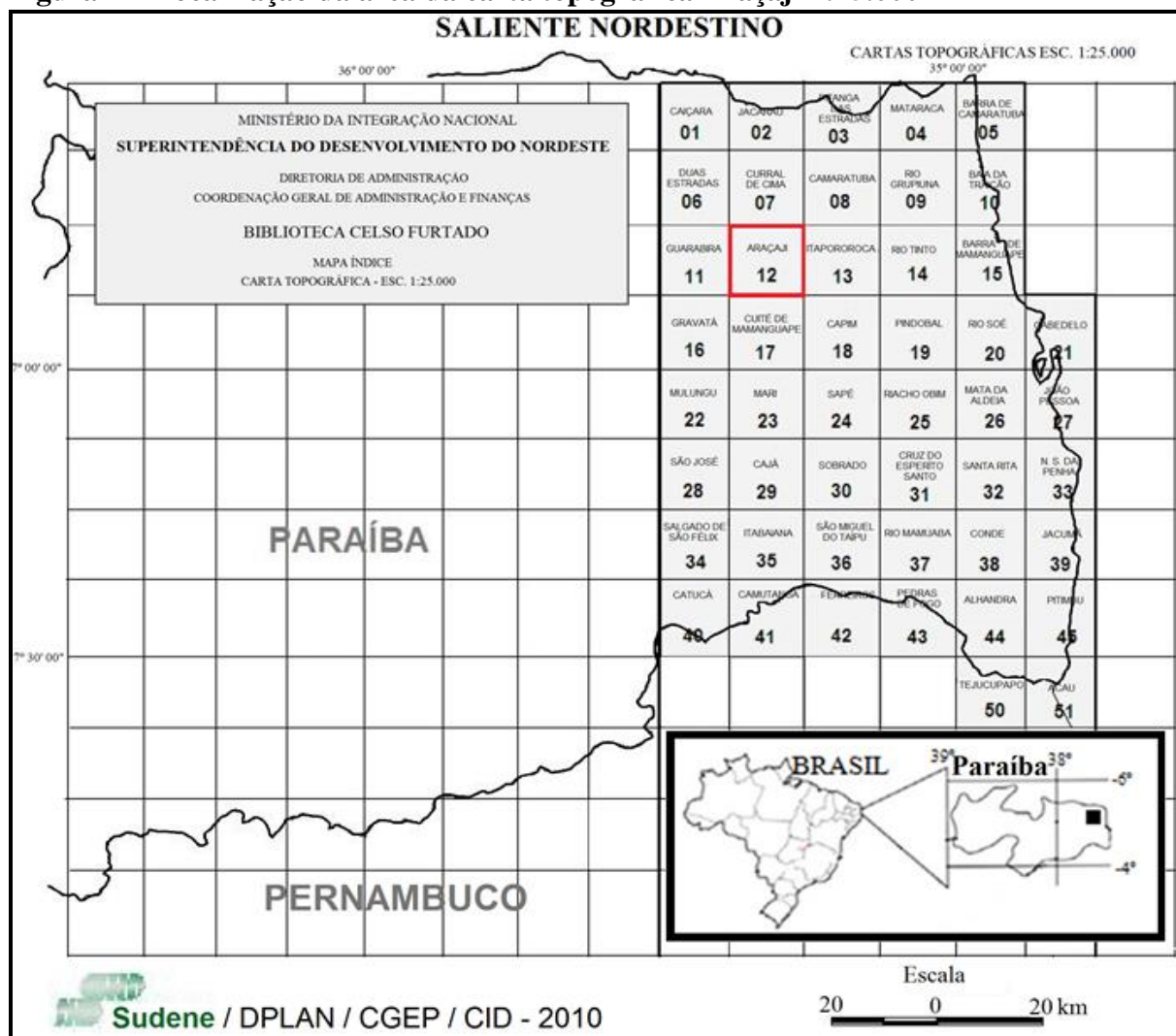
- Classificar e diferenciar cartograficamente as unidades geológicas, a geomorfologia e os padrões morfológicos e morfométricos da rede de drenagem.
- Verificar a influência da geologia na configuração geomorfológica e na disposição dos padrões de drenagem da área da folha Araçaji 1:25.000.
- Identificar de forma qualitativa e quantitativa possíveis anomalias na configuração do relevo e em sua rede de drenagem.
- Avaliar as correlações entre as anomalias existentes nessa área e atuação de eventos tectônicos e neotectônicos na sua gênese.

3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo tem aproximadamente 192 km² e abrange os limites da carta topográfica Araçaji 1:25.000 (Folha SB.25-Y-A-V-3-NE) (Figura 1). Sua delimitação se dá a norte pelo paralelo 6°45'00"S e a sul pelo paralelo 6°52'30"S. Seu limite leste está situado no meridiano 35°15'00"W e o limite oeste no meridiano 35°22'30"W. Essa folha é composta por partes dos municípios de Itapororoca, Araçagi, Cuité de Mamanguape, Duas Estradas, Sertãozinho e Curral de Cima.

Figura 1 – Localização da área da carta topográfica Araçaji 1:25.000



Fonte: Adaptado de Sudene (2010).

3.2 CLIMA

O clima é o estado da atmosfera expresso fundamentalmente pelos índices de temperaturas, chuvas, insolação, nebulosidade, entre outros. Ele é o registro das condições atmosféricas de uma região. 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).

O Estado da Paraíba apresenta em seu território condições climáticas diferenciadas. Barbosa (2013) afirma que a distribuição dos climas do estado está relacionada com a localização geográfica, onde, nas regiões mais próximas do litoral, o clima é mais úmido, e quanto mais distante mais seco, com exceção da região do Sertão Paraibano, que apresenta índices pluviométricos consideráveis, comparado com a região do Cariri Paraibano.

O Estado da Paraíba está localizado dentro da faixa tropical e recebe alta incidência de radiação solar com um grande número de horas de insolação. Tal condição determina um clima quente, temperatura média anual de 26°C, pouca variação intra-anual e uma distribuição espacial da temperatura altamente dependente do relevo (PARAÍBA, 2006).

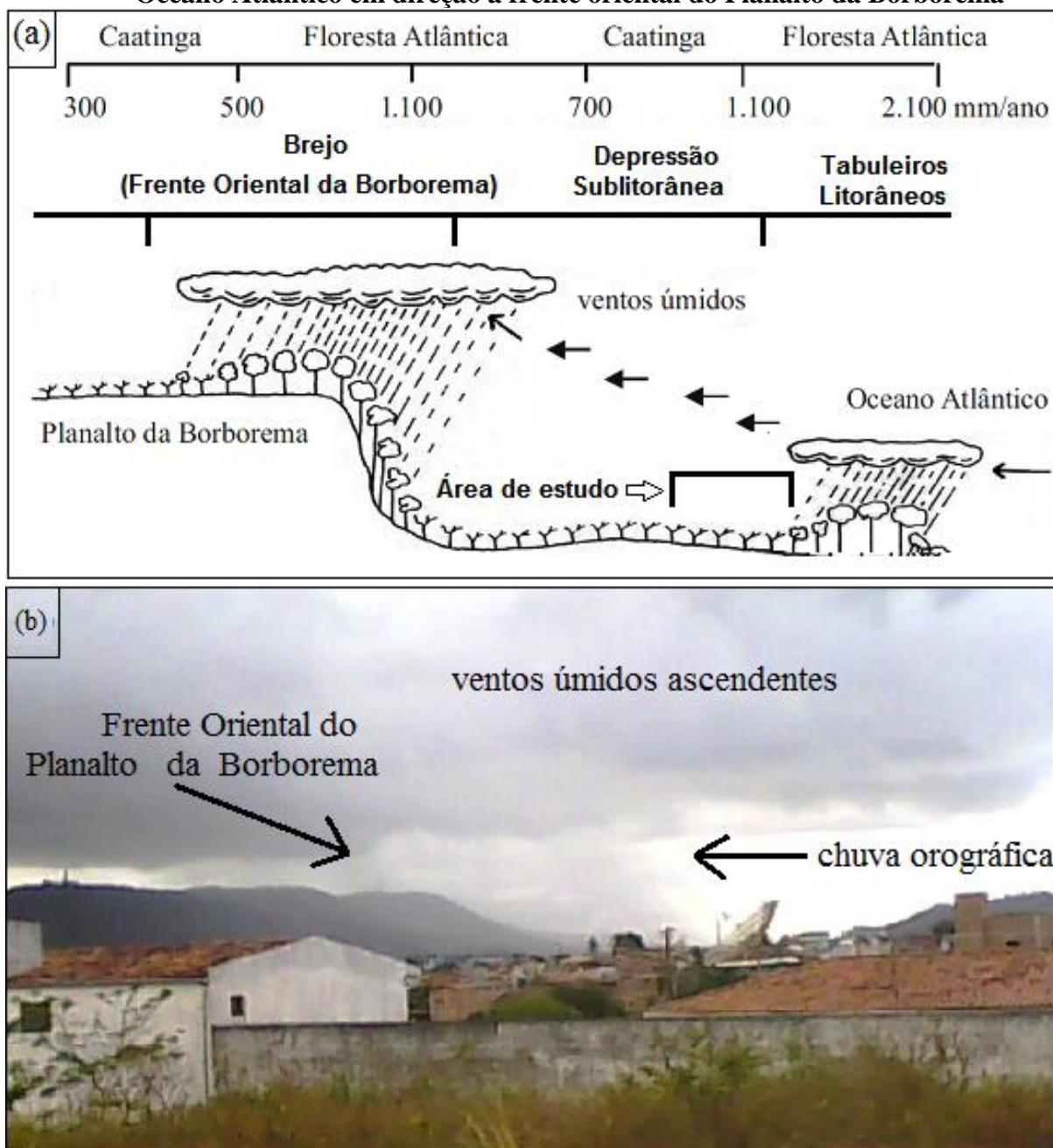
Em seu estudo, Carvalho (1982) separou o clima do estado da Paraíba em dois setores distintos: o Setor Oriental Úmido e Subúmido e o Setor Ocidental Subúmido e Semiárido. Segundo a autora a linha divisória desses setores se dá com a elevação da frente oriental do Maciço da Borborema, desde a calha do rio Paraíba, ao sul, até as primeiras curvas de nível que, ao norte, evidenciam o vale do rio Curimataú. Na região semiárida do Nordeste brasileiro o regime térmico é praticamente o mesmo, registrando apenas pequenas variações entre 4 a 5°C (DOMINGUES, 1962).

A região de estudo está localizada na área do Setor Úmido e Subúmido, na área de transição entre os Tabuleiros Litorâneos e a Depressão Sublitorânea. Essa área apresenta uma umidade e precipitação inferior à que ocorre na zona costeira e na escarpa oriental da Borborema por influência das cotas altimétricas inferiores às demais.

Nessa região os ventos úmidos provenientes do Oceano Atlântico já perderam uma quantidade considerável de umidade, diminuindo, dessa forma, os índices de precipitação. Próximo à escarpa oriental da Borborema a umidade alcança 85%, o que resulta em uma precipitação mais elevada, cerca de 1.100 mm/ano, enquanto que na Depressão Sublitorânea essa umidade cai para 78%, tendo como consequência uma precipitação menos expressiva, com cerca de 700 mm/ano (CARVALHO, 1982; PORTO; CABRAL; TABARELLI, 2004).

A Figura 2a amostra o deslocamento da umidade do ar do Oceano Atlântico em direção aos contrafortes orientais do Planalto da Borborema. É importante observar que, ao passarem sobre os Tabuleiros Litorâneos, os ventos úmidos perdem boa parte de sua umidade e se tornam mais leves, tendendo a subir. Na figura 2b pode-se observar a ascensão dos ventos úmidos ao se encontrarem com a frente oriental do Planalto da Borborema, no município de Guarabira-PB, ocasionando chuva orográfica.

Figura 2 – Representação do deslocamento e ascensão dos ventos úmidos oriundos do Oceano Atlântico em direção à frente oriental do Planalto da Borborema



(a) Esquema representativo do deslocamento.

(b) Chuva orográfica ocasionada pela ascensão do ar na região de Guarabira-PB.

Fonte: (a) Porto, Cabral e Tabarelli (2004); (b) Elaboração própria (2013).

Em decorrência desse fato, tem-se a diminuição dos índices de precipitação na área menos elevada do relevo, no caso, na Depressão Sublitorânea. Observa-se, ainda, que, ao se encontrar com as elevações mais imponentes da frente oriental do Planalto da Borborema, o ar se acumula e ascende, formando chuvas orográficas e o aumento da umidade nessa área, tendo como consequência a formação dos chamados brejos de altitudes.

3.3 RELEVO

O relevo da folha Araçaji 1:25.000 resulta, em sua maioria, da ação dos processos intempéricos que atuaram e atuam sobre as rochas cristalinas do Terreno Alto Pajeú (TAP) e eventualmente sobre rochas sedimentares, dando origem a um relevo bastante dissecado e à unidade geomorfológica da Depressão Sublitorânea ou Depressão Sertaneja (CARVALHO, 1982; MORAIS NETO; ALKIMIM, 2001; JATOBÁ; LINS, 2008).

A origem dessa depressão ainda não é conhecida de forma satisfatória. Seu desenvolvimento tem sido atribuído à exumação de sedimentos miocênicos da Formação Barreiras, que deveriam se estender até o sopé do Planalto da Borborema (CARVALHO, 1982). Essa atribuição é considerada pelos diversos exemplares de morros, colinas e pequenos platôs sedimentares que resistiram ao processo erosivo. Esses remanescentes podem ser observados nas serras de Santana, Cuité, Bom Bocadinho, Araruna, Dona Inês, Solânea-Bananeiras, Areia e Teixeira, todas no domínio do Planalto da Borborema, ou isolados em “planaltos residuais” na Depressão Sertaneja, como as serras de Martins-Portalegre e João do Vale (MORAIS NETO; ALKIMIM, 2001).

A superfície dissecada da Depressão Sublitorânea apresenta-se como uma depressão semicolínosa, de topos semiarredondados, e vertentes, no geral, convexas, numa feição que se assemelha às áreas mamelonares (Figura 3). Os vales da Depressão Sublitorânea são abertos e poucos profundos, percorridos por rios predominantemente temporários (CARVALHO, 1982). Dessa forma, entende-se que feições de vales e elevações topográficas que apresentem morfologia e morfometria diferenciadas das expostas pela fonte anteriormente citada, podem representar indícios de influência de atividades tectônicas e/ou neotectônicas na elaboração do relevo.

As formas de relevo verificadas na Depressão Sublitorânea caracterizam as feições predominantes do relevo na área da folha Araçaji 1:25.000, sendo alteradas pelo relevo mais elevado da unidade geológica Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca, aproximadamente na sua

porção nordeste e pelas superfícies planas e menos elevadas, onde ocorrem os depósitos aluvionares, especificamente, na parte sul nos leitos dos rios Mamanguape e Araçagi.

Figura 3 – Relevo característico da Depressão Sublitorânea na área da folha Araçaji 1:25.000



Fonte: Elaboração própria (2013).

Figura 4 – Diferença de altitude entre a área da Rocha Vulcânica Félsica e a Depressão Sublitorânea

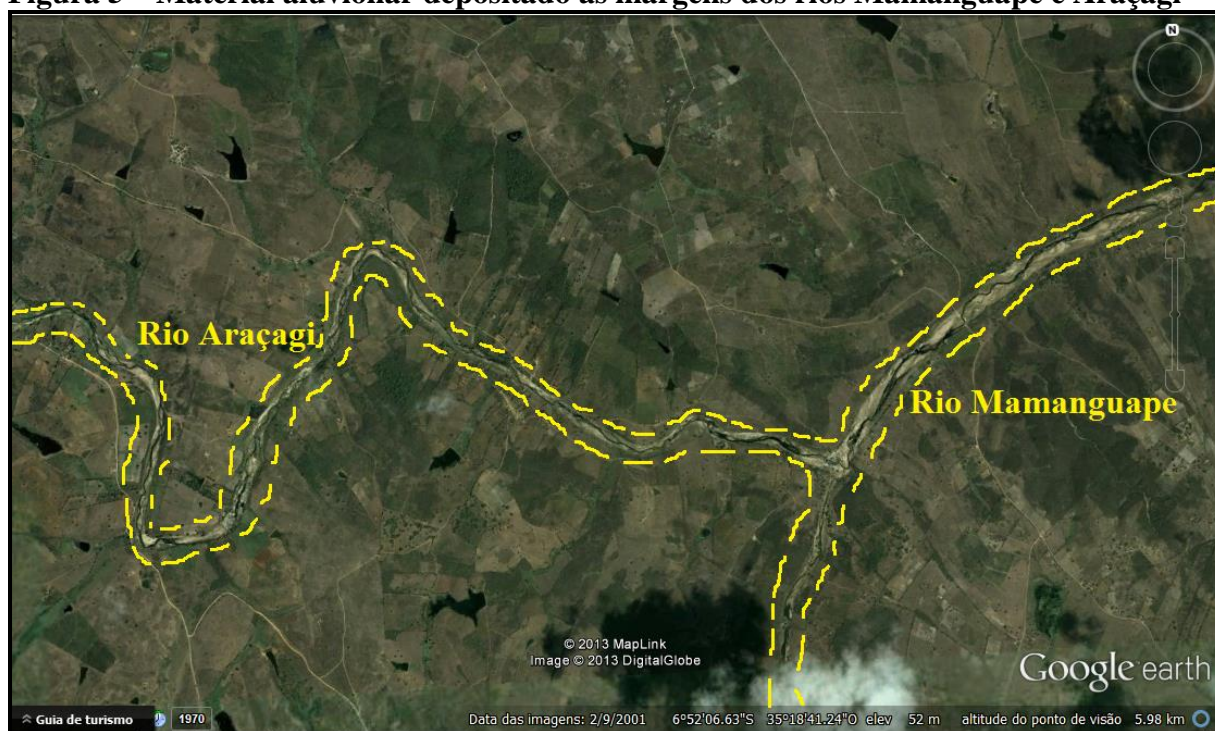


Fonte: Elaboração própria (2013).

As rochas vulcânicas félsicas formam uma estrutura geomorfológica incomum quando considerado a área em questão, as mesmas se destacam por sua composição litológica e elevação que é superior à média das cotas altimétricas da Depressão Sublitorânea e dos Tabuleiros Litorâneos. Essa unidade apresenta vertentes com realces de declividade bastante acentuados, entalhadas, principalmente, pelo riacho Timbó, que chegam a atingir as rochas cristalinas do TAP (BRITO NEVES *et al.*, 2008; MANTOVANI *et al.*, 2008) (Figura 4). Para Mantovani *et al.* (2008), em termos geomorfológicos, as características apresentadas por essa unidade vulcânica representa claramente uma anomalia topográfica para a região.

Na região sul da folha, sobre as rochas do TAP, ocorrem estruturas de acumulação de sedimentos. Trata-se de materiais aluvionares quaternários decorrentes da ação erosiva e deposição dos rios Mamanguape e Araçagi. Sua largura varia bastante, sendo mais expressiva a leste da folha pelo fato de a região se encontrar a jusante do rio Mamanguape e ser mais propícia a acumulação (Figura 5).

Figura 5 – Material aluvionar depositado às margens dos rios Mamanguape e Araçagi



Fonte: Adaptado de Google (2014).

Os depósitos aluvionares são acumulações sedimentares produzidas por rios ou leques (POOP, 1998; CHRISTOFOLETTI, 1980; GUERRA; GUERRA, 2008). Trata-se de uma área plana situada no leito menor dos rios, onde no período das cheias ocorrem frequentes inundações. Beltrão *et al.* (2005) identificou próximo à área de estudo depósitos aluvionares

de cascalho, areias e argilas decorrentes da deposição dos rios e da erosão natural das vertentes adjacentes.

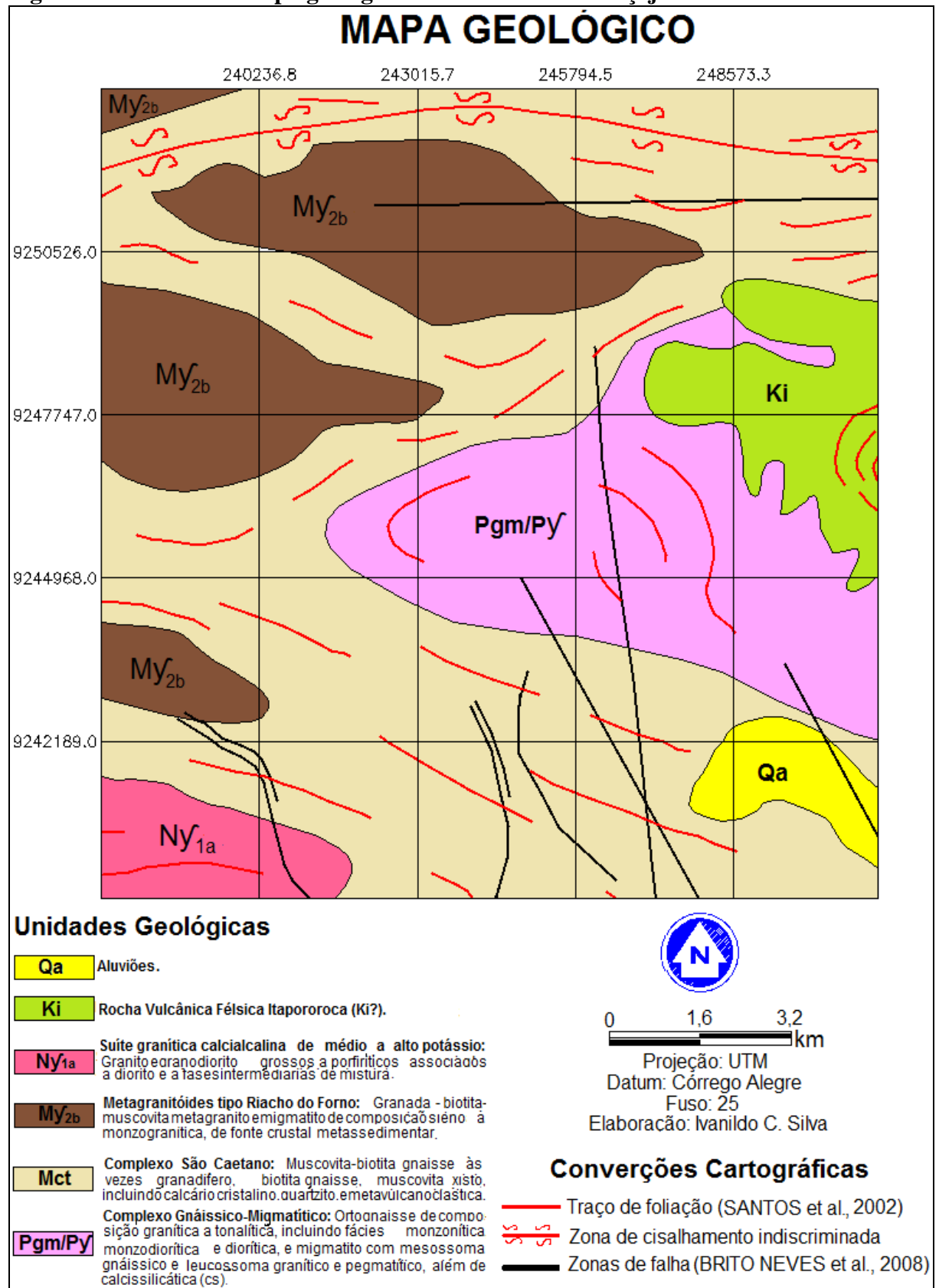
3.4 GEOLOGIA

As unidades geológicas de litologia cristalina que compõem a área da folha Araçaji 1:25.000 estão distribuídas cronologicamente entre os períodos Cretáceos (superior) e o Proterozoico (Paleoproterozoico) (SANTOS; FERREIRA; SILVA JÚNIOR, 2002).

No trabalho anteriormente citado, observa-se que as unidades geológicas que compõem a região da folha Araçaji pertencem ao TAP e são em ordem geocronológica decrescente: o Complexo Gnáissico-Migmatítico, formado por ortogneisse de composição granítica a tonalítica, incluindo fácies monzonítica, monzodiorítica e diorítica, e migmatito com mesossoma gnáissico e leucossoma granítico e pegmatítico, além de calcissilicática (cs), pertencente ao Paleoproterozoico; o Metagranitóide Tipo Riacho do Forno, formado por Granada-biotita-muscovita metagranito e migmatito de composição sieno à monzogranítica, de fonte crustal metassedimentar e o Complexo São Caetano, composto de muscovita-biotita gnaiss às vezes granadífero, biotita gnaiss, muscovita xisto, incluindo calcáriocristalino, quartzito e metavulcanoclástica, pertencentes ao Mesoproterozoico; a Suíte Granítica Calcialcalina de Médio a Alto Potássio, formada por granitos e granodioritos grossos a porfíricos associados a diorito e a fases intermediárias de mistura, pertencente ao Neoproterozoico; e a unidade Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca (Ki?), atribuída ao Cretáceo (Figura 6).

Na Figura 6 é possível observar que na área de estudo ocorreram diversos esforços crustais que causaram um intenso falhamento na litologia, Sibson (1977) afirma que zonas de falha podem ocorrer pela concentração local de deformações. Alguns estudos (FURRIER; ARAÚJO; MENESES, 2006; BEZERRA *et al.*, 2001; MAIA; BEZERRA; CLAUDINO-SALES, 2010) mostram que a região Nordeste do Brasil apresenta uma tectônica relativamente ativa. Dessa forma, esses falhamentos podem ter sua origem em eventos tectônicos recentes. Alguns indícios que reforçam essa hipótese estão impressos na área estudada, como o basculamento de rochas da Formação Barreiras observado próximo à área e a geometria da rede de drenagem local.

Figura 6 – Recorte do mapa geológico da área da folha Araçaji 1:25.000

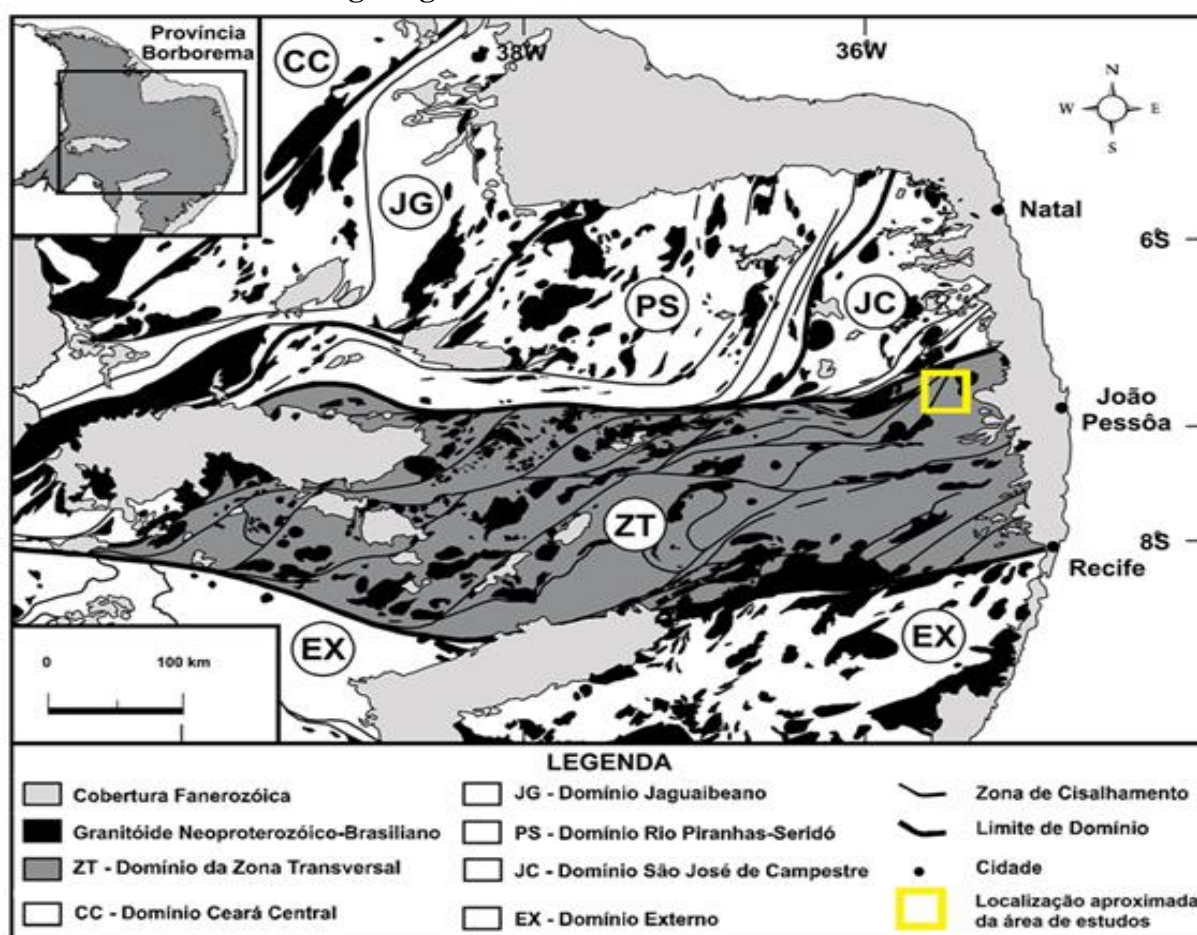


Fonte: Adaptado de Santos, Ferreira e Silva Júnior (2002) e Brito Neves *et al.* (2008).

3.4.1 Província Geotectônica da Borborema e Terreno Alto Pajeú (TAP)

Segundo Santos, Ferreira e Silva Júnior (2002), o estado da Paraíba tem 80% do seu substrato geológico formado por rochas pré-cambrianas, além de bacias sedimentares, rochas vulcânicas cretáceas, coberturas plataformais paleógenas/neógenas e formações superficiais quaternárias. Nesse estado são reconhecidos diversos segmentos dos Domínios Cearense, Rio Grande do Norte e Transversal, todos inseridos na Província Geotectônica da Borborema e divididos em diferentes terrenos (Figura 7).

Figura 7 – Localização da área de estudo na Província Geotectônica da Borborema e seus domínios geológicos



Fonte: Adaptado de Medeiros e Jardim de Sá (2009).

Almeida *et al.* (1977) citados por Santos, Ferreira e Silva Júnior (2002) definiram essa província como uma faixa móvel brasileira, limitada ao norte pelo cráton de São Luís, ao sul pelo cráton do São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a leste pelas bacias costeiras.

O Planalto da Borborema possui entre 200 e 250 km de sul a norte e 100 e 150 km de leste a oeste. Ele é composto por uma vasta área de maciços antigos dispostos na forma de grande e singular abóbada. Tal edifício, ligeiramente dômico, com grande amplitude, é circundado por depressões periféricas de circundesnudação, que o separa das áreas sedimentares cretácicas e terciárias do oeste, do sul, do norte e do leste (AB'SABER, 1952).

A sua divisão em terrenos tecnoestratigráficos advém da orogênese Brasileira que afetou toda a província, marcando indistintamente todos os seus terrenos com um forte sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes e do notável plutonismo granítico. Nos domínios dessa província podem ser encontradas rochas de idade arqueana, porém predominam litologias com idades paleo a mesoproterozoico, que são agrupadas nas subprovíncias setentrional, transversal e meridional, separadas pelos lineamentos Patos e Pernambuco (PINHEIRO *et al.*, 2013).

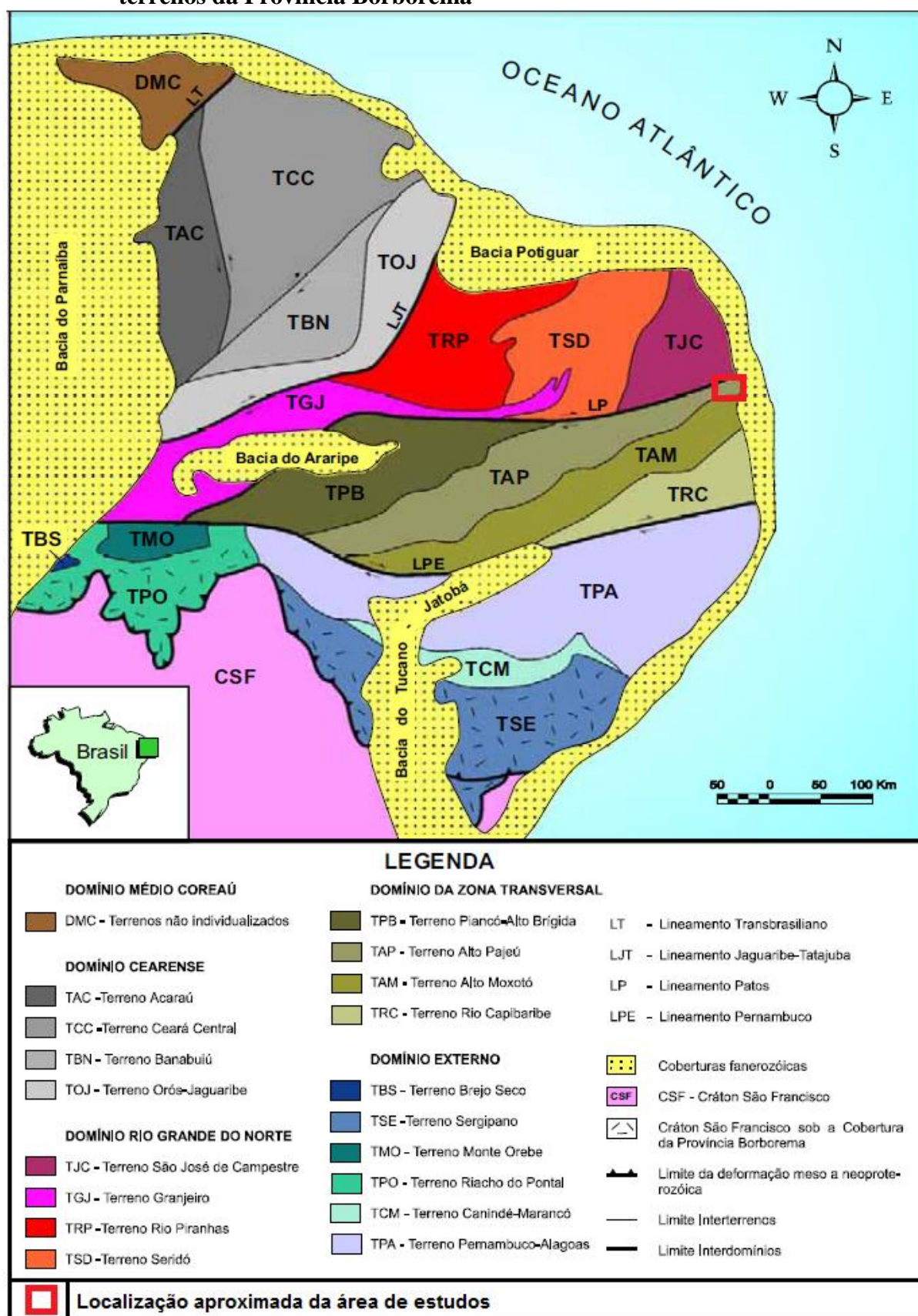
Os padrões aeromagnéticos da Paraíba suportam essa compartimentação crustal e salientam a importância do Lineamento Patos que praticamente divide o estado em dois superterrenos: um ao norte, envolvendo uma pequena porção do Domínio Cearense e o Domínio Rio Grande do Norte, e outro ao sul, envolvendo os terrenos do Domínio Transversal.

A folha Araçaji está inserida no Domínio Transversal, esse domínio corresponde a uma megaestrutura situada entre os Lineamentos Patos e Pernambuco, e ocupa toda a porção sul do estado da Paraíba. Ele reúne terrenos tectonoestratigráficos de idade meso e neoproterozoica, ocorrendo blocos de idade arqueana e paleoproterozoica. Santos (1996) e Santos e Medeiros (1997), citados por Santos, Ferreira e Silva Júnior (2002), subdividiram esse domínio de oeste para leste em quatro terrenos: Piancó-Alto Brígida ou Cachoeirinha-Salgueiro, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe.

A área de estudo está inserida no Terreno Alto Pajeú (1,1 a 0,95 Ga) (Figura 8), que é composto por sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares mesoproterozoicas, granitóides mesoproterozoicos e por faixas neoproterozoicas (BRITO NEVES *et al.*, 1995).

O TAP é caracterizado pela presença marcante de supracrustais e metagranitóides de idades Cariris Velhos (1,0 Ga) e por batólitos de granitóides Brasileiros. Porém, em estudo realizado na região de Afogados da Ingazeira, estado do Pernambuco, foram obtidas idades mais novas no Terreno Alto Pajeú, que se distribuem na faixa de 995 a 925 Ma. Os dados petrogenéticos e tectônicos obtidos com esse estudo em rochas metassupracrustais do Complexo São Caetano e nos granitóides Cariris Velhos sugerem evolução policíclica para o Terreno Alto Pajeú (TAP) (MEDEIROS, 2004; SALES *et al.*, 2011).

Figura 8 – Localização do Terreno Alto Pajeú e da área de estudo diante dos demais terrenos da Província Borborema



Fonte: Adaptado de Medeiros (2004).

Grande parte da Província Borborema, incluindo o TAP, seria formada pelo retrabalhamento de crosta paleoproterozoica durante o evento Brasileiro. Essas estruturas, após terem alcançado sua estabilidade tectônica, sofreram novas tensões durante o último grande evento tectônico que aconteceu na América do Sul e o oeste africano, que foi a separação desses continentes no Mesozoico (BEZERRA *et al.*, 2001).

Diversos estudos apontam indícios de reativação de falhas no contexto geológico onde está inserida a folha Araçaji 1:25.000 e adjacências (BRITO NEVES *et al.*, 2004; FURRIER; ARAÚJO; MENESES, 2006; MANTOVANI *et al.*, 2008; SILVA JÚNIOR, 1997). Tais reativações teriam ocorrido em rochas pertencentes ao embasamento cristalino do TAP, que, por sua vez, afetou rochas geradas e depositadas em períodos relativamente recentes, indo desde o Cretáceo até o Neógeno.

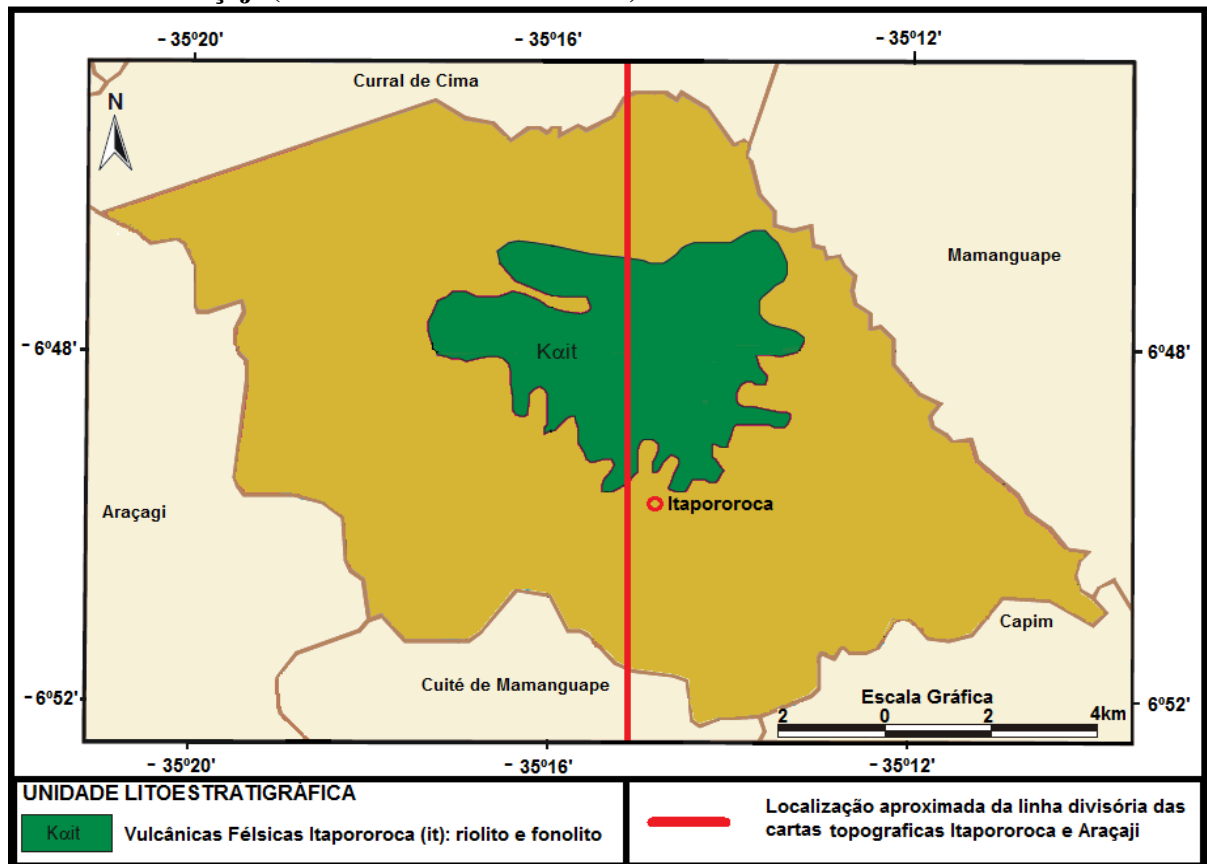
3.4.2 Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca (Ki?)

Brito Neves *et al.* (2008) afirmam que na área da Vulcânica Félsica Itapororoca ocorrem peculiaridades de diversas ordens. Em termos litológicos é observado um conjunto de rochas com aspecto (localmente) magmático, pseudomorfizadas por sílica, ou com intensa silicificação de rochas preexistentes, sendo a maioria praticamente não identificável em amostra de mão ou ao microscópico, e todas apresentam aspecto maciço. Os referidos autores denominaram informalmente e provisoriamente esse conjunto complexo de Unidade (Para)-Estratigráfica Piriri do Vigário (UEPV). No mapa geológico do estado da Paraíba elaborado por Santos, Ferreira e Silva Júnior (2002), a unidade Vulcânica Félsica Itapororoca está presente apenas na parte central do município de Itapororoca.

Com relação à sua localização, nas cartas topográficas da Sudene com escala de 1:25.000 a unidade está dividida praticamente ao meio pela carta topográfica Itapororoca (Folha SB.25-Y-A-V-4-NO) a leste e pela carta topográfica Araçaji (Folha SB.25-Y-A-V-3-NE) a oeste (Figura 9).

São poucos os trabalhos científicos realizados sobre essa unidade, fato que dificulta uma descrição detalhada e segura quanto à sua litologia e gênese. Segundo Barbosa e Braga (1974) citados por Santos, Ferreira e Silva Júnior (2002) trata-se de um tufo pórfiro silicificado, mas alguns autores, à exemplo de Beltrão *et al.* (2005), referem-se a essa rocha como riolito e/ou fonolito (Figura 10).

Figura 9 – Divisão da unidade geológica da Rocha Vulcânica Félisica entre a carta topográfica Itapororoca (Folha SB.25-Y-A-V-4-NO) e a carta topográfica Araçaji (Folha SB.25-Y-A-V-3-NE)



Fonte: Adaptado de Beltrão *et al.* (2005).

Figura 10 – Rocha característica da unidade geológica Rocha Vulcânica Félisica



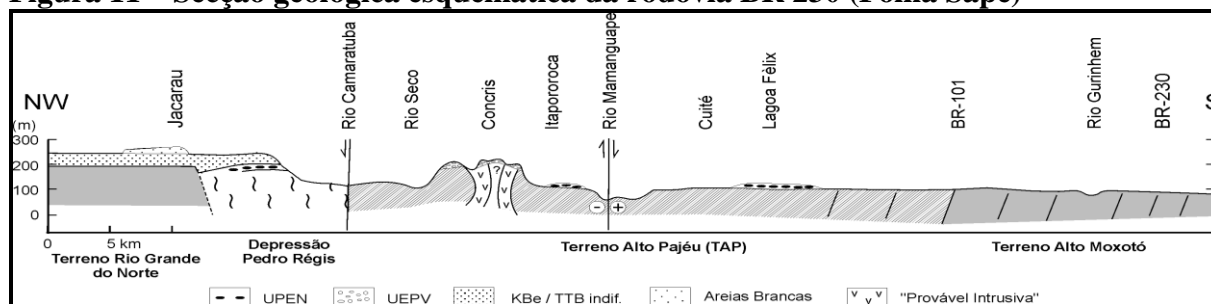
Fonte: Elaboração própria (2012).

Não há dados geocronológicos sobre essa unidade, sendo-lhe atribuída uma idade Cretácea por correlação com o vulcanismo da Bacia do Cabo-PE, cuja idade situa-se entre 94 e 99 Ma. Brito Neves *et al.* (2008) afirmam que, no momento, o pensamento de alguns autores é no sentido de algum tipo de vinculação entre essa estrutura e o magmatismo Macau (Eoceno-Oligoceno), ocorrente na parte oriental da Borborema.

Oliveira (2009) corrobora com essa ideia quando afirma que a intrusão magmática de Itapororoca deve estar associada com um dos importantes eventos magmáticos que ocorreram entre o Jurássico e o Cenozoico, na região norte-nordeste da Província Borborema. O primeiro é o Magmatismo Rio Ceará Mirim, do Juro-Cretáceo, que ocorreu como um enxame de diques de direção L-O, com extensão de 300 km na borda da Bacia Potiguar, na Plataforma de Touros e na base da Bacia do Ceará. O segundo, o Vulcanismo Macau, tem natureza alcalina e se distribuiu por uma área mais ampla, apresentando recorrência durante o Cenozoico.

A intrusão ou derramamento dessas rochas magmáticas se deram em metassedimentos e complexos gnaíssicos-migmatíticos dos terrenos pré-cambrianos Alto Pajeú, São José do Campestre, Rio Piranhas e da Faixa Dobrada Seridó, e na crosta oceânica adjacente (OLIVEIRA, 2009). A intrusão magmática de Itapororoca está encaixada em xistos e gnaisses do Terreno Alto Pajeú (Figura 11), onde se formam platôs dissecados com uma crosta silicosa (*duricrust*) que apresenta vários tipos texturais, onde são encontradas apenas raras frações de rochas alcalinas e ultramáficas (BRITO NEVES *et al.*, 2008).

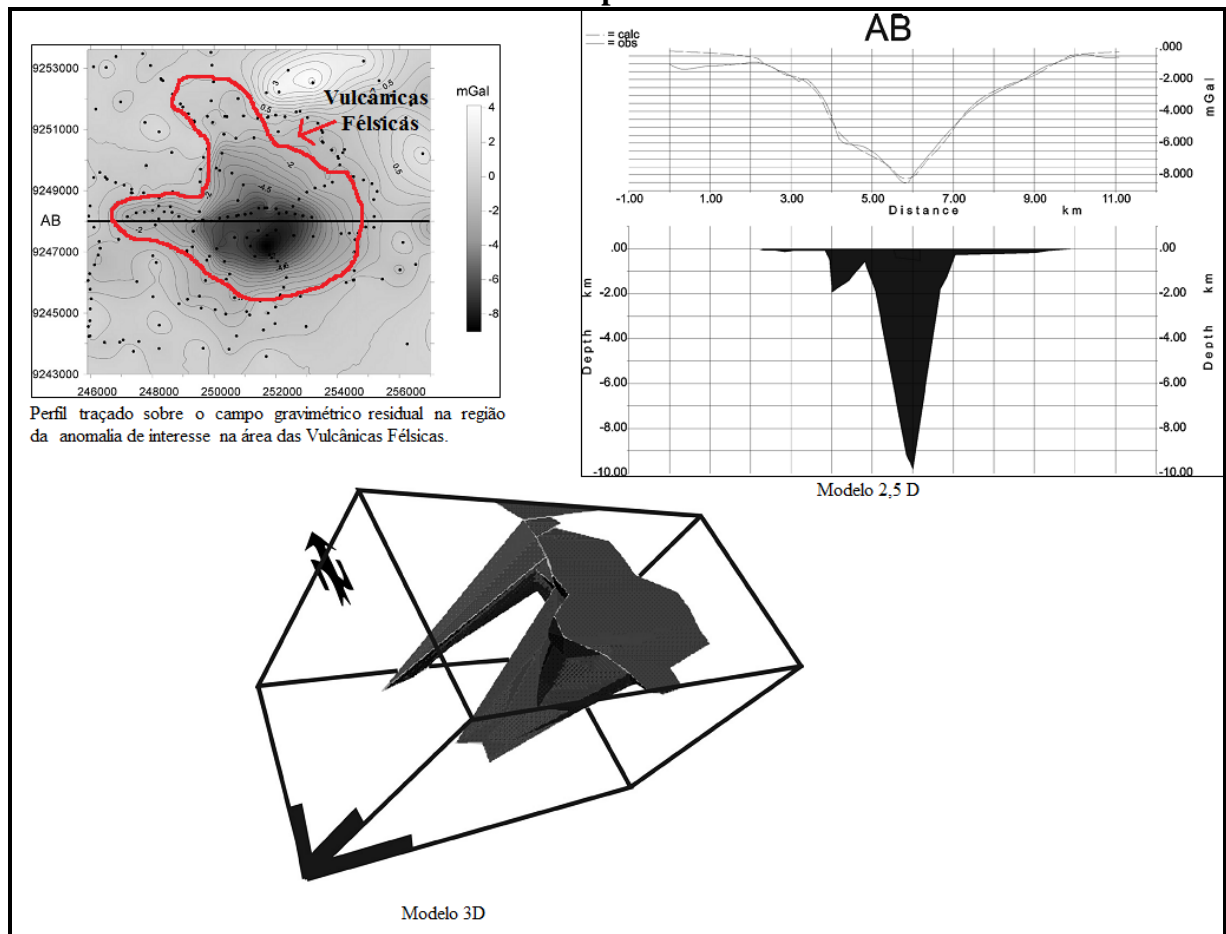
Figura 11 – Secção geológica esquemática da rodovia BR 230 (Folha Sapé)



Fonte: Brito Neves *et al.* (2008).

Estudos gravimétricos discutidos por Mantovani *et al.* (2008), Brito Neves *et al.* (2008) e Oliveira (2009), revelam estruturas que reforçam a provável origem vulcânica dessa unidade. Trata-se de modelos 2,5 D e 3 D, que mostram um corpo com duas raízes, prováveis dutos magmáticos, onde a raiz mais profunda atinge cerca de 8.500 m (Figura 12).

Figura 12 – Modelos produzidos para analisar a intrusão na área da unidade geológica da Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca



Fonte: Adaptado de Brito Neves *et al.* (2008).

4 PROCEDIMENTOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS

Na elaboração de uma pesquisa científica se torna imprescindível levar em consideração uma sequência lógica de atividades para que se possam obter os resultados pretendidos de forma organizada e sistemática. Nesse sentido é preciso estar atento à metodologia que se pretende utilizar para se obter os resultados. Para Freitas (2012) a metodologia é entendida como o conjunto de métodos, regras e postulados que é de total importância para a pesquisa.

Segundo a autora, a metodologia se traduz na organização do pensamento reflexivo-investigativo, que direciona o foco do pesquisador e ilumina a realidade a ser estudada. Para Furrier (2007), a metodologia se configura como a espinha dorsal da pesquisa. O pesquisador destaca como apropriada a utilização dos níveis de pesquisa propostos por Libault (1971) que são aplicáveis a diversos tipos de pesquisas devido à sua natureza eminentemente sistemática.

Libault (1971) apresentou quatro diferentes níveis sequenciais para se elaborar uma pesquisa científica de forma organizada, são eles: compilatório, correlativo, semântico e normativo. Esses níveis já são consagrados e muito utilizados no meio acadêmico, dessa forma, não se faz necessário realizar aqui um detalhamento pormenorizado dos mesmos.

Nos estudos geomorfológicos é necessário uma discussão teórico-metodológica que se debruce sobre os aspectos físicos dos estudos geográficos, visto que a geomorfologia é, por excelência, um ramo da ciência geográfica responsável por desvendar os aspectos físicos do relevo em constante evolução. “A geomorfologia, ramo da geografia física, é uma ciência que tem por objeto a explicação do relevo terrestre em todas as escalas, envolvendo o transporte de matéria sólida (erosão mecânica) ou dissolvida (erosão química)” (HÉTU, 2003). Para Christofolletti (1980), a geomorfologia é, simplesmente, a ciência que estuda as formas do relevo.

4.1 GEOMORFOLOGIA E CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA

Uma das funções básicas da geomorfologia é mapear o relevo para desvendar o modelado de sua estrutura e, a partir daí, estabelecer os mecanismos que deram origem às feições geomórficas. Assim, explicar as feições da superfície terrestre constitui o objeto de estudo da geomorfologia (MARQUES, 2012). Nesse contexto, os mapeamentos temáticos se tornam essenciais em geomorfologia, principalmente, para o planejamento físico-ambiental, já que a espacialização e localização dos fatos permitem representar e compreender as formas do relevo e a dinâmica dos processos (RODRIGUES; OLIVEIRA, 2007).

A Geomorfologia também tem a função de estabelecer uma linha de planejamento voltado a diversos fins, como: obras de engenharia, ocupações urbanas, redes de eletrificação, entre outras, que sem os estudos próprios desse ramo da geografia correm sérios riscos de desencadear catástrofes ambientais com severos riscos às aglomerações humanas que se apropriam do meio físico para estabelecer suas atividades cotidianas.

Entende-se, assim, que essa ciência exerce um papel fundamental na prevenção e resolução de problemas relacionados à atuação humana sobre o relevo. Isso é possível mediante diagnósticos específicos das características e condições de estabilidade de cada unidade geomorfológica e da cartografização e espacialização dessas características em seus diversos atributos, como: declividade, altimetria, índice de dissecação, entre outros.

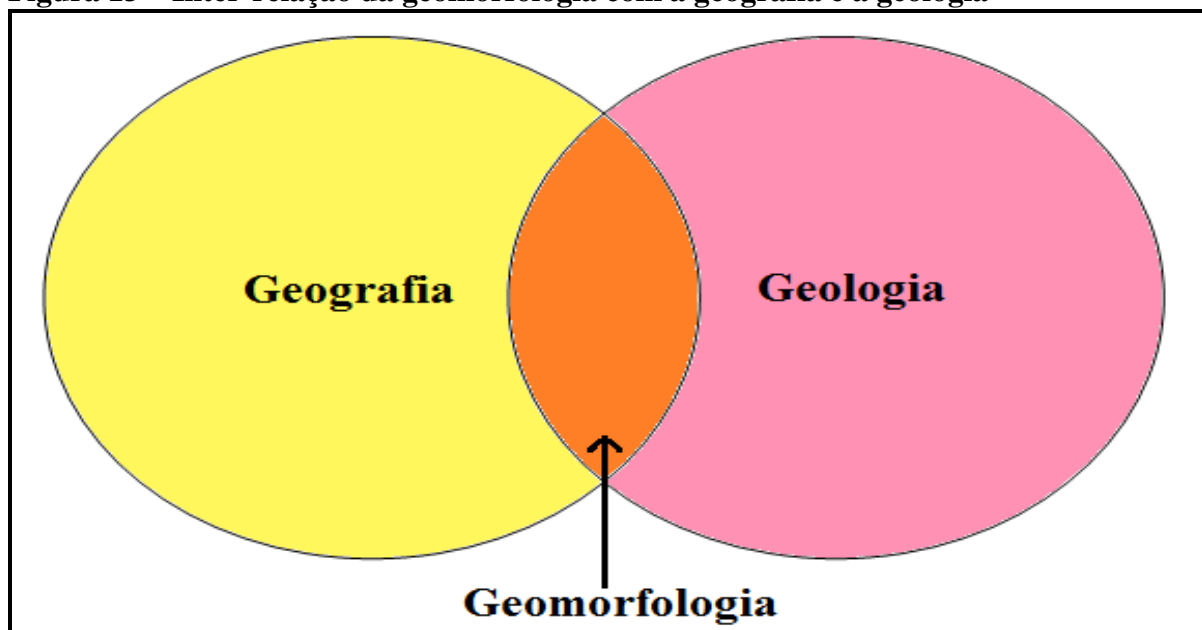
O mapeamento geomorfológico, como conhecido atualmente, teve início na Polônia, onde tem sido utilizado desde a década de 1950 como suporte ao planejamento econômico. Na atualidade a geomorfologia dispõe de uma grande variedade de métodos, técnicas e equipamentos modernos que permitem estudar com profundidade formas de relevo e processos geomorfológicos ao combinar modelos de previsão, observações de campo e informações extraídas de dados de sensoriamento remoto e de experimento de laboratório (FLORENZANO, 2008).

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

A geomorfologia permite que o pesquisador entenda os aspectos genéticos das formas do relevo, para tanto, ele necessita desenvolver um razoável conhecimento no âmbito da geologia, para interpretar os processos evolutivos que moldaram tais formas. Sendo assim, a geomorfologia guarda uma íntima relação com a geologia e com a geografia, que influenciam diretamente na caracterização das formas de relevo (JATOBÁ; LINS, 2008) (Figura 13).

Troll (1973) afirma que, para se entender a riqueza de formas da terra, as diferenças regionais de clima e a diversidade florística, por exemplo, é importante que se conheça, também, a litosfera e a dinâmica tectônica, dessa forma, a morfologia se torna, segundo o autor, um assunto central da geografia física.

Figura 13 – Inter-relação da geomorfologia com a geografia e a geologia



Fonte: Jatobá e Lins (2008).

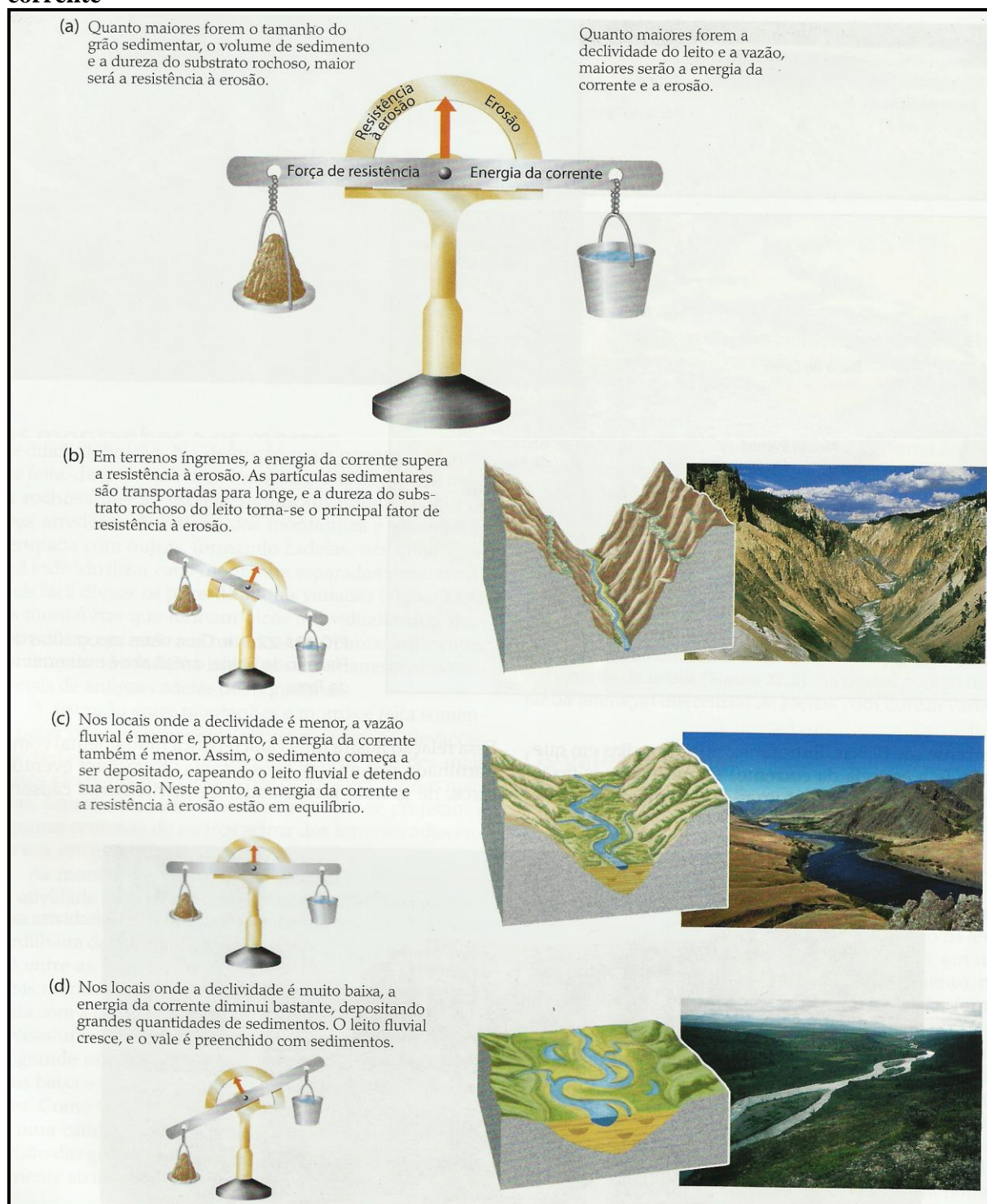
Jatobá e Lins (2008), citando a subdivisão da Escola Russa de Geografia, afirmam que a ciência geomorfológica se divide em três ramos específicos: a **geomorfologia geral**, responsável pelo estudo das formas de relevo originadas pela interação dos processos endógenos e exógenos e pela cartografia geomorfológica; a **geomorfologia regional**, que analisa a disposição das grandes formações de relevo de uma dada região buscando a compreensão de sua história evolutiva e da compartimentação geomorfológica; e a **geomorfologia aplicada**, voltada à aplicação dos conhecimentos geomorfológicos para resolução de problemas econômicos voltados ao relevo.

No âmbito da presente pesquisa tem-se uma inclinação aos pressupostos estabelecidos pelas diretrizes da geomorfologia geral, considerando a influência da estrutura geológica e da tectônica na configuração do relevo, que pode ser representada pela cartografia geomorfológica. Santos *et al.* (2006) afirmam que a análise geomorfológica, quando considera as influências do substrato geológico na formação e configuração do relevo, pode ser representada cartograficamente por unidades morfoestruturais.

Ao se investigar o relevo por meio das unidades morfoestruturais, que têm como base principal o substrato rochoso, é preciso estar atento aos diferentes níveis de resistência ao intemperismo que cada unidade oferece. Nesse sentido Cholley (1960), afirma que dois fatores são capazes de orientar, facilitar ou contrariar o intemperismo e a erosão nas estruturas rochosas: (a) a disposição das rochas resultante da tectônica, e (b) sua composição química e propriedades físicas, como resistência, coesão, homogeneidade e permeabilidade. Já

Grotzinger e Jordan (2013) destacam a importância da força de resistência das rochas *versus* energia da corrente. Para os autores, as taxas de erosão crescem drasticamente à medida que a energia da corrente aumenta (Figura 14).

Figura 14 – Controle da erosão pela relação força de resistência *versus* energia da corrente



Fonte: Grotzinger e Jordan (2013).

O estudo das unidades morfoestruturais em geomorfologia surge baseado na concepção de W. Penck, que considerou que o relevo é moldado por forças antagônicas, endógenas e exógenas. Na antiga União das Repúblicas Socialistas Soviéticas (URSS) a proposta penckiana foi retomada pelo geógrafo russo I. G. Gerassimov (1946, 1968) e utilizada como base conceitual para a análise morfoestrutural e sua correspondente cartográfica geomorfológica. Esse autor propôs subdividir todas as formas de relevo em três grandes categorias, sendo elas: unidades geotexturais; unidades morfoestruturais; e unidades morfoesculturais, que posteriormente foram designadas e difundidas por J. A. Mescerjakov como elementos morfotecturais (CHRISTOFOLETTI, 1980; ROSS, 1992; ABREU, 2003; FURRIER, 2007; JATOBÁ; LINS, 2008).

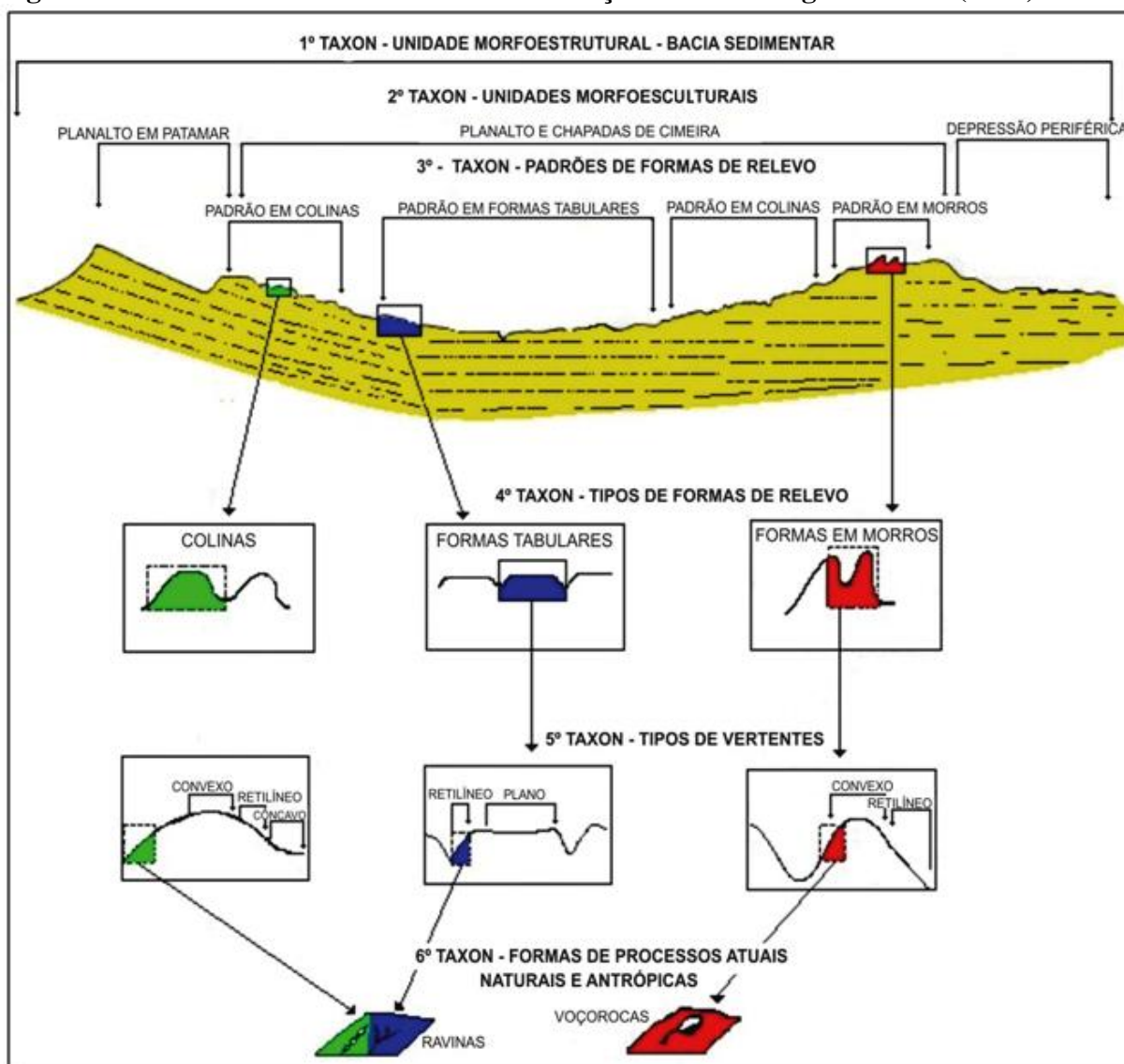
As unidades geotexturais correspondem às grandes estruturas da terra, como as massas continentais, os escudos, as depressões oceânicas e as grandes zonas de montanhas. As morfoestruturas correspondem às cadeias de montanhas, maciços, planaltos e depressões internas dos continentes e oceanos. Já as morfoesculturas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

Para elaboração do material cartográfico geomorfológico da área de estudo, considerou-se a proposta metodológica de Ross (1992), adaptada por Furrier (2007). Diante do exposto, é importante dar ênfase ao que preconiza Troll (1973), onde os mapas geomorfológicos devem reproduzir as formas de superfícies com seus respectivos tipos de gênese que são resultados da ação conjunta de processos endógenos e exógenos.

Nesse sentido Kohler (2001) afirma que “a melhor maneira de se representar uma análise geomorfológica é através da cartografia”. Porém Ross (1996) adverte que a cartografia geomorfológica deve mapear concretamente o que se vê e não o que se deduz da análise geomorfológica. Portanto, em primeiro plano, os mapas devem representar os diferentes tamanhos de formas de relevo dentro da escala compatível. Argento (2008) esclarece que “a metodologia do mapeamento geomorfológico tem como base a ordenação dos fenômenos mapeados, segundo uma taxonomia que deve estar aferida a uma determinada escala cartográfica”.

Ross (1992), baseado nas concepções metodológicas de Penck (1953), Gerasimov (1946) e Mescerjakov (1968) citadas anteriormente, tomou como parâmetros de classificação as formas e a abrangência de cada unidade taxonômica. Assim, o autor estabeleceu 6 (seis) níveis taxonômicos, sendo: morfoestrutura, morfoescultura, padrões de formas do relevo, tipos de formas do relevo, tipos de vertentes e formas de processos atuais naturais e antrópicos, que serão apresentados a seguir (Figura 15).

Figura 15 – Unidades taxonômicas de classificação do relevo segundo Ross (1992)



Fonte: Adaptado de Ross (1992).

O primeiro táxon, as morfoestruturas, possui origens e idades diferentes e é formado pelos cinturões orogênicos, as depressões denudacionais, as depressões tectônicas e as bacias sedimentares, representando as maiores estruturas do relevo nas quais estão inseridos os demais táxons. Ross (1992) afirma que o segundo táxon, a morfoescultura, corresponde às formas de relevo geradas a partir da morfoestrutura, por meio dos processos exógenos. Dessa forma, caracterizam-se como morfoesculturas: planaltos, serras, tabuleiros, chapadas e planícies.

Segundo o autor, o terceiro táxon, as unidades dos padrões de formas semelhantes do relevo ou padrões de tipos de relevo, é onde os processos morfoclimáticos atuais começam a ser mais bem percebidos. Essas unidades menores apresentam distinções entre si, por meio da

rugosidade topográfica ou do índice de dissecação do relevo, bem como do formato dos topos, das vertentes e dos vales de cada padrão existente. Os padrões de formas de relevo podem ser: formas de acumulação, como as planícies fluviais e marinhas, ou denudacionais, como morros, colinas, tabuleiros, entre outros (FURRIER, 2007).

Essas unidades são apresentadas no mapa geomorfológico por meio de um conjunto de letras maiúsculas e minúsculas. As letras maiúsculas indicam se os padrões se formaram por denudação (representado pela letra D) ou por aggradação (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 1).

Quadro 1 – Padrões de formas do relevo

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

Fonte: Ross (1992).

Com o intuito de melhor representar os padrões acima relacionados, Furrier (2007) fez algumas adaptações nas nomenclaturas propostas por Ross (1992), devido à dificuldade de representar cada padrão separadamente na escala de trabalho por ele adotada (1:100.000) e por algumas características do relevo da área estudada. O autor incorporou as seguintes denominações: formas de terraços e planícies marinhas (Atpm), formas de depósitos de colúvio, planície e terraço fluvial (Actpf) e formas de depósitos de colúvio e terraço fluvial (Actf).

Na presente pesquisa se fez necessário realizar a inserção de mais um termo para somar aos já incorporados pelos autores acima citados. Considerando a peculiaridade da área estudada, foi preciso inserir o termo, formas de terraços e planícies fluviais (Atpf) para as margens dos rios Mamanguape e Araçagi, visto que a escala adotada e a espacialização dos padrões no terreno não permitem a representação da planície fluvial e dos terraços fluviais separadamente.

De modo geral, esses padrões se caracterizam por diferentes intensidades de dissecação do relevo por influência dos canais de drenagem temporários e perenes (ROSS, 1992). Para o cálculo do índice de dissecação do relevo deve-se levar em consideração o entalhamento médio dos vales (classes) e a dimensão interfluvial média (classes) (Quadro 2), medidos na presente pesquisa a partir da carta topográfica Araçaji 1:25.000.

Quadro 2 – Matriz dos índices de dissecação do relevo

Dimensão Interfluvial Média (Classes) Entalhamento Médio dos Vales (Classes)	MUITO GRANDE (1) > 1500	GRANDE (2) 1500 a 700 m	MÉDIA (3) 700 a 300 m	PEQUENA (4) 300 a 100 m	MUITO PEQUENA (5) < 100 m
Muito Fraco (1) (< 10 m)	11	12	13	14	15
Fraco (2) (10 a 20 m)	21	22	23	24	25
Médio (3) (20 a 40 m)	31	32	33	34	35
Forte (4) (40 a 80 m)	41	42	43	44	45
Muito Forte (5) (>80 m)	51	52	53	54	55

Fonte: Elaboração própria.

Ross (1992) ressalta que o menor valor numérico é a dissecação mais fraca, ou seja, 11 e o maior valor numérico é a dissecação mais forte, ou seja, 55.

Sobre o quarto táxon (tipos de formas de relevo), Furrier (2007), baseado em Ross (1992), enfatiza que deve ser representado cartograficamente em conjunto com a representação do terceiro táxon (padrões de formas do relevo). Um padrão de formas do relevo tipo Dc 25 é formado por relevo tipo denudacional com topos convexos com entalhamento médio dos vales de 10 a 20 metros e dimensão interfluvial muito pequena, menor que 100 metros.

Furrier (2007) destaca que, para serem calculados os entalhamentos médios dos vales, deve-se levar em consideração a estrutura geológica/geomorfológica regional e a hierarquização da rede de drenagem. O autor relata, ainda, que Ross (1985) calculou esse índice nos Planaltos e Serras do Atlântico Leste-Sudeste, considerando como mais representativos os rios de 3ª ordem, enquanto para Furrier (2007), nos Tabuleiros Litorâneos, por exemplo, o entalhe de rios de 2ª ordem já podem ser suficientes para hierarquização e caracterização dos padrões de formas do relevo.

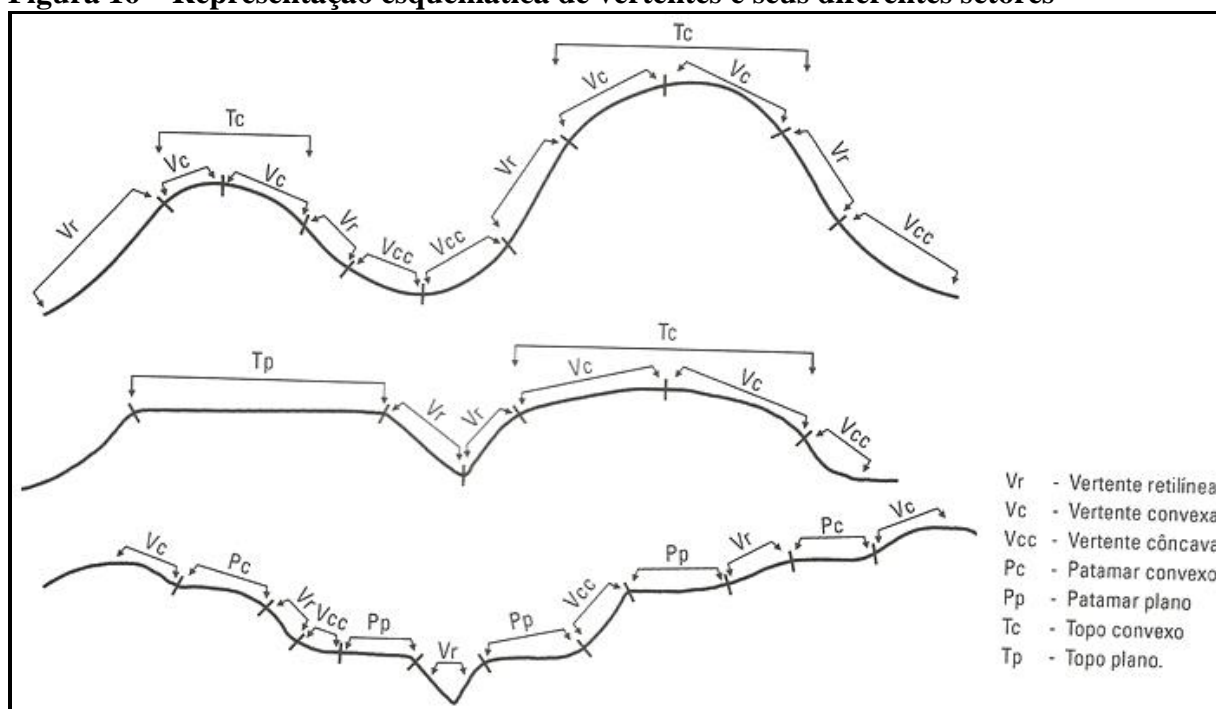
No presente estudo, na parte ao sul dos rios Mamanguape e Araçagi, pela inexistência de rios de 3ª ordem, se fez necessário realizar as medições em riachos de 2ª ordem para se obter o entalhamento médio dos rios e a dimensão interfluvial média, por se entender que esses, sendo os canais mais imponentes da área, representam melhor as condições reais de dissecação.

O quinto táxon, os tipos de vertentes, que é formado pelas vertentes ou setores das vertentes de cada forma individualizada, não foi inserido no mapa geomorfológico, por se entender que, diante da escala adotada nesta pesquisa (1:25.000) e as peculiaridades do relevo, não seria possível estabelecer de forma precisa suas características. Esse táxon será

apresentado por meio de perfis confeccionados a partir das curvas de nível estabelecidas na carta topográfica Araçaji 1:25.000.

Segundo Ross e Fierz (2009) as vertentes são indicadas por seus diversos setores que estabelecem determinadas características genéticas. Esses autores identificam os setores das vertentes 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 16).

Figura 16 – Representação esquemática de vertentes e seus diferentes setores



Fonte: Ross e Fierz (2009)

O sexto táxon estabelecido por Ross (1992), que corresponde às formas menores produzidas pelos processos erosivos ou por depósitos atuais (ravinas, voçorocas ou bancos de sedimentação atual), não será estudado no presente trabalho, por não existir feições expressivas desse tipo na área em estudo.

4.2 NEOTECTÔNICA

Discutir sobre o conceito e os possíveis efeitos da neotectônica na configuração do relevo e na disposição da rede de drenagem na presente pesquisa se fez necessário, por esse

ser um dos principais conceitos utilizados que baliza, em parte, a estrutura metodológica aplicada na obtenção dos resultados.

A neotectônica pode contribuir de forma decisiva na configuração do relevo atual e na disposição dos padrões de drenagem. Freitas (2012) corrobora com essa afirmação quando relata que é consenso, atualmente no meio científico, que a neotectônica interfere na morfologia e que, em regiões interplacas consideradas mais estáveis, tem-se registrado movimentos crustais recentes. Tokarev e Gostin (2002) relatam que a paisagem atual é resultado das interações a longo prazo entre a tectônica, as mudanças do nível do mar, do clima, da vegetação e da erosão. Nesse sentido, Thombury (1960) citado por Kohler, (2001), estima que poucas feições topográficas terrestres são mais velhas que o Terciário, e a maioria não seria mais velha do que o Pleistoceno. Essa afirmação sugere que ocorreram modificações recentes nas estruturas geológicas de determinadas regiões, ou atividade neotectônica.

As discussões sobre a espacialidade temporal dos eventos considerados neotectônicos encontra divergências entre alguns autores. Suguio (2010) relata que foi Obruchev que propôs, em 1948, pela primeira vez o termo “neotectônica”, para designar os movimentos da crosta terrestre ocorridos do Neógeno ao Quaternário. Segundo Marković *et al.* (1996) esse período teria desempenhado um papel essencial na configuração topográfica contemporânea.

Saadi (1993) relata dois outros conceitos atribuídos ao termo: o elaborado pela Comissão de Neotectônica, da Associação Internacional de Estudos do Quaternário (*Union for Quaternary Science – INQUA*), em 1978, que considera os movimentos neotectônicos como “quaisquer movimento ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, independente de sua idade”; e o elaborado por Pavlides (1989), que, de acordo com a concepção da INQUA, considera que o período neotectônico depende das características individuais de cada ambiente geológico. Nesse caso, segundo o autor, o objeto da neotectônica é o estudo dos eventos tectônicos novos, que ocorreram após sua reorganização tectônica mais significativa.

Para Salamuni (1998), os possíveis limites inferiores sugeridos para o período neotectônico seriam os seguintes:

- os últimos 2,5 Ma (provável reorganização geral do regime tectônico);
- os últimos 6 Ma (período posterior à crise Messiniana);
- os últimos 23 Ma (Neógeno Inferior); e
- os últimos 38 Ma (Oligoceno Inferior, reorganização da tectônica global).

Hasui (1990) citado por Suguio (2010) considera que, no Brasil, a neotectônica deva abranger o intervalo de tempo geológico a partir da intensificação dos processos de deriva continental (após meados do Terciário) até hoje, como manifestações geológicas restritas ao ambiente tectônico interplacas.

Nesse contexto, Saadi (1993) faz duas considerações importantes: a primeira é que o resultado final dos eventos é expresso por compartimentação em unidades neotectônicas delimitadas por descontinuidades crustais definidas, que resultam da reativação, em geral, sob regime transcorrente, de lineamentos pré-cambrianos mais expressivos (Tectônica Ressurgente) e a segunda é que a Plataforma Brasileira foi afetada por deformações tectônicas cenozoicas em toda sua extensão e geralmente se verifica a predominância de esforços compressivos de direção NO-SE, com variações para L-O e N-S.

Porém, o conceito de estabilidade tectônica prevaleceu muito tempo para a maioria da plataforma brasileira e, por causa desse fato, a investigação de movimentos tectônicos recentes no Brasil só começou a se desenvolver durante a década de 1990 (RICCOMINI; ASSUMPÇÃO, 1999).

Como resposta, a literatura atual já indica essas reativações na margem continental brasileira antes considerada passiva. Tais reativações são associadas ao efeito combinado entre o soerguimento andino e a atividade de *hot-spot* da ilha de Trindade, Sudeste do Brasil (COBBOLD; MEISLING; MOUNT, 2001; CORIOLANO, 2002; RIBEIRO, 2006; BEZERRA *et al.*, 2008).

Outras ocorrências de eventos neotectônicos no território brasileiro são relatadas em diversos trabalhos recentes que consideraram regiões específicas do Brasil, a exemplo de Lima (2000) e Bezerra *et al.* (2001), para costa do Nordeste; Hiruma, Riccomini e Modenesi-Gauttieri (2001), na região Sudeste; Costa *et al.* (1996), para região amazônica, entre outros.

Na região Nordeste, o recorte geológico é caracterizado por fases sucessivas de reativação de falhas (BEZERRA *et al.*, 2001). Essas reativações contribuíram de forma significativa na configuração atual do relevo nordestino, por meio de movimentos na estrutura geológica que ocasionaram soerguimentos (MAIA; BEZERRA; CLAUDINO-SALES, 2010), modificações na rede de drenagem (MAIA; BEZERRA, 2011) e outras implicações que podem ser consideradas como resultados de atuação de eventos neotectônicos.

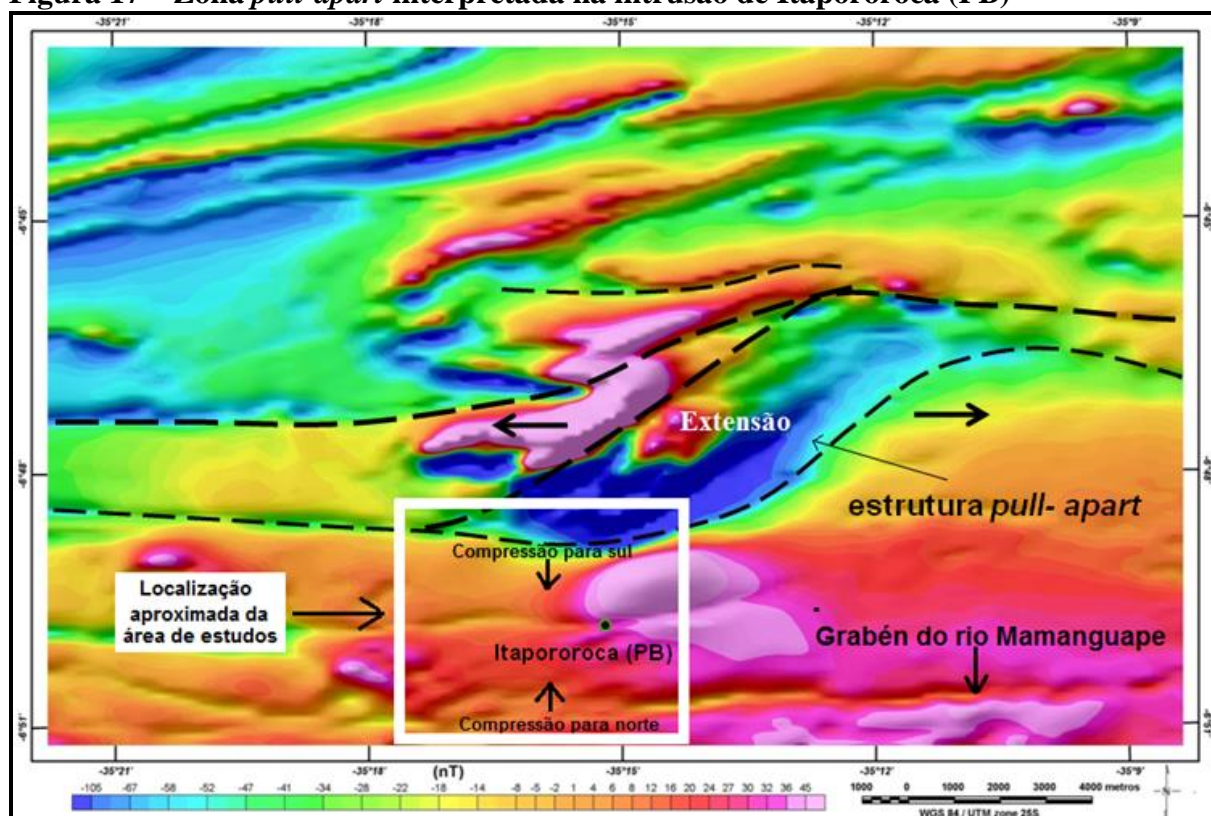
Como já citado, a área de estudo está inserida no Terreno Alto Pajeú (TAP), entre o Lineamento Patos e o Gráben do Rio Mamanguape. Silva Júnior (1997) relata que o Lineamento Patos e o Lineamento Pernambuco sofreram reativações durante o Cretáceo.

Segundo Brito Neves *et al.* (2004), o sistema de grábens do rio Mamanguape está condicionado por falhas normais que reativaram antigas zonas de cisalhamento de Mari-Barro Branco ou do Rio Gurinhenzinho, ao sul, e o trecho norte do Lineamento Galante-Guarabira, que é fascicular e que vai se juntar ao Lineamento de Patos.

Os mesmos autores afirmam ainda que, no baixo curso do rio Mamanguape, nas proximidades da BR-101, podem ser observados depósitos sedimentares da Formação Barreiras basculados e que nessa parte toda a margem norte do rio Mamanguape mostra exposição de rochas do embasamento soerguidas, principalmente dos granitos com muscovita, intrusivos nas rochas do TAP.

Dessa forma, pela proximidade das reativações e soerguimentos ocorridos no Lineamento Patos a norte, e no Gráben do rio Mamanguape a sul, se deduz que ocorreram movimentos tectônicos recentes na configuração geomorfológica da área de estudo, influenciados possivelmente por um regime de compressão entre o alargamento do Gráben do rio Mamanguape para norte e pela estrutura *pull-apart* que comprime as estruturas geológicas para sul, decorrente de reativações ocorridas no Lineamento Patos e apresentada por Oliveira (2009) (Figura17).

Figura 17 – Zona *pull-apart* interpretada na intrusão de Itapororoca (PB)



Fonte: Oliveira (2009).

O mesmo autor salienta que a posição geográfica próxima da costa leste do Atlântico e a direção L-O dos sistemas de falhas interpretados permite especular que a zona de extensão *pull-apart* pode ter sido formada pelo reflexo no continente do movimento das falhas transformantes no assoalho oceânico. O autor afirma ainda que, se isso for real, a intrusão do corpo magmático que ocorre na área de estudo (a unidade Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca) teria ocorrido já com as placas da América do Sul e da África em plena fase de deriva e, portanto, no Cenozoico.

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

4.2.1 Análise qualitativa

Florenzano (2008) relata que em estudos geomorfológicos os aspectos qualitativos são também denominados de morfografia, e se referem às análises descritivas do relevo, representados pelas suas formas e aparência, como, por exemplo, plano, colinoso, montanhoso etc. Dessa forma, a morfografia é a descrição qualitativa das formas de relevo.

4.2.1.1 Principais indícios da atuação de eventos neotectônicos na configuração do relevo

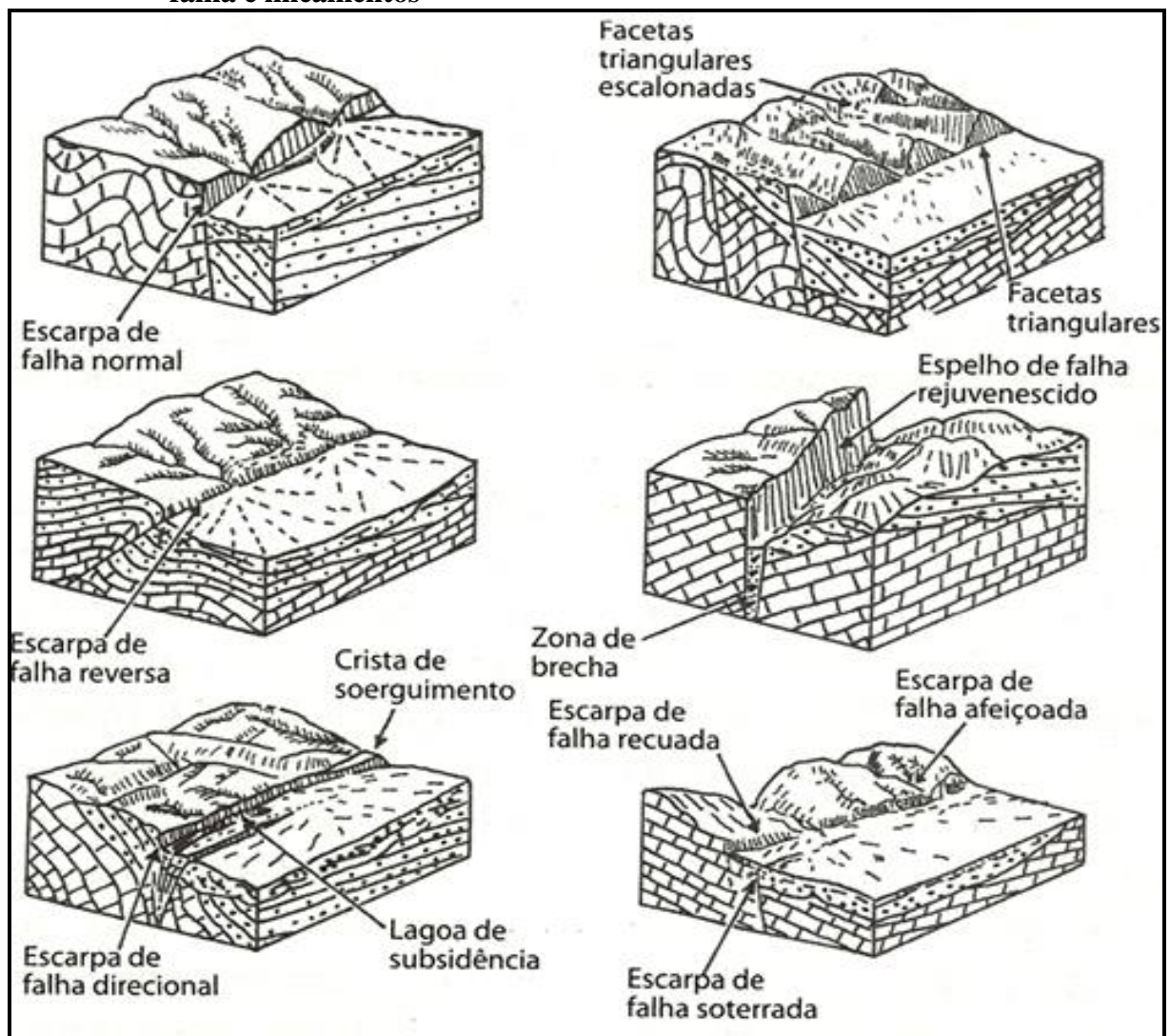
Na análise qualitativa se torna imprescindível a realização de visitas a campo para visualizar possíveis indícios de atividade tectônica recente registrada na configuração do relevo. Tal procedimento pode revelar novas feições na topografia, nas encostas, nos canais fluviais ou na litologia local, que podem comprovar ou descartar indícios previamente destacados em mapeamentos e atribuídos à neotectônica.

São diversas as feições de relevo que podem indicar essa atividade, entre elas pode-se citar: formação de facetas trapezoidais e triangulares, desníveis anômalos para topografia local, falhamentos que interceptam sedimentos recentes ou que modificam os canais fluviais, basculamentos, capturas de drenagem, terraços fluviais, entre outros (SUGUIO, 1998; LIMA 2000; ETCHEBEHERE *et al.*, 2007; PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2002; MARTINEZ, 2005; FURRIER, 2007; ANDRADES FILHO, 2010).

Suguio (2010) apresenta um modelo estabelecido por Goy *et al.* (1991), em que os indicadores de anomalias neotectônicas são divididos em cinco grupos principais:

- a) relacionadas à escarpa de falha e lineamentos (Figura 18);
- b) relacionadas a depósitos superficiais deformados;
- c) relacionadas a interflúvios e vertentes;
- d) relacionadas à rede de drenagem; e
- e) relacionadas à disposição geométrica-espacial dos depósitos superficiais.

Figura 18 – Modelo indicador de anomalias neotectônicas relacionadas a escarpa de falha e lineamentos



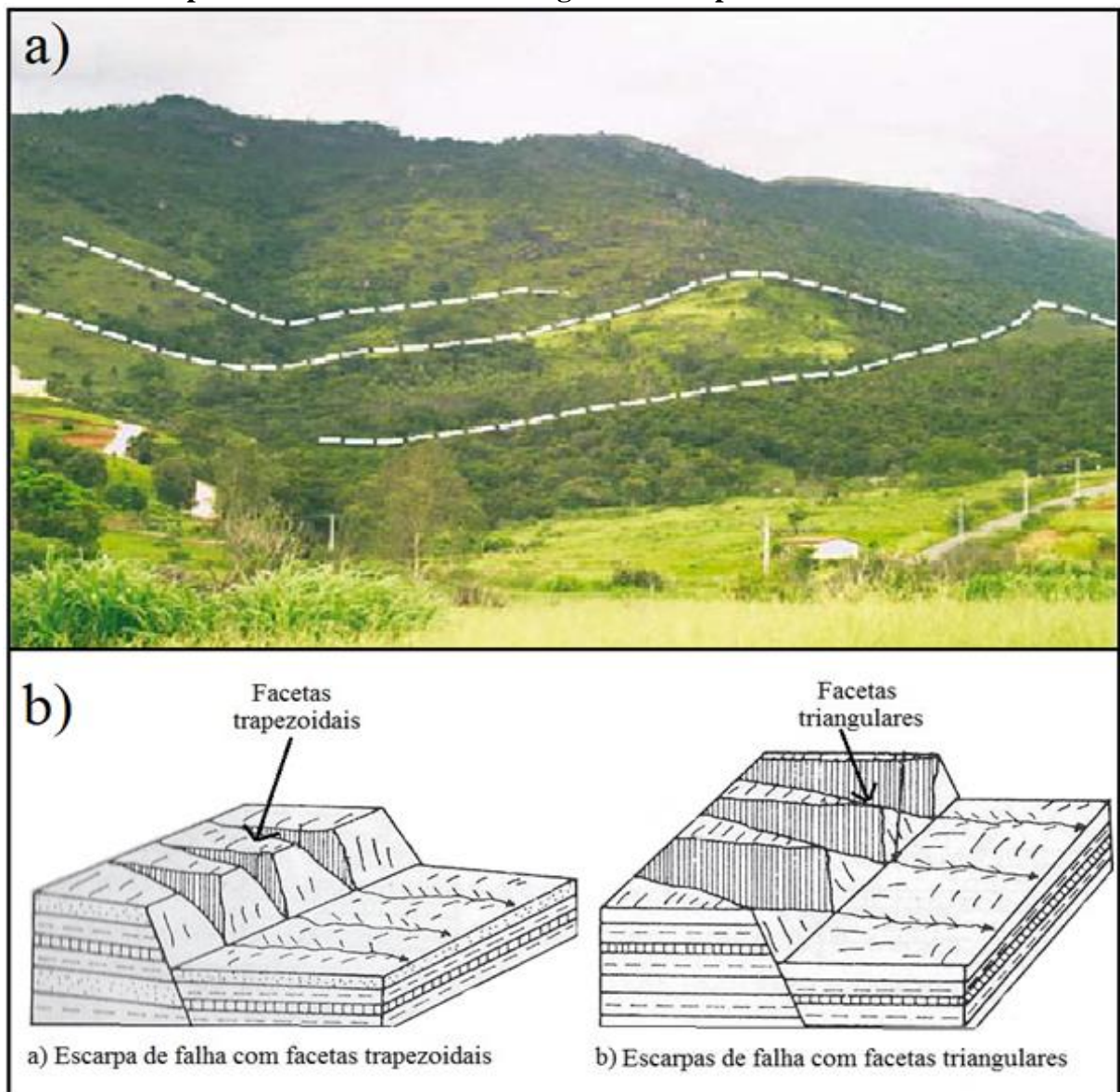
Fonte: Goy *et al.* (1991 *apud* SUGUIO, 2010).

Essas estruturas devem ser interpretadas de forma criteriosa para não incorrer em erros no estudo do relevo. Dessa forma, devem ser descartadas outras influências que podem dar origem a tais feições, como, por exemplo, a diferenciação da litologia. Bull (1984) adverte que os estudos tectônicos com base na geomorfologia devem consistir em uma análise múltipla com a observação de mapas topográficos, imagens, visitas a campo para reconhecer a

importância dos controles litológicos e o conhecimento prévio das variações climáticas no espaço e no tempo, que contribuem para elaboração das paisagens.

Como indício de atividade neotectônica no relevo pode ser citada a evolução de facetas, que ocorrem quando a escarpa de falha é exposta às correntes fluviais secundárias que agem dispostas perpendicularmente a essa escarpa, causando, assim, erosão regressiva contínua (JATOBÁ; LINS, 2008). Podem ocorrer dois tipos de facetas: as facetas trapezoidais, oriundas do início do processo erosivo, e as facetas triangulares, que correspondem a uma fase mais avançada do processo erosivo (Figuras 19a e 19b).

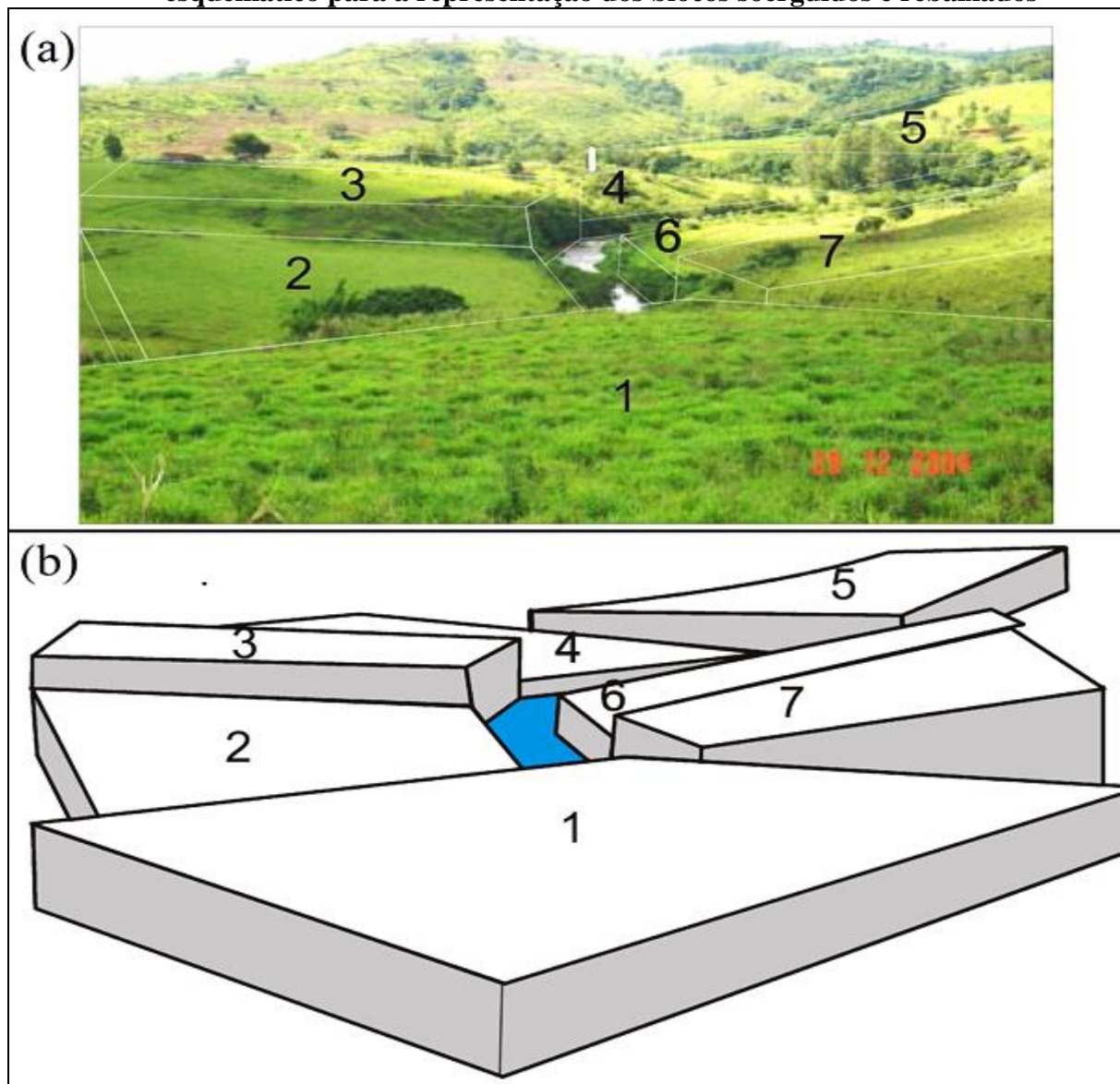
Figura 19 – (a) Facetas triangulares impressas na configuração do relevo; (b) Modelos representativos de facetas triangulares e trapezoidais



Fonte: (a) Etchebehere *et al.* (2007); (b) Casseti (1994).

Outros indícios importantes que devem ser levados em consideração são os desníveis anômalos que se destacam na configuração do relevo. Esses desníveis podem estar relacionados a diversos fatores, como basculamento, que, por sua vez, são resultantes de movimentos tectônicos e podem ocasionar modificações pontuais no direcionamento dos canais fluviais. Martinez (2005) apresenta um modelo de basculamento de blocos, que evidencia atividade tectônica, sugerida pela adaptação do canal à dinâmica do basculamento (Figura 20).

Figura 20 – (a) Configuração do canal a partir da dinâmica dos blocos; (b) Modelo esquemático para a representação dos blocos soerguidos e rebaixados



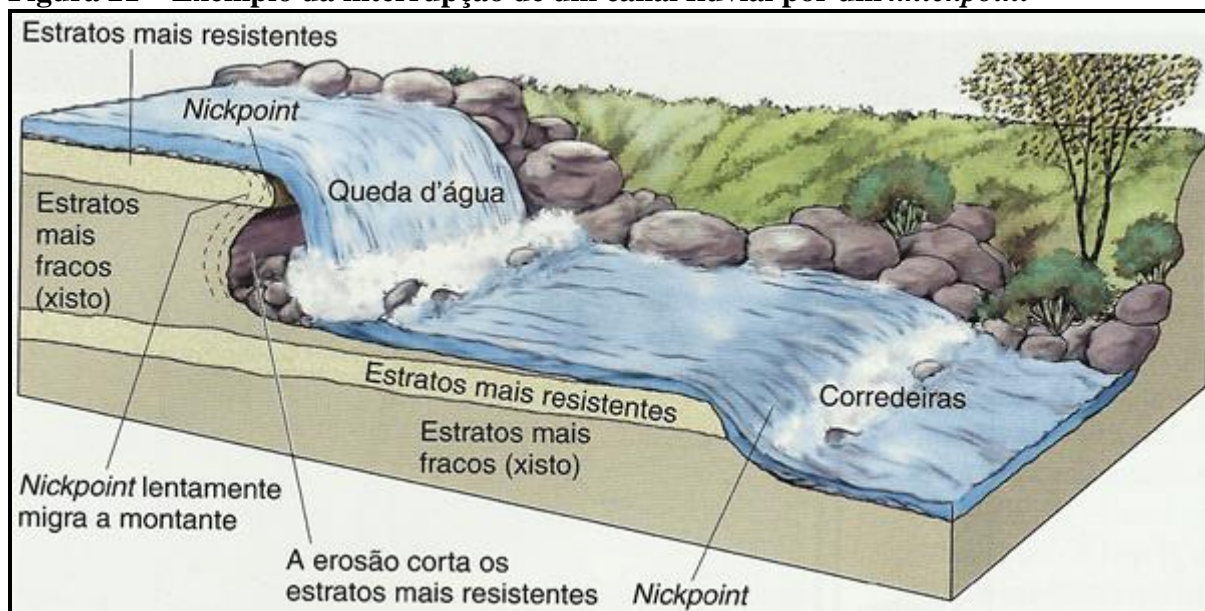
Fonte: Martinez (2005).

Nessa figura observa-se uma série de blocos soerguidos e rebaixados impondo ao canal de drenagem um padrão ajustado por entre esses blocos, gerando, assim, um trecho com

corredeira. Além das observações de campo, os basculamentos podem ser verificados na configuração do relevo mediante a aplicação de perfis topográficos.

Diante dos indícios já apresentados, pode, também, ser citada como indicativo de atividade neotectônica a ocorrência de desníveis abruptos ao longo de um canal fluvial (WELLS *et al.*, 1988; RICCOMINI *et al.*, 2009). Christopherson (2012) afirma que, quando o perfil longitudinal de um canal fluvial mostra mudanças abruptas de gradiente, como uma queda d'água ou uma corredeira, o ponto de interrupção pode ser denominado de *nickpoint* ou *knickpoint* (Figura 21).

Figura 21 – Exemplo da interrupção de um canal fluvial por um *knickpoint*



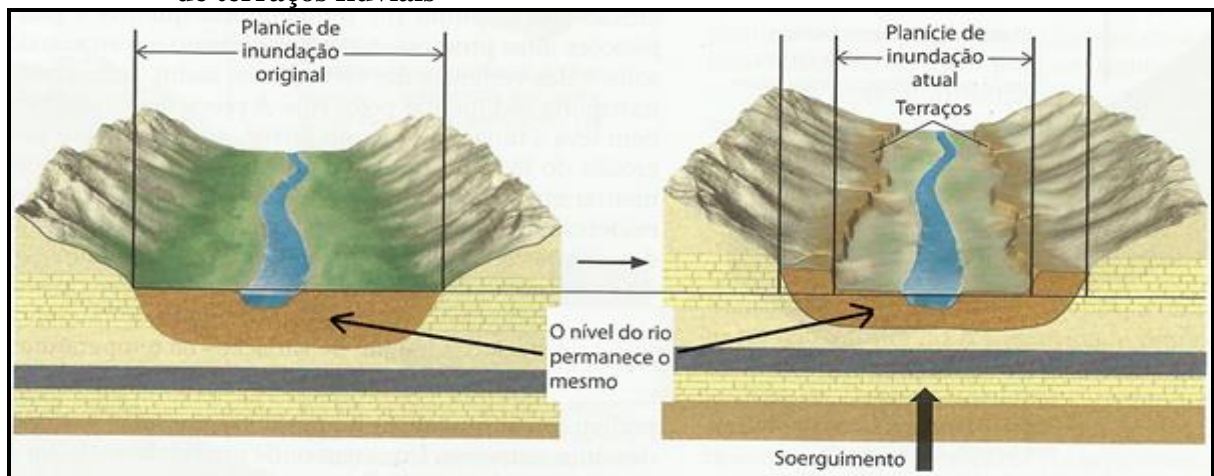
Fonte: Adaptado de Christopherson (2012).

O mesmo autor relata que o *nickpoint* pode ocorrer quando a corrente passa por uma zona de rocha dura e resistente ou por vários episódios de levantamentos tectônicos, como acontece ao longo de uma zona de falha geológica. Riccomini *et al.* (2009) ressaltam que esses locais atuaram como níveis de base locais, até que a erosão consiga removê-los. Portanto, é muito importante a realização de observações em campo para verificar se a ocorrência dos *nickpoints* está relacionada a diferentes resistências impostas pela composição rochosa ou se existem indícios de falhamentos tectônicos na formação desses desníveis.

Por fim, considera-se necessário, também, estar atento à ocorrência de terraços fluviais nas observações qualitativas de campo. Para Moraes *et al.* (2010) as características deposicionais e erosivas dos rios geralmente são preservadas nas planícies e terraços, desse modo, essas unidades geomorfológicas contam com uma rica fonte de dados sobre a formação

desses ambientes. Nesse sentido, Grotzinger e Jordan (2013) afirmam que a formação de um terraço inicia-se quando o rio cria uma planície de inundação, sendo que, se houverem modificações no nível de base, tanto por rebaixamento do nível do mar quanto por soerguimento tectônico, essa planície será erodida, formando, assim, os terraços (Figura 22). Segundo Pederson e Tressler (2012) isso ocorre porque a rede de drenagem mantém uma conexão direta com nível de base.

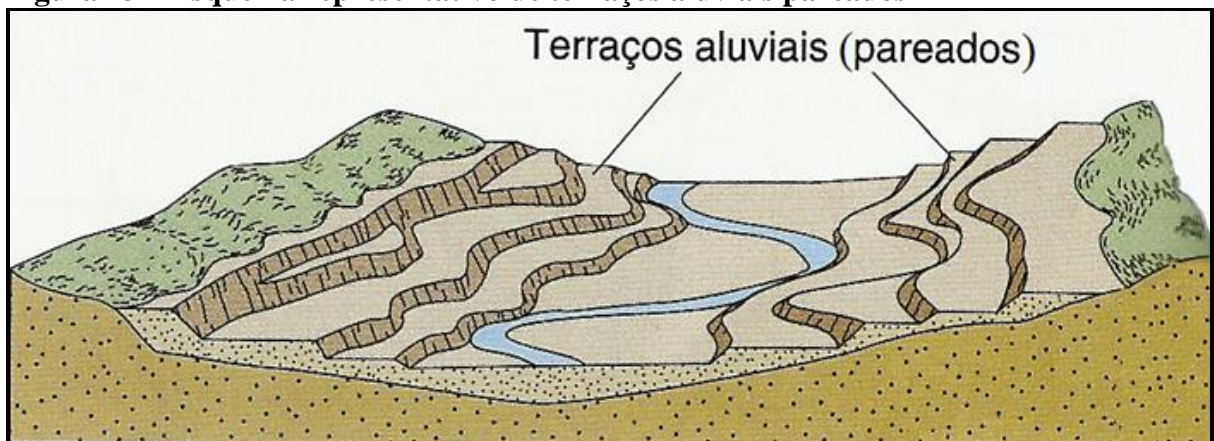
Figura 22 – Esquema representativo do soerguimento do substrato rochoso e formação de terraços fluviais



Fonte: Grotzinger e Jordan (2013).

Christopherson (2012) ressalta que os terraços fluviais geralmente aparecem pareados em elevações semelhantes em cada lado do rio e que, se mais de um conjunto de terraços pareados estiverem presentes, o vale possivelmente foi submetido a mais de um evento de rejuvenescimento (Figura 23).

Figura 23 – Esquema representativo de terraços aluviais pareados



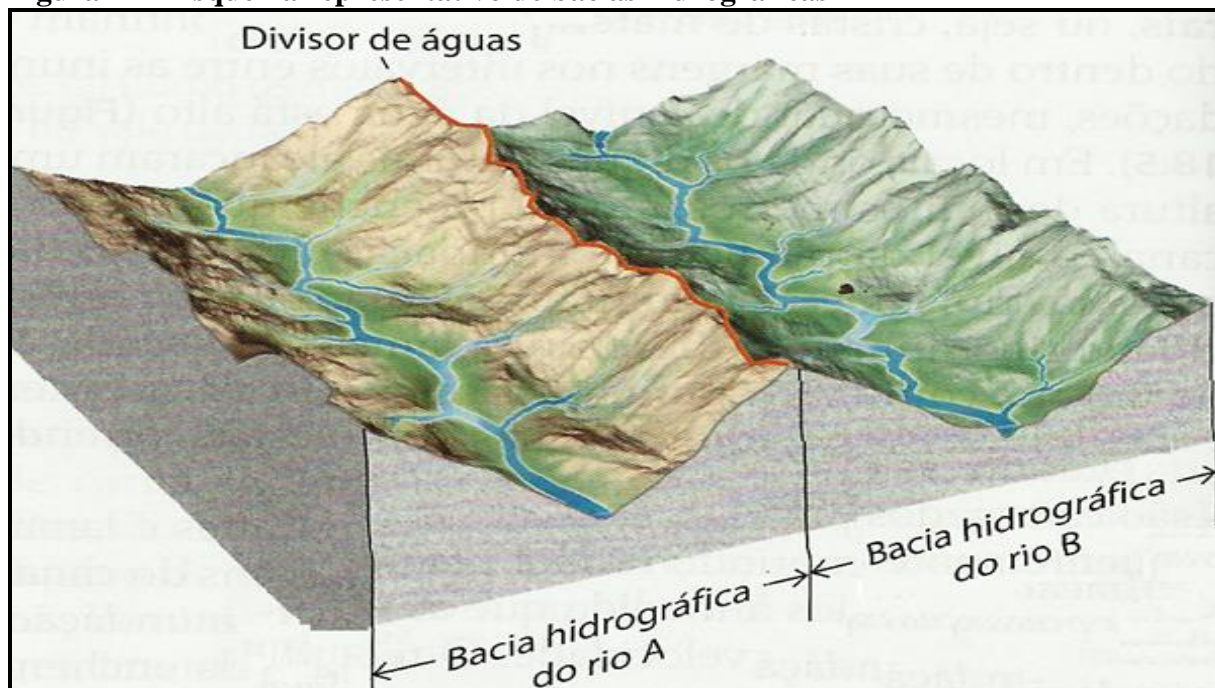
Fonte: Adaptado de Christopherson (2012).

4.2.1.2 A bacia e os padrões de drenagem no estudo qualitativo da neotectônica

Christofolletti (1980) afirma que os estudos relacionados às drenagens fluviais sempre possuíram função relevante na geomorfologia e a análise da rede hidrográfica pode levar à compreensão e à elucidação de inúmeras questões geomorfológicas, pois os cursos de água constituem processos morfogenéticos dos mais ativos na escultura das paisagens terrestres. A rede de drenagem também tem uma função primordial no estudo de possíveis eventos tectônicos recentes na configuração do relevo. Isso se dá porque ela se adapta às deformações causadas por movimentos tectônicos no ambiente, impondo, assim, formas anômalas aos canais fluviais que são afetados por essas atividades.

Para Coelho Neto (2012), a bacia de drenagem é uma área da superfície terrestre que drena água, sedimentos e materiais dissolvidos para uma saída comum, num determinado ponto de um canal fluvial (Figura 24). A bacia de drenagem pode ter uma área pequena, como a de uma ravina ao redor de um pequeno riacho, ou pode ser de uma grande região drenada por um rio principal e seus tributários (GROTZINGER; JORDAN, 2013).

Figura 24 – Esquema representativo de bacias hidrográficas



Fonte: Grotzinger e Jordan (2013).

Andrades Filho (2010) ressalta que uma das formas de maior potencial em análises qualitativas da rede de drenagem está calcada na análise do padrão de drenagem, que se refere à forma do traçado estabelecido pelo conjunto de canais. Esse traçado permite, segundo o

autor, inferir sobre o condicionamento topográfico, litológico e estrutural da área onde se assentam os canais. Para Sebeer e Gornitz (1983) o padrão de drenagem também contém informações valiosas sobre a atuação no passado e no presente do regime tectônico de um determinado ambiente.

Atualmente existem, na literatura brasileira, diversos trabalhos que enfatizam o estudo dos padrões de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1980, RICCOMINI *et al.*, 2009; ANDRADES FILHO, 2010; CUNHA, 2012). Esses estudos, em sua maioria, se utilizam das propostas de classificação dos padrões estabelecidas previamente pelos estudiosos de maior destaque internacional nessa área, a exemplo de R. E. Horton, A. N. Strahler e A. D. Howard.

A morfologia do canal fluvial é controlada por uma série de fatores internos à bacia de drenagem (fatores autocíclicos) e fatores que afetam, além da bacia de drenagem, toda a região que está em seu entorno (fatores alocíclicos). Entre os fatores autocíclicos estão incluídos: o volume e a velocidade de fluxos da água, a carga de sedimentos transportada, a largura, declividade e profundidade do canal, a rugosidade do leito e a vegetação nas margens e ilhas. Os fatores autocíclicos são condicionados pelos fatores alocíclicos, que estão relacionados a variáveis climáticas (temperatura e pluviosidade) e geológicas (tectônica ativa e nível do mar) (RICCOMINI *et al.*, 2009).

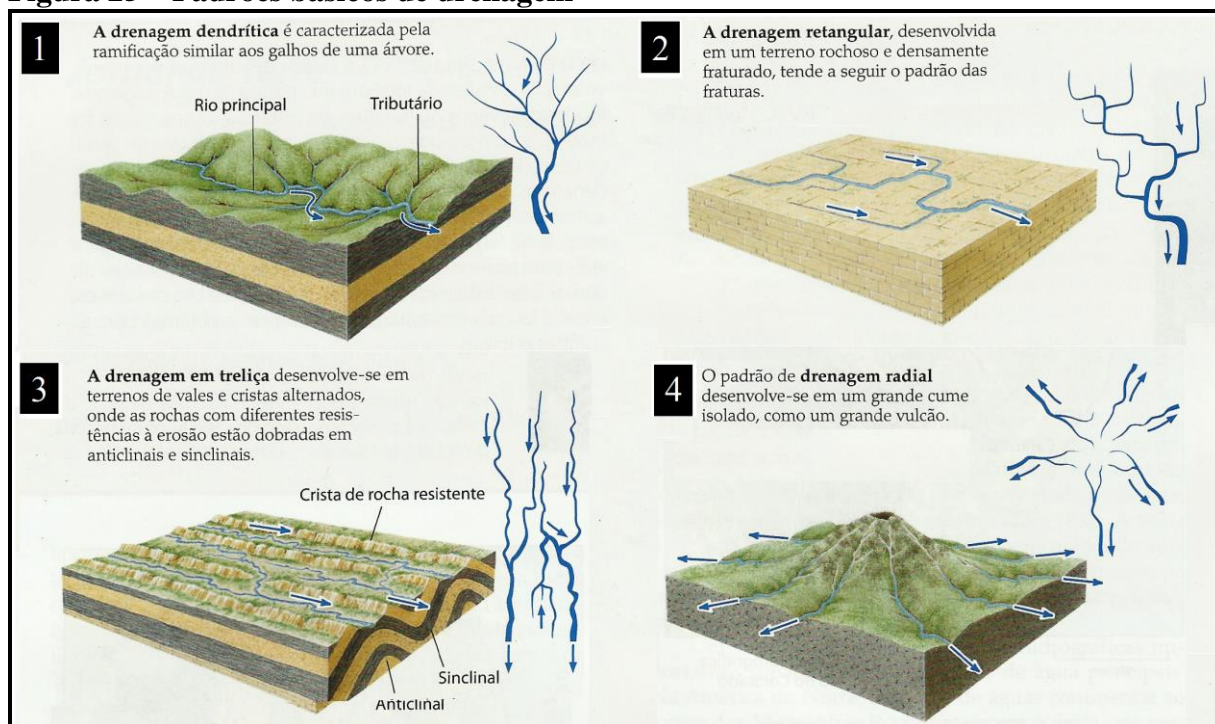
Grotzinger e Jordan (2013) apresentam quatro padrões básicos (*basic pattern*) de drenagem, que se caracterizam como resposta aos fatores autocíclicos e alocíclicos citados anteriormente. Esses autores destacam como básicos os padrões: dendrítico, retangular, treliça e radial (Figura 25).

Christofoletti (1980) considera que no padrão dendrítico, também designado de arborescente, as confluências de canais são formadas por ângulos agudos de graduações variadas e nunca por ângulos retos. A presença de confluências em ângulos retos no padrão dendrítico constituem anomalias que se devem atribuir, em geral, aos fenômenos tectônicos.

O padrão radial, segundo Riccomini *et al.* (2009), é desenvolvido nos casos em que a drenagem se distribui em todas as direções com origem em um ponto central, como os de um cone vulcânico ou uma feição dômica. Já o padrão retangular está adaptado às condições estruturais e tectônicas que originam confluências em ângulos retos (COELHO NETO, 2012).

O padrão em treliça é característico da topografia submersa ou dobrada. Nele as estruturas dobradas paralelas direcionam as correntes principais, enquanto tributários dendríticos menores atuam nas encostas vizinhas, juntando-se às correntes principais em ângulos retos, como as treliças de uma planta (CHRISTOPHERSON, 2012).

Figura 25 – Padrões básicos de drenagem

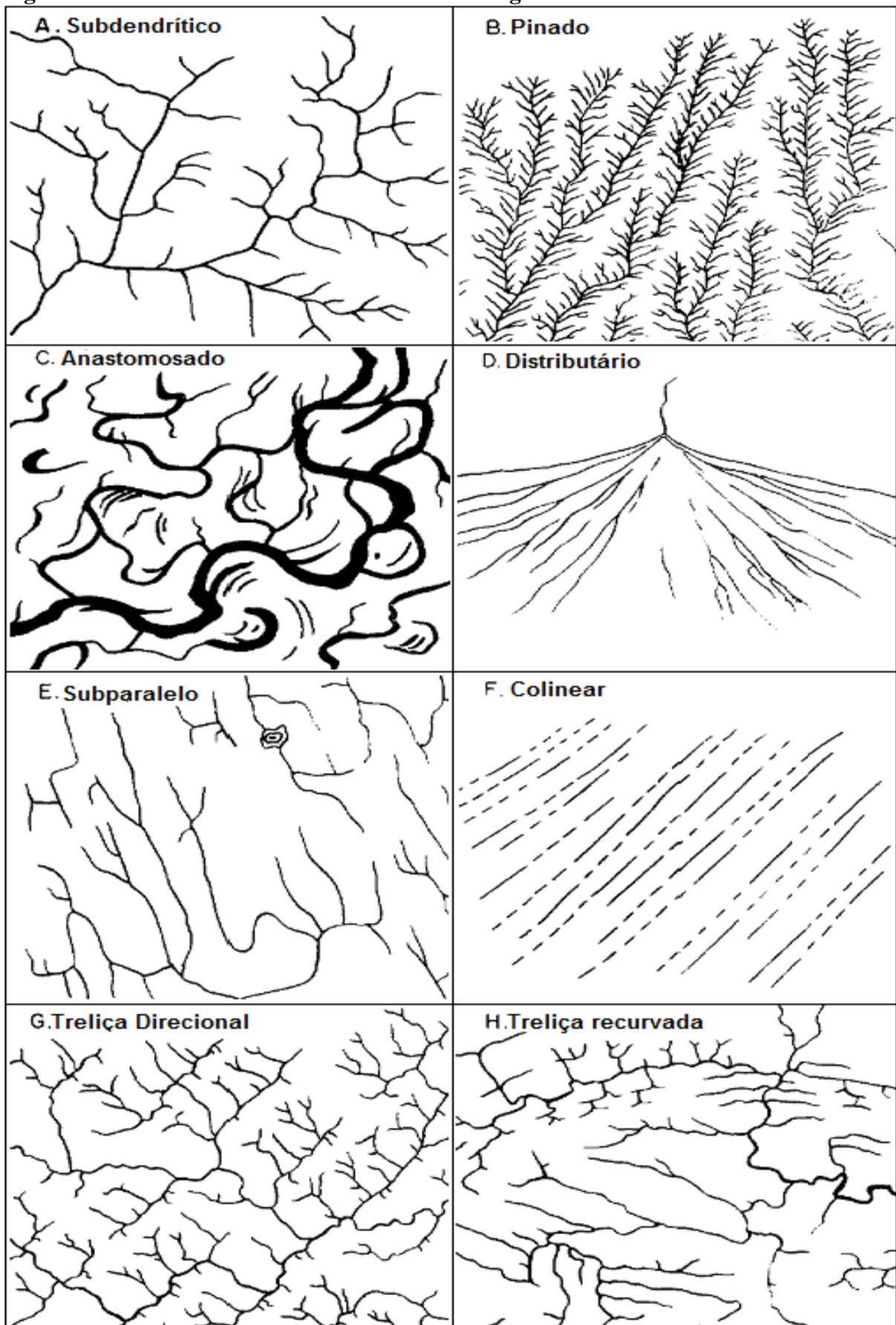


Fonte: Grotzinger e Jordan (2013).

Esses padrões podem apresentar algumas modificações em sua estrutura. Howard (1967) ressalta que, além dos padrões de drenagem básicos, também são encontrados padrões que possuem parte de suas características modificadas e associadas ao padrão básico, esses são classificados como padrões modificados (Figura 26).

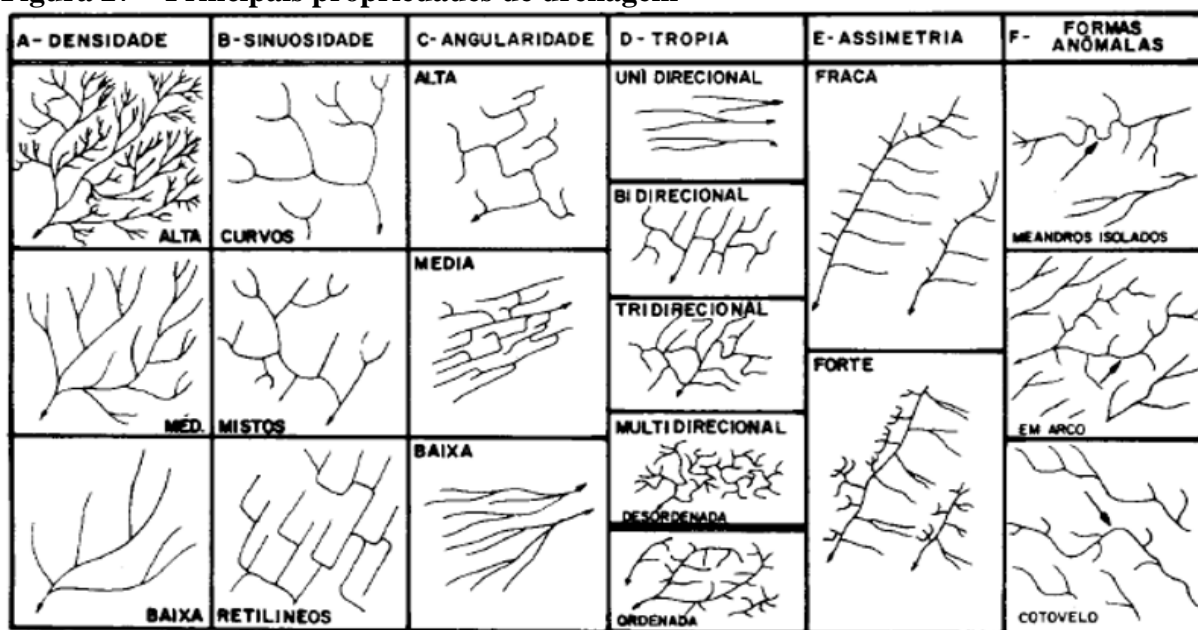
Para análise da forma da rede de drenagem, Soares e Fiori (1976) consideram que as propriedades mais importantes a serem analisadas são: a densidade de textura de drenagem; a sinuosidade dos elementos texturais de drenagem, que se pode classificar visualmente em: predominantemente curvos, predominantemente retilíneos e curvos e retilíneos (mistos); a angularidade que se refere ao ângulo de confluência dos elementos de drenagem; a tropia, que é a propriedade dos elementos de drenagem que se desenvolvem segundo uma direção preferencial; a assimetria de drenagem, que é caracterizada pela presença de elementos com tamanho ou estrutura sistematicamente diferentes, de um lado e de outro, do elemento maior e por lineações de drenagem, que são elementos de drenagem fortemente estruturados, retilíneos ou em arco (Figura 27).

Figura 26 – Padrões básicos modificados de drenagem



Fonte: Howard (1967).

Figura 27 – Principais propriedades de drenagem

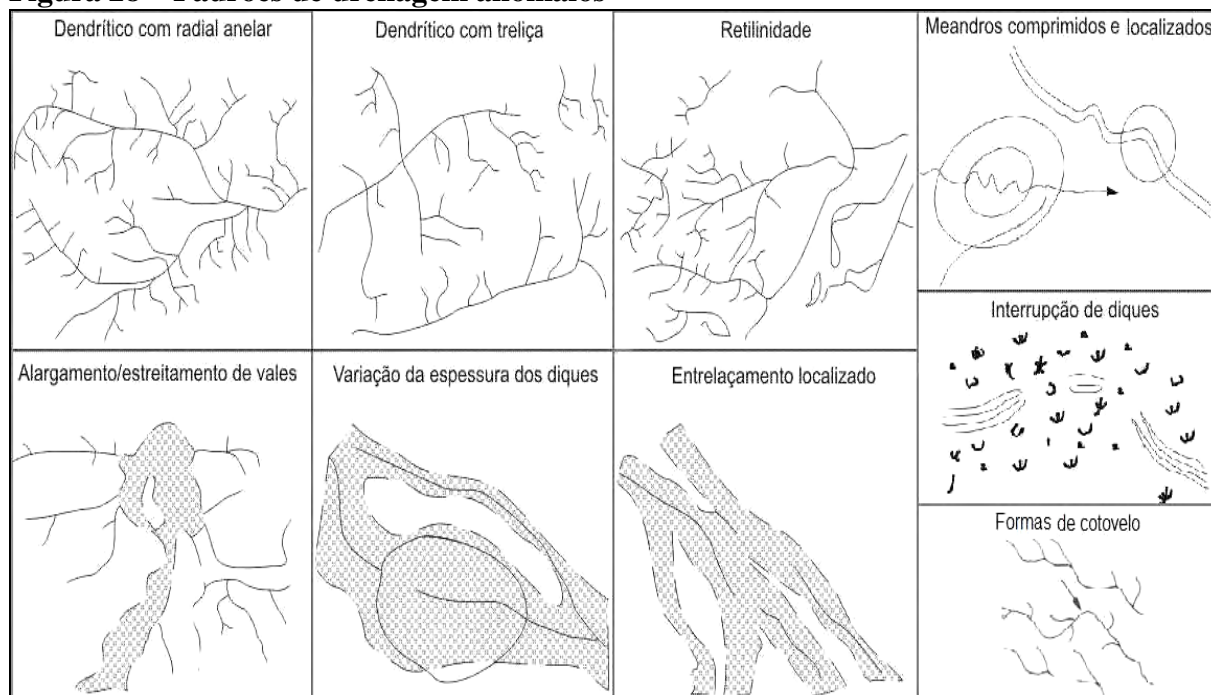


Fonte: Soares e Fiori (1976).

Algumas feições impostas ao canal fluvial podem ser consideradas como anomalias. Para Moraes *et al.* (2010) a organização da rede de drenagem tende a obedecer a um mesmo padrão regional determinado pela topografia e a estrutura litológica. Portanto, a relação entre a morfologia dos canais fluviais também é determinada pela geomorfologia regional na qual o canal está inserido. Contudo, a identificação de trechos discordantes no padrão do canal é reconhecida na literatura como anomalias, por exemplo, pode-se citar a existência de modificações bruscas na direção do canal de drenagem, como já mencionado.

Andrades Filho (2010) apresenta alguns exemplos de padrões de drenagem anômalos propostos por Howard (1967) e Soares e Fiori (1976), destacando nove tipos diferentes de anomalias de drenagem que podem ser observadas em campo ou em mapeamentos (Figura 28).

Algumas dessas anomalias podem estar relacionadas à ocorrência de atividade tectônica recente ou neotectônica. Assumpção e Marçal (2006) reconheceram como anomalias, diversas feições nos canais fluviais, como capturas de drenagem já ocorridas e prováveis capturas futuras, curvaturas anômalas, segmentos retilíneos da drenagem e meandros comprimidos. Segundo Howard (1967) essas feições são resultantes de controle estrutural e podem indicar movimentações impostas por atividade tectônica recente. Porém, é preciso estar atento a possíveis interferências de atividades humanas na rede de drenagem. Slattery (2011) concluiu que padrões de drenagem que apresentavam canais retilíneos ou com mudanças bruscas de direção foram alterados pelos produtores agrícolas e não estão relacionados à atividade neotectônica.

Figura 28 – Padrões de drenagem anômalos

Fonte: Adaptado de Howard (1967).

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

Outras configurações que podem ser observadas são a incidência de padrão com características anelares, ocorrência de canais paralelos e cotovelo na rede de drenagem, que, segundo Andrades Filho (2010), são as anomalias mais comuns nos canais fluviais.

Segundo Howard (1967), a ocorrência de padrão anelar pode estar relacionada a bacias, domos e *stocks*, podendo ser um ótimo indicador de deformação neotectônica. Christofolletti (1981) afirma que os canais retilíneos não são muito comuns na natureza e que sua existência é um indicativo de controle da configuração do canal por linhas tectônicas.

Com relação à formação de cotovelos na rede de drenagem, Souza Filho *et al.* (1999) afirmam que essas anomalias evidenciam um controle estrutural expressivo, desenvolvido por falhamentos transcorrentes.

Mantovani *et al.* (2008) afirmam que, na área da unidade geológica das Vulcânicas Félsicas, que tem parte da estrutura situada na área da folha Araçaji, padrões de gravidade regionais revelaram características de neotectônica atuante, representados por rios alinhados, lagunas, protuberâncias e outras formações.

Na área de estudo é observada, ainda, ocorrência de meandros comprimidos. Segundo Assumpção e Marçal (2006) essas feições podem estar relacionadas a altos estruturais e são indicativos de um possível movimento vertical na área. Nesse sentido, é preciso ter especial atenção ao que foi relatado acima por Brito Neves *et al.* (2004) sobre exposição e soerguimento de rochas do TAP na margem norte do rio Mamanguape, nas proximidades da BR-101, pois, por esses eventos terem atingido sedimentos da Formação Barreiras, configura uma mobilização recente e, conseqüentemente, atividade neotectônica próximo à área em estudo.

Diversos indícios de atividades neotectônicas são observados na hidrografia, visualmente associados a canais retilíneos, fortes inflexões e indícios de capturas de drenagem. Nesse sentido, Mantovani *et al.* (2008) enfatizam que a rede de drenagem da área apresenta estruturas circulares e Brito Neves *et al.* (2008) observam, por meio de estudos gravimétricos, que na área de estudo e adjacências é nítido o alinhamento de rios e lagoas, soerguimentos e abatimentos da Formação Barreiras (e depósitos outros do Neógeno), todos guardando dependência de alinhamentos estruturais pretéritos, caracterizando a ocorrência de uma neotectônica intensa.

4.2.2 Análise quantitativa

Os aspectos quantitativos, segundo Florenzano (2008), referem-se à morfometria, representada pelas variáveis relacionadas a: medidas de altura, comprimento, largura, superfície, volume, inclinação (declividade), curvatura, orientação, densidade e frequência de suas formas. Algumas dessas variáveis são imprescindíveis na análise que se propõe realizar nesta pesquisa. Os valores relacionados às variáveis apresentadas são em parte obtidos por meio de índices morfométricos que auxiliam na análise morfotectônica. Esses índices podem auxiliar na identificação de terrenos com efeito tectônico, embora outras causas possam também estar envolvidas (ANDRADES FILHO, 2010).

Os estudos baseados na morfometria já são bastante aceitos no contexto dos estudos geomorfológicos contemporâneos. Até o ano de 1950, os geomorfólogos operavam quase que inteiramente em uma base descritiva e estavam preocupados principalmente com a história da evolução do relevo como características geológicas. Com o impulso dado por Horton (1945), sob a crescente percepção de que a análise descritiva clássica tinha valor prático muito limitado em engenharia e na aplicação militar, alguns geomorfólogos começaram a tentar a quantificação da descrição relevo (STRAHLER, 1957).

Leopold e Maddock Jr. (1953) corroboram com a aplicação de análises quantitativas quando afirmam que a aproximação qualitativa para a geomorfologia realmente tem sido construtiva, mas seria desejável analisar alguns dos conceitos quantitativamente. Nesse sentido, Marques (2012) afirma que os trabalhos de R. E. Horton e A. N. Strahler em direção à morfometria abriram novos horizontes para a geomorfologia, permitindo a obtenção de resultados pautados na atribuição de valores numéricos referentes à ordenação dos canais fluviais (HORTON, 1945) e ao estudo topográfico (STRAHLER, 1952). Hack (1973), nesse contexto, afirma que as redes de drenagem têm propriedade geométrica regular e podem também ser descritas quantitativamente.

Para Strahler (1952) os estudos dinâmico-quantitativos requerem, primeiro, uma análise morfológica completa da ordem em que os elementos da paisagem estão distribuídos regionalmente. Esse estudo prévio da morfologia pode contribuir de forma primordial para a interpretação dos dados morfométricos obtidos com a aplicação dos chamados índices morfométricos. Dentro dos estudos da atuação de atividade neotectônica no ambiente, os índices morfométricos ganham destaque. Para Barbosa (2013), a validade desses índices como indicadores da existência de atividade neotectônica na bacia e sua capacidade de detectar as possíveis anomalias introduzidas no sistema fluvial ocorre devido a mudanças de nível de base locais induzidas tectonicamente.

A autora cita como principais índices aplicados ao estudo neotectônico: o Índice de Gravidade Fluvial (IGF), desenvolvido por Hack (1973), também conhecido como Relação Declividade-Extensão (RDE); o índice Concavidade do Perfil Fluvial (CPF), desenvolvido por Shepard (1979); e o índice Secção Transversal do Vale (STV), desenvolvido por Meyer (1986). Pode-se, também, citar os índices Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV) desenvolvido por Bull e McFadden (1977) e o Fator Assimétrico (FA), metodologia proposta por Hare e Gardner (1985).

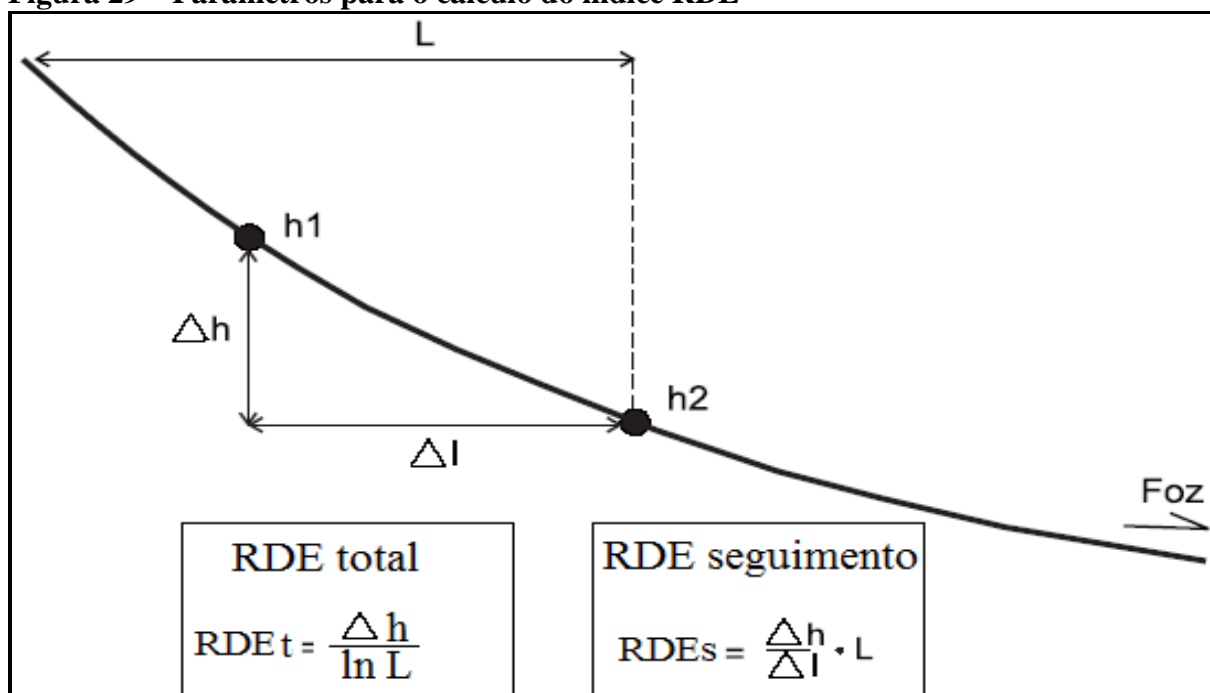
Torna-se importante mencionar que a maioria dos estudos que se utilizam de índices morfométricos nos estudos geomorfológicos obtém os valores em locais específicos, como uma bacia fluvial ou frente de montanha (EL HAMDOUNI *et al.*, 2008). Segundo esses autores esses índices podem detectar anomalias causadas por tectônica ativa no sistema fluvial.

No presente trabalho os principais índices utilizados foram: a) Relação Declividade/Extensão (RDE), b) índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV) e c) Fator Assimétrico (FA).

4.2.2.1 Índice da Relação Declividade/Extensão (RDE)

Etchebehere *et al.* (2006) relatam que o RDE pode ser aplicado a toda a extensão da drenagem (RDE_{total} ou RDE_t), o que possibilita uma avaliação regional de grandes áreas ou apenas RDE de seguimentos de drenagens ($RDE_{segmento}$ ou RDE_s), que têm relação mais local, aplicando-se à análise tectônica de detalhe. O cálculo do RDE pode ser feito como sugere a figura 29.

Figura 29 – Parâmetros para o cálculo do índice RDE



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

Fonte: Adaptado de Andrades Filho (2010).

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 a foz), \ln corresponde ao 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.

Para Andrades Filho (2010), “este índice é um indicador sensível de mudanças na declividade do canal fluvial, que podem estar associadas a desembocaduras de tributários, a diferentes resistências à erosão hidráulica do substrato rochoso e/ou à atividade tectônica”. O valor de RDE_s considerado anômalo será aquele que, dividido pelo RDE_t , obtiver valor igual ou

superior a 2 (MARTINEZ, 2005). Existem, ainda, duas categorias de anomalias: as de 2ª ordem, referentes aos índices obtidos compreendidos entre os valores iguais ou superiores a 2 e menor que 10; e as anomalias de 1ª ordem, referentes a valores iguais ou superiores a 10 (SEBEER; GORNITZ, 1983).

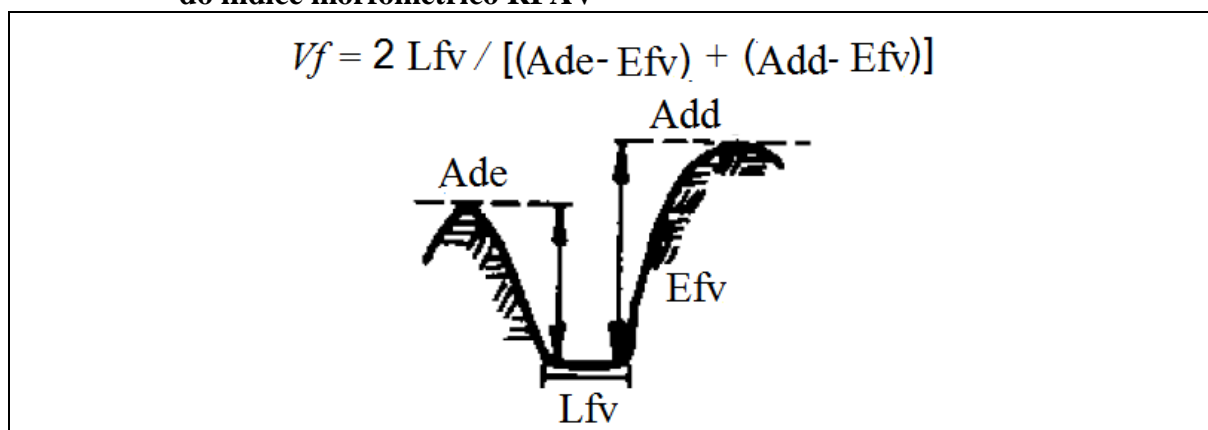
Martinez (2005) afirma que os referidos autores observaram, em estudo do perfil longitudinal de rios das Cordilheiras do Himalaia, que os valores extraídos como RDE menores que dois sugerem que o trecho é pouco íngreme, configurado, assim, como o gradiente ideal (*graded*), sendo que, acima desse número, o trecho se torna significativamente íngreme. Já os trechos onde o valor ultrapassa o limiar 10 são considerados muito íngremes.

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

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

El Hamdouni *et al.* (2008) afirmam que os valores altos de RFAV são geralmente atribuídos a vales com forma de “U” e os baixos referem-se a vales em forma de “V”, sendo utilizados para quantificar a morfologia do canal. Os autores afirmam, ainda, que valores baixos de RFAV indicam processos de incisão, que são comumente associados a soerguimentos tectônicos. A figura 30 exemplifica a aplicação desse índice.

Figura 30 – Fórmula matemática e procedimento de medida para encontrar os valores do índice morfométrico RFAV



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

Bull e McFadden (1977) esclarecem que o elemento V_f representa a razão entre a largura do fundo e a elevação do vale (este elemento corresponde à sigla RFAV utilizada no Brasil). L_{fv} é a largura do fundo de vale; A_{de} é a elevação da linha de interflúvio na porção esquerda do vale; A_{dd} corresponde à elevação na linha de interflúvio da porção direita do vale; e E_{fv} é o valor da média de elevação do fundo do vale.

Silva *et al.* (2003) afirmam que, em geral, os valores de RFAV considerados como indicadores de soerguimento e, consequentemente 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). Os autores afirmam, ainda, que, como os valores de RFAV variam, dependendo do tamanho da bacia, da descarga de fluxo e do tipo de rocha, devem ser obtidos em locais com condições geológicas semelhantes.

4.2.2.3 Índice Fator Assimétrico (FA)

Segundo Souza e Rosseti (2011), o Fator Assimétrico tem como fundamento primordial a medida de assimetria, definida pela relação de canais das margens direita e esquerda do rio principal. O Fator Assimétrico é definido pela seguinte equação:

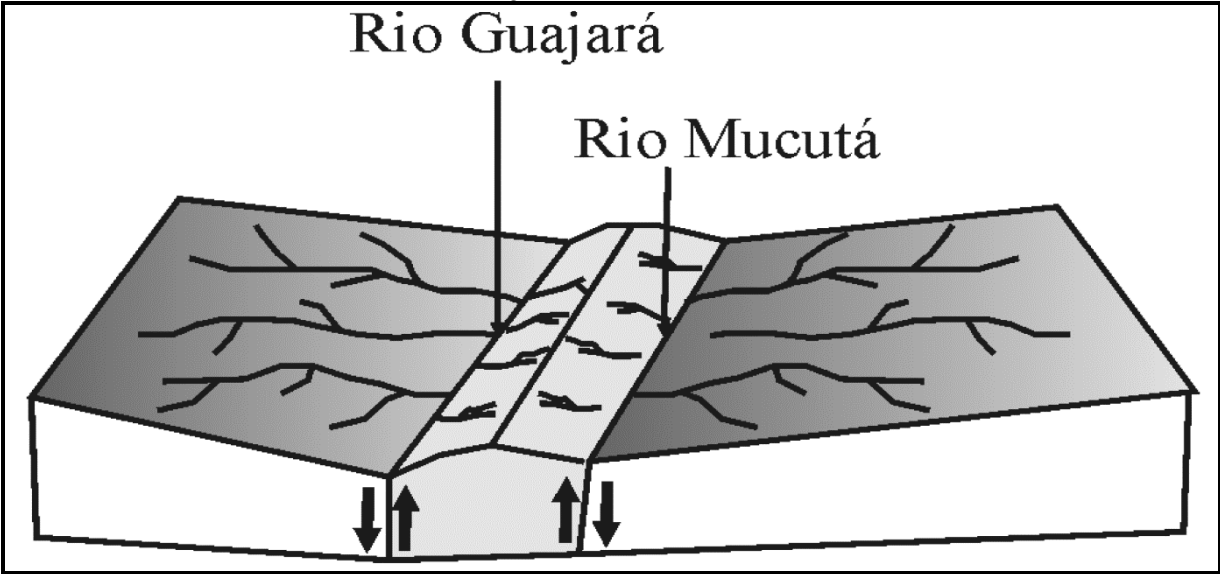
$$FA = 100 (A_d/A_t) \quad (1)$$

A expressão FA corresponde ao Fator Assimétrico, A_d é a área direita do rio e A_t corresponde a área total da bacia de drenagem. Segundo Ricón e Vegas (2000), quanto mais próximo de 50 for o valor do Fator Assimétrico obtido menor será a influência de atividade tectônica e vice-versa. Esses autores advertem que podem existir diversos condicionantes geológicos, como diferentes resistências impostas pela litologia, que podem deslocar o canal fluvial sem a existência de atividade tectônica. Para Andrades Filho (2010) valores de FA muito altos ou muito baixos podem indicar, respectivamente, basculamento à esquerda ou à direita da bacia hidrográfica (Figura 31).

Para Andrades Filho (2010) a intensidade da assimetria pode ser representada em três classes de valores distintos, onde 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 alta assimetria, onde FA registrar valores >15 .

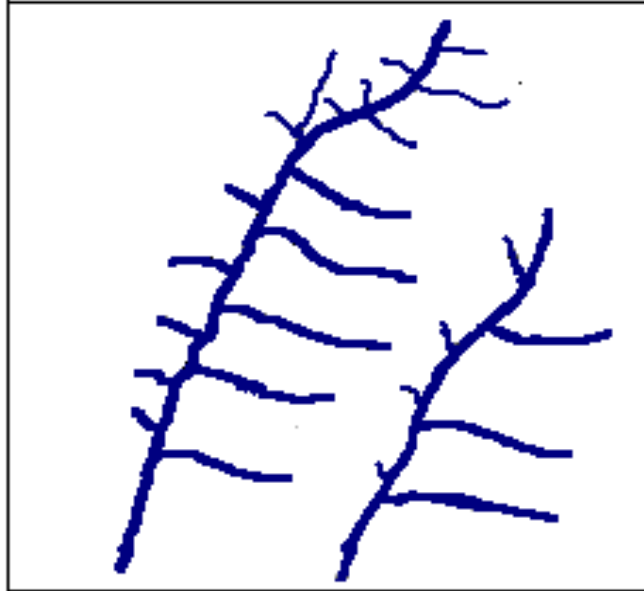
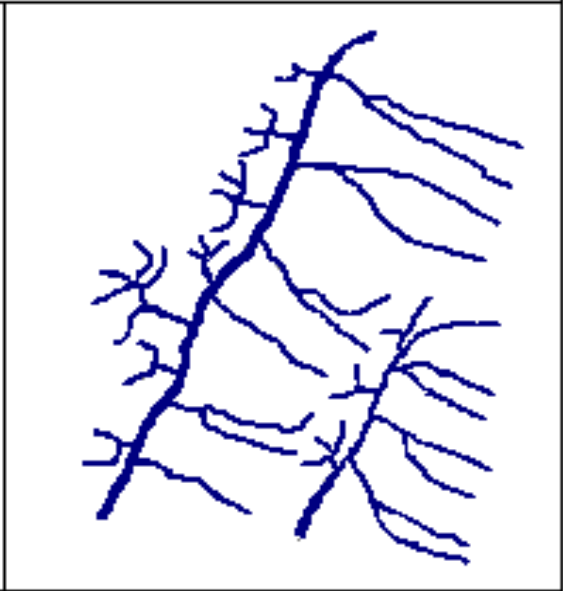
A assimetria da rede de drenagem é caracterizada pela presença de elementos com tamanho ou estrutura sistematicamente diferentes, de um lado e de outro, do elemento maior. A assimetria fraca é caracterizada apenas por diferença no tamanho dos elementos, e a forte é caracterizada por diferentes tamanhos e formas (SOARES; FIORI, 1976) (Figura 32).

Figura 31 – Basculamento para a esquerda no rio Guajará, e para a direita no rio Mucutá, sugerindo que a área entre esses rios tenha se elevado relativamente às áreas adjacentes



Fonte: Mantelli e Rossetti (2009).

Figura 32 – Exemplos de bacias hidrográficas com assimetria de drenagem forte e fraca

Bacias hidrográficas com assimetria	
Assimetria Fraca	Assimetria Forte
	

Fonte: Adaptado de Soares e Fiori (1976).

5 PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS

O material cartográfico produzido na presente pesquisa é composto substancialmente pelas cartas hipsométrica (Anexo A), clinográfica (Anexo B) e geomorfológica (Anexo C), além do Modelo Digital de Elevação (MDE). As cartas temáticas e o MDE foram elaborados a partir de dados extraídos da carta topográfica Araçaji 1:25.000 (Folha SB.25-Y-A-V-3-NE), principalmente por meio dos valores atribuídos às curvas de nível e aos pontos contados.

A carta foi digitalizada por meio de escâner e vetorizados os seguintes elementos: curva de nível, hidrografia, pontos cotados, malha rodoviária e limites administrativos. Primeiramente, após a digitalização, foi realizado o alinhamento da imagem a ser vetorizada. Optou-se pela vetorização da carta topográfica 1:25.000 pelo fato de a mesma apresentar curvas de nível na equidistância de 10 metros, o que resulta em um melhor detalhamento das formas do relevo.

A vetorização dos atributos dessa carta foi realizada de forma manual. Barbosa e Furrier (2012) relatam que, com a vetorização manual, o operador tem 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 no *software* Spring 5.2, onde foram feitos os cálculos que deram origem ao material cartográfico. Posteriormente esse material foi transportado para *softwares* gráficos, onde foi concluída sua elaboração.

5.1 ELABORAÇÃO DO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (MDE)

A operação de modelos analíticos com Planos de Informação (PI) sobrepostos em SIG é feita com operações entre os chamados Modelos Digitais do Terreno (MDTs) ou *Digital Terrain Model* (DTM). A princípio, a elaboração de Modelos Digitais de Elevação (MDEs) consiste no armazenamento de cotas altimétricas em arquivo digital estruturado em linhas e colunas (VALERIANO; CARVALHO JÚNIOR 2003; VALERIANO, 2008).

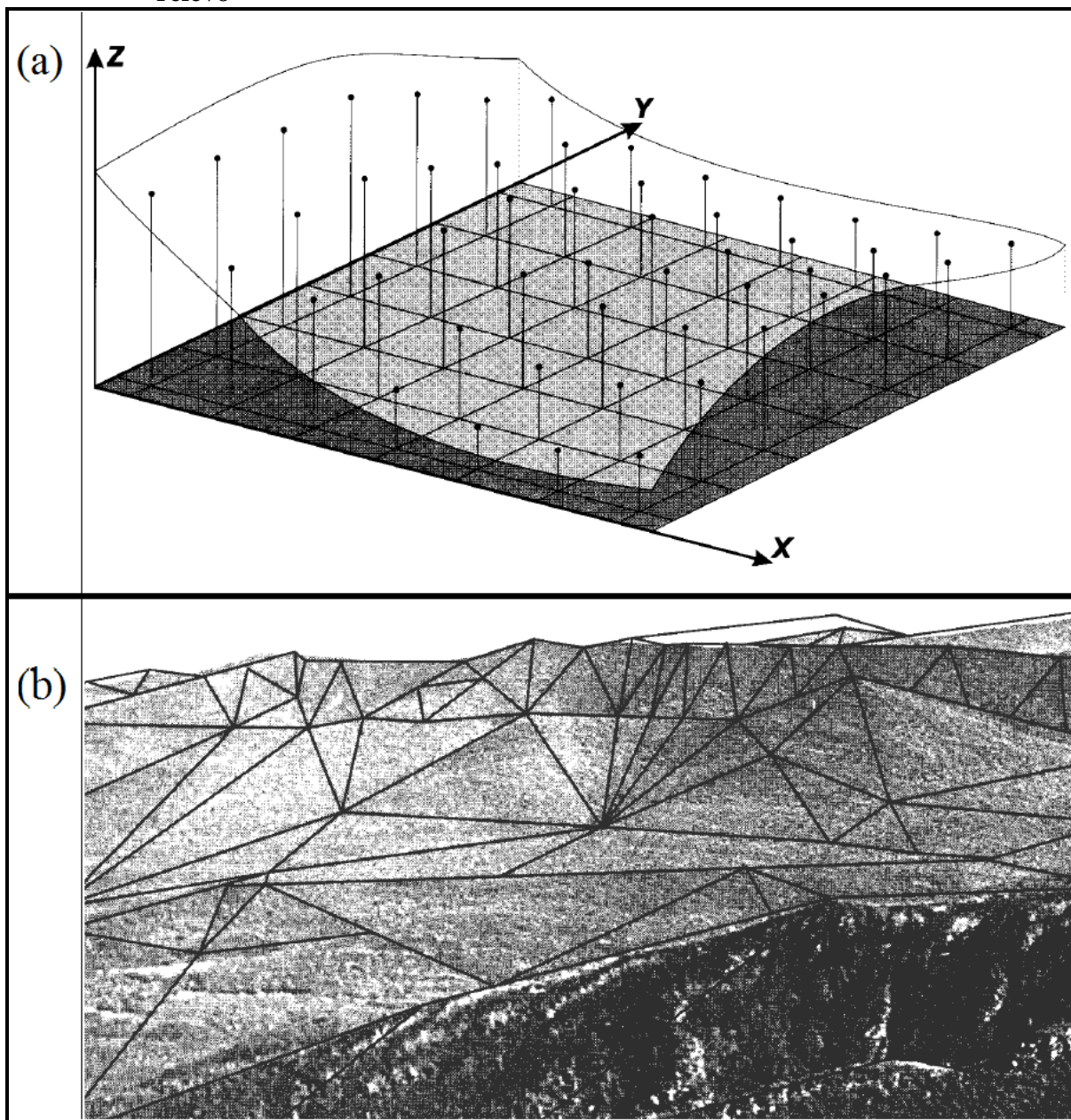
Essas expressões fazem referência à aquisição, processamento e utilização de dados digitais para a elaboração de modelos que representem, graficamente, o relevo da superfície terrestre (ASPIAZÚ; ALVES; VALENTE, 1990). Esses modelos são de grande utilidade no planejamento de diversas atividades, como: agrícolas, obras de engenharia, planejamento ambiental, entre outras.

Fitz (2008) destaca que o MDE atribui valores digitais z para a porção da superfície terrestre trabalhada com sua localização (x,y) conhecida. Segundo o autor esses modelos podem ser visualizados tridimensionalmente ou transformados em mapas temáticos de declividades, orientações de vertentes, entre outros.

Os Modelos Digitais de Elevação podem ser divididos em dois grandes grupos, de acordo com o modelo empregado na representação da superfície, a saber: os modelos de aproximação (globais), que utilizam funções matemáticas analíticas e definem uma superfície contínua para representar o relevo a partir de todos os pontos amostrais de altitude, e os modelos de interpolação (locais), que utilizam funções cujos coeficientes são definidos por parte do conjunto de pontos amostrais de altitudes selecionados em uma região de interesse. Nos modelos de interpolação a seleção é baseada em critérios de distância ou quantidade de amostras vizinhas (CHAVES, 2002).

Para esse autor, com esses modelos podem ser obtidas informações qualitativas do terreno, mediante visualizações planares, e informações quantitativas da superfície, como o cálculo da declividade e da orientação de vertentes. Dessa forma, os dados do MDE podem 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 33a); e por meio de modelos de interpolação de distribuição irregular (*Triangular Irregular Network – TIN*), onde podem ser gerados 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 33b).

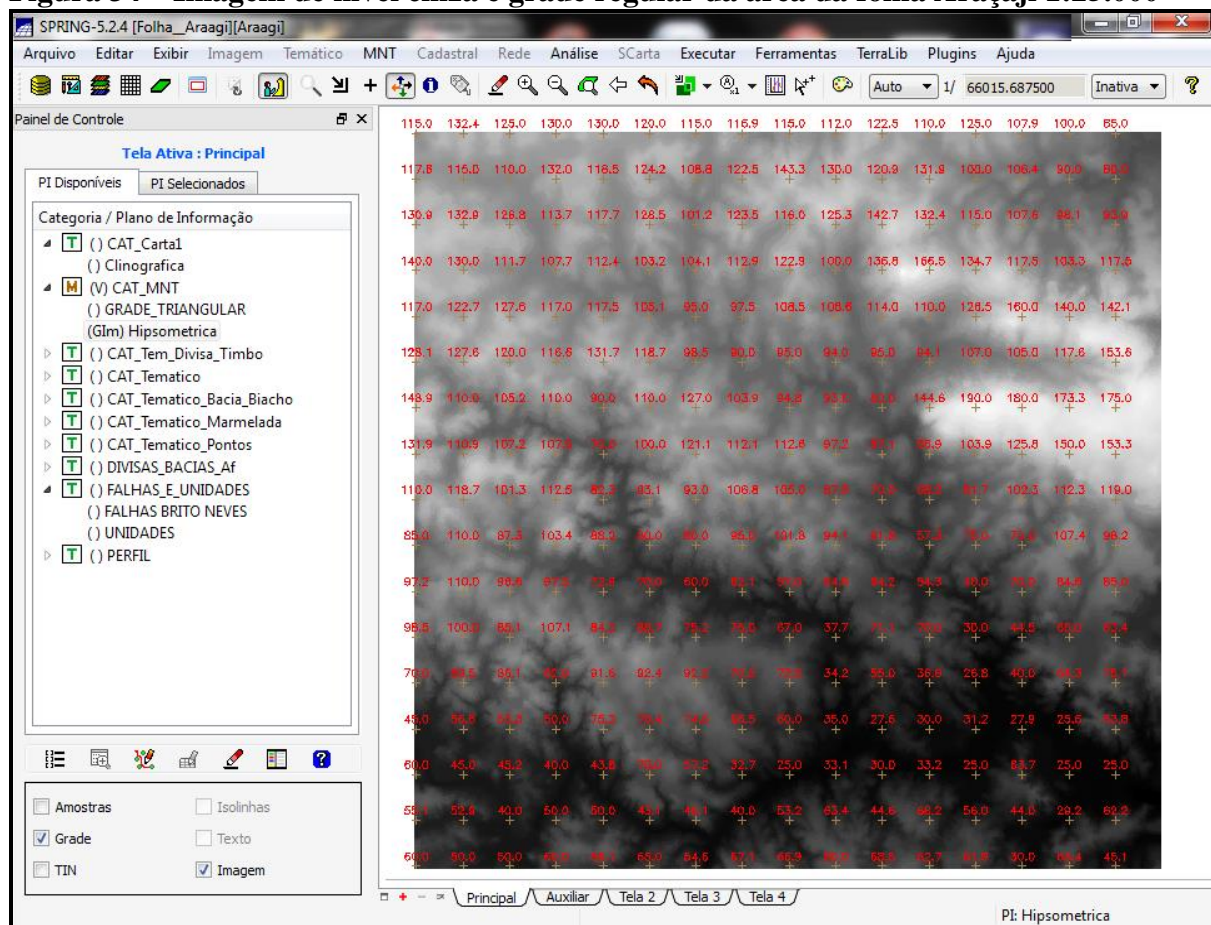
Figura 33 – (a) Porção de uma superfície e uma matriz regular (células quadradas) correspondente; (b) Rede irregular triangular sobreposta a uma imagem do relevo



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

A geração da grade regular na presente pesquisa se deu no *software* Spring 5.2 e auxiliou, também, na elaboração da carta hipsométrica (Figura 34). Para geração dessa grade, foram utilizados dados do tipo amostra, com isolinhas e pontos cotados. A geração de grades regulares consiste em regularizar a amostra de pontos, ou seja, interpolar as amostras a fim de formar uma malha retangular de pontos onde seja mais fácil estabelecer operações matemáticas computacionais (STEVENS; MENESES, 2006).

Figura 34 – Imagem de nível cinza e grade regular da área da folha Araçaji 1:25.000

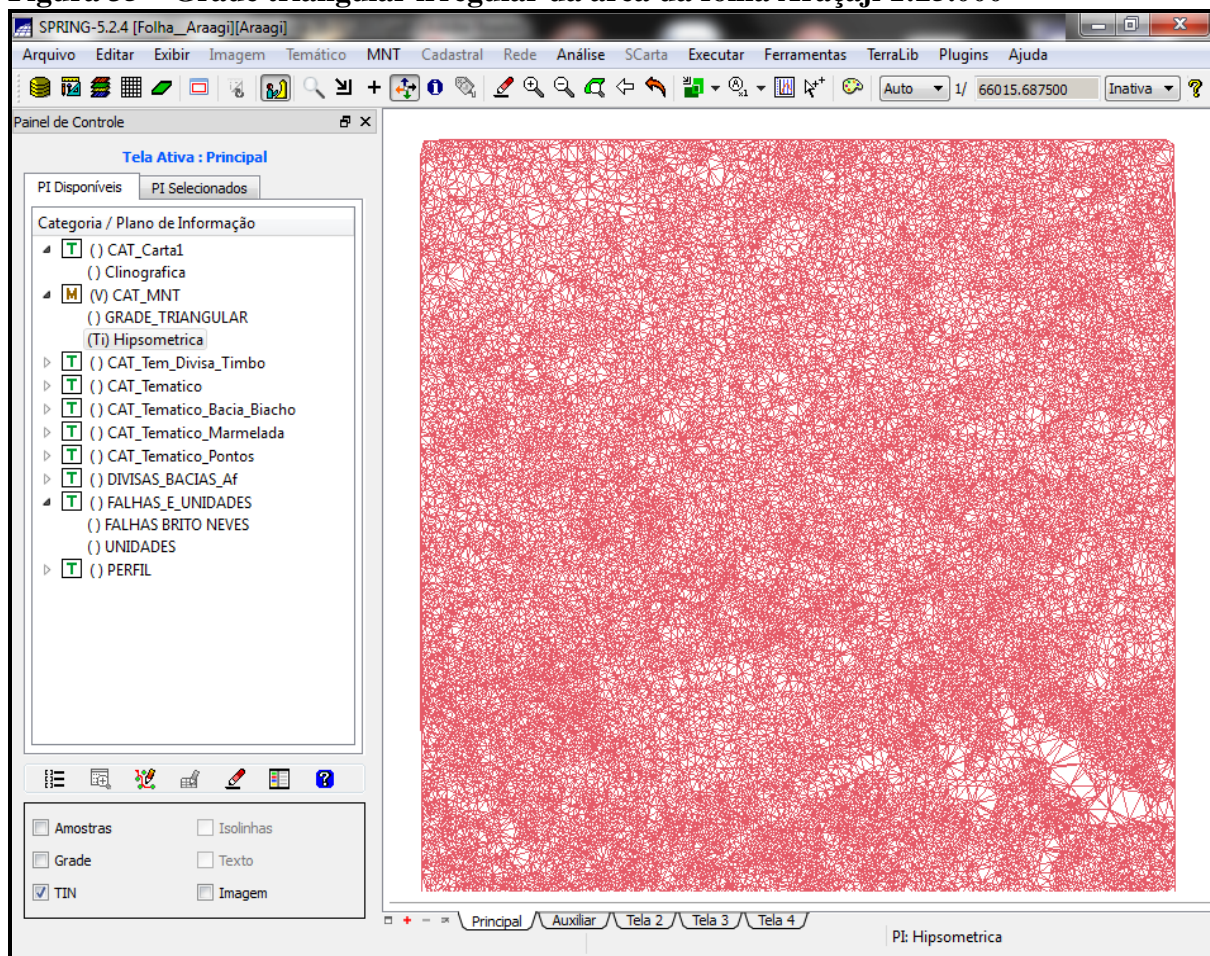


Fonte: Elaboração própria(2013).

O interpolador utilizado foi o Média Ponderada por Cota e Quadrante, que, segundo Stevens e Meneses (2006), é ideal para amostras do tipo isolinhas por executar as mesmas operações dos interpoladores por Média Ponderada e Média Ponderada por Quadrante, e por considerar, ainda, o valor das cotas de cada amostra.

A grade triangular também foi gerada em ambiente Spring. Na geração de grades triangulares irregulares não há necessidade de interpoladores. O valor das amostras é mantido e os pontos são conectados formando triângulos numa estrutura vetorial com topologia do tipo arco-nó (SILVA; RODRIGUES, 2009). Essa grade foi gerada para proporcionar a visualização tridimensional do terreno e para geração da carta clinográfica (Figura 35).

Figura 35 – Grade triangular irregular da área da folha Araçaji 1:25.000



Fonte: Elaboração própria (2013).

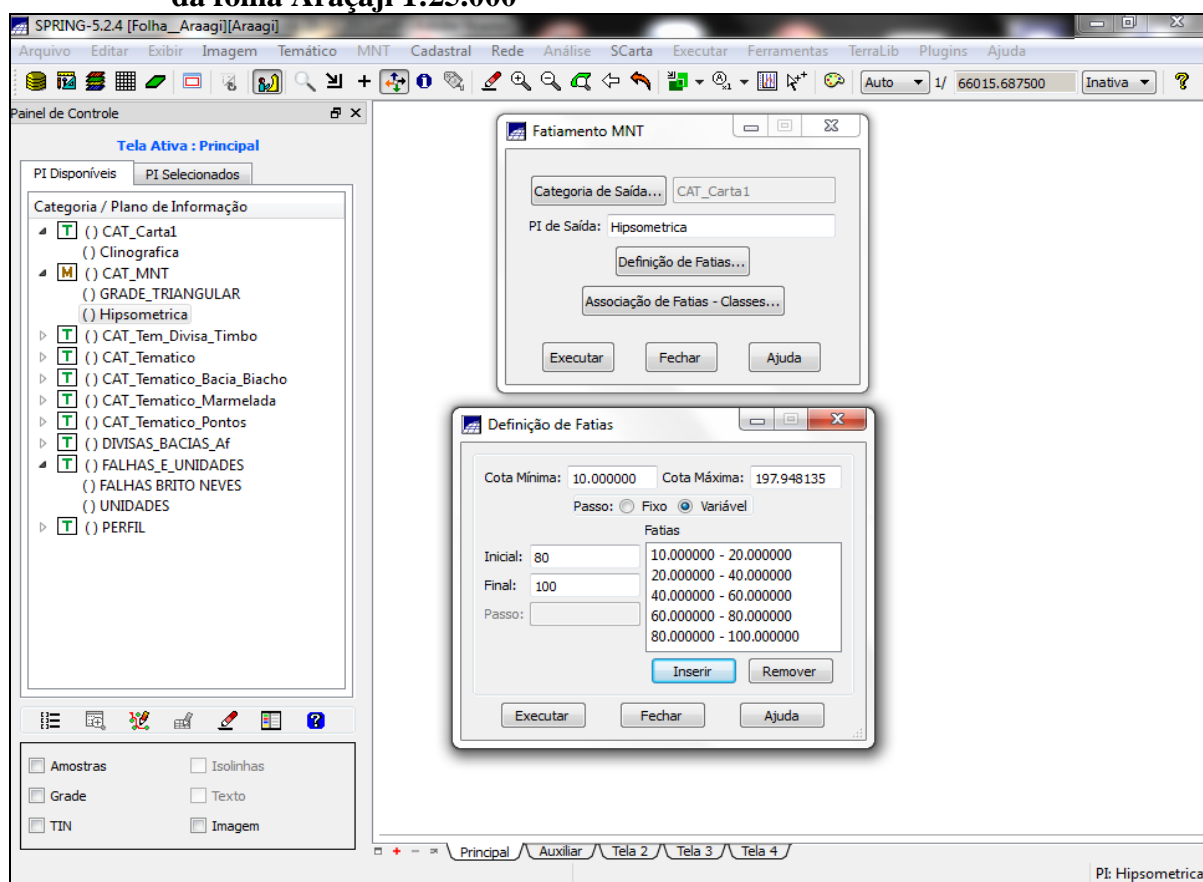
Optou-se pela utilização da triangulação de Delaunay com linha de quebra na geração do TIN. Essa triangulação favorece a criação de triângulos o mais próximo possível de equiláteros. As linhas de quebra permitem que sejam representadas nesse modelo as feições topográficas do terreno (STEVENS; MENESES, 2006), que são fundamentais para análise proposta nessa pesquisa.

5.2 ELABORAÇÃO DA CARTA HIPSOMÉTRICA

Granel-Pérez (2004) afirma que a carta hipsométrica ou topográfica é uma carta de altitudes topográficas que pode classificar o terreno, além de outros, em intervalos de altitudes de 20 metros. Para a autora, quando a análise for realizada regionalmente, pode interessar conhecer como se distribuem as altitudes do território em intervalos superiores a 20 metros. Dessa forma haverá perdas de informações sobre alguns níveis de altitudes intermediárias.

No presente trabalho a carta hipsométrica foi gerada no *software* Spring 5.2. Após a geração da grade regular, foi realizado o fatiamento das cotas altimétricas que se considerou como ideal a pesquisa. Foram utilizados intervalos variáveis para melhor especializar as altitudes de interesse. Na primeira cota foi inserido o valor de 10 metros, para destacar as planícies, os terraços fluviais e os pontos menos elevados da carta. Posteriormente foram inseridos valores em intervalos fixos de 20 metros, até atingir o valor máximo de 200 metros (Figura 36).

Figura 36 – Intervalos altimétricos utilizados na geração da carta hipsométrica da área da folha Araçaji 1:25.000



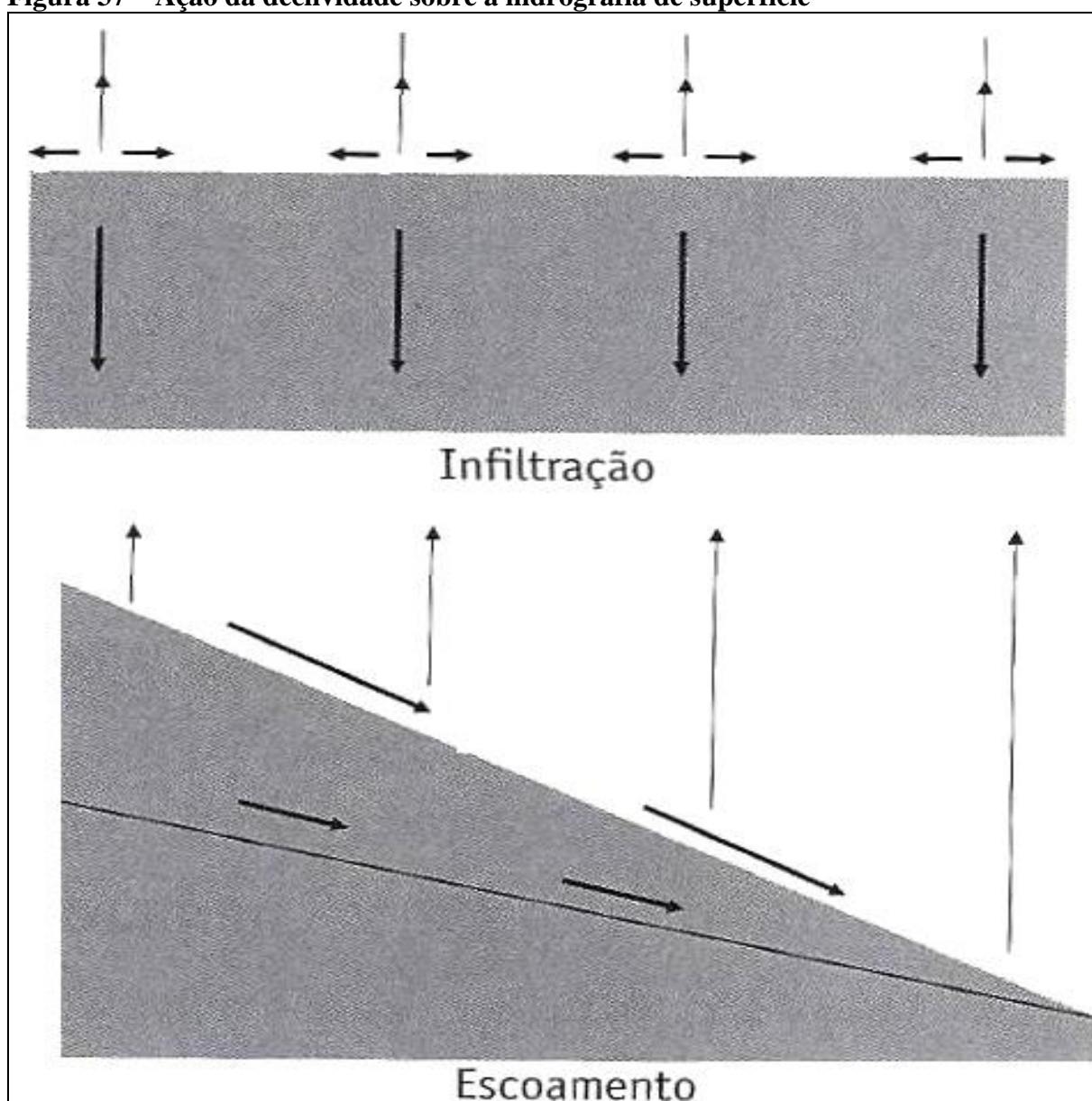
Fonte: Elaboração própria (2013).

A cada classe temática gerada foi atribuída uma cor específica. Essa coloração deve seguir parâmetros que melhor representem a diferenciação do relevo. As cores correspondentes a cada classe de altitude foram estabelecidas considerando as orientações de Fitz (2008), que cita como ideal para mapas hipsométricos representar as baixas altitudes com tons de verde, passando a amarelo, as médias altitudes com tons amarelados até avermelhados e as altas altitudes com tons avermelhados até marrom. A partir dessas sequência foi gerada a carta hipsométrica da área de estudo (Anexo A).

5.3 ELABORAÇÃO DA CARTA CLINOGRÁFICA

A declividade é o ângulo de inclinação da superfície local em relação ao plano horizontal e pode ser representada em graus ou porcentagem (VALERIANO, 2008). 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). Isso se dá por causa de sua influência no processo de infiltração e escoamento das águas pluviais e fluviais (Figura 37), que pode desencadear diversas alterações, como: instabilidade de vertentes, inundações, assoreamentos, entre outros.

Figura 37 – Ação da declividade sobre a hidrografia de superfície



Fonte: Florenzano (2008).

A carta clinográfica foi, também, elaborada no *software* Spring 5.2. Os intervalos de declividade empregados foram propostos por Herz e De Biase (1989). A declividade expressa nessa carta está representada em porcentagem, e cada classe está fundamentada em leis vigentes no Brasil que regulamentam as áreas propícias à instalação de assentamentos urbanos, áreas agricultáveis ou Áreas de Preservação Permanente (APPs). As classes de declividade utilizadas para elaboração da carta clinográfica nesta pesquisa foram: <12%; 12-30%; 30-47%; 47-100%; >100%. Barbosa (2013) apresenta um quadro onde está estabelecida cada classe de declividade e sua relação com leis específicas (Quadro 3).

Quadro 3– Classes de declividade e a sua classificação de acordo com a legislação vigente

Classes de declividade (%)	Legislação
< 12%	Faixa que define o limite máximo para o emprego de mecanização na agricultura.
12 – 30%	A Lei Federal nº 6.766/79 limita em 30% de declividade a urbanização sem restrições.
30 – 47%	A Lei Federal nº 4.771/65 (Código Florestal) limita em 47% de declividade o corte raso de vegetação.
47 – 100%	Nesse intervalo de declividade o Código Florestal proíbe a derrubada da floresta sem um regime de utilização racional que vise a rendimentos permanentes.
> 100%	É considerada, pelo Código Florestal, área de preservação permanente, apenas sendo admitida a suspensão total ou parcial da vegetação com prévia autorização do Poder Público Federal, quando for necessária a execução de obras, planos, atividades ou projetos de utilidade pública ou interesse social.

Fonte: Barbosa (2013).

A geração dessa carta se deu a partir da grade triangular. Foram utilizados na sua elaboração 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 (2013), com esse valor pode-se obter um produto com uma boa visualização para escala de trabalho adotada (1:25.000). Após a inserção dos dados, o *software* realizou os cálculos necessários e obteve-se a carta clinográfica da área de estudo (Anexo B).

5.4 ELABORAÇÃO DA CARTA GEOMORFOLÓGICA

A carta geomorfológica da área de estudo foi produzida com base na metodologia proposta por Ross (1992) e adaptada por Furrier (2007). Sua confecção teve como base cartográfica o recorte da área da folha Araçaji no mapa geológico do Estado da Paraíba (SANTOS; FERREIRA; SILVA JÚNIOR, 2002), a carta topográfica Araçaji 1:25.000, as cartas hipsométrica e clinográfica e o MDE gerado. A partir desse material, foram estabelecidos seus respectivos táxons.

Para delimitar o primeiro táxon, as morfoestruturas, foram consideradas as informações geológicas apresentadas por Santos, Ferreira e Silva Júnior (2002). Nesse sentido, foram estabelecidas três morfoestruturas, uma de acumulação e duas denudacionais, que representam diferentes níveis de resistência aos desgastes erosivos próprios da composição litológica de cada unidade geológica.

Convencionou-se denominar as morfoestruturas delimitadas de: Aluviões, para designar a região de acumulação de sedimentos dos rios Mamanguape, Araçaji e seus tributários; Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca, referindo-se à unidade félsica presente na região nordeste da área de estudo; e Terreno Alto Pajeú, para representar as rochas graníticas e gnáissicas pertencentes ao terreno tecnoestratigráficos Alto Pajeú. Cada uma dessas morfoestruturas estão delimitada na carta geomorfológica (Anexo C), pelas suas respectivas morfoesculturas e formas menores decorrentes dos processos de acumulação e erosão.

O segundo táxon, a morfoescultura, foi delimitado a partir das formas de relevo dominantes em cada morfoestrutura. Para tanto, foram realizadas consultas ao recorte geológico da área de estudo, à carta topográfica Araçaji, à carta hipsométrica e ao MDE, e realizadas visitas a campo. A partir dessa análise, cada morfoestrutura foi subdividida nas seguintes morfoesculturas:

- a) **Aluviões:** Planícies e Terraços Fluviais;
- b) **Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca:** Alto Félsico Itapororoca; e
- c) **Terreno Alto Pajeú:** Depressão Sublitorânea.

Para delimitação dos padrões de formas do relevo, terceiro táxon, onde é realizada a distinção entre as formas de acumulação e denudação, observaram-se as informações contidas na carta clinográfica (Anexo B), no recorte geológico da área, na carta topográfica Araçaji e no MDE. A partir dessas informações foi possível estabelecer as formas dominantes em cada setor da área de estudo. Foi estabelecida apenas uma forma de acumulação, a saber, a forma de terraço e planície fluvial (Atpf), e duas formas decorrentes de processos de denudação, as formas tabulares e convexas, presentes nas morfoesculturas Alto Félsico Itapororoca e Depressão Sublitorânea.

Os tipos de formas de relevo, que representam o quarto táxon, podem ser obtidos considerando as informações encontradas no terceiro táxon e no índice de dissecação do relevo. Dessa forma, cada tipo de forma do relevo será estabelecido pela sua dimensão e altimetria. Para se obter o índice de dissecação de cada área, é considerado o entalhamento médio do vale do canal principal da bacia de drenagem e a sua respectiva dimensão interfluvial.

Na presente pesquisa, para obtenção do índice de dissecação, foram traçados perfis sobre os canais fluviais representados na hidrografia da folha Araçaji e, posteriormente, calculados os respectivos valores referentes aos entalhamentos dos vales, por meio das curvas de nível, e às dimensões interfluviais, a partir do tamanho em centímetro de cada perfil traçado. Os perfis foram traçados sobre a carta de forma manual.

Os valores correspondentes ao entalhamento médio do vale variam entre <10 m, considerado como muito fraco (representado pelo número 1) e >80 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).

Diante dos valores obtidos no terreno com a aplicação do índice de dissecação e das informações constantes no terceiro táxon, pode-se deduzir se os tipos de formas do relevo de cada área são caracterizados por colinas, morros, formas tabulares ou outros. Dessa forma, foram obtidas, nesta pesquisa, uma forma tabular (Dt 51) e seis formas convexas (Dc 31, 32, 41, 42, 43 e 51).

5.5 APLICAÇÃO DOS ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

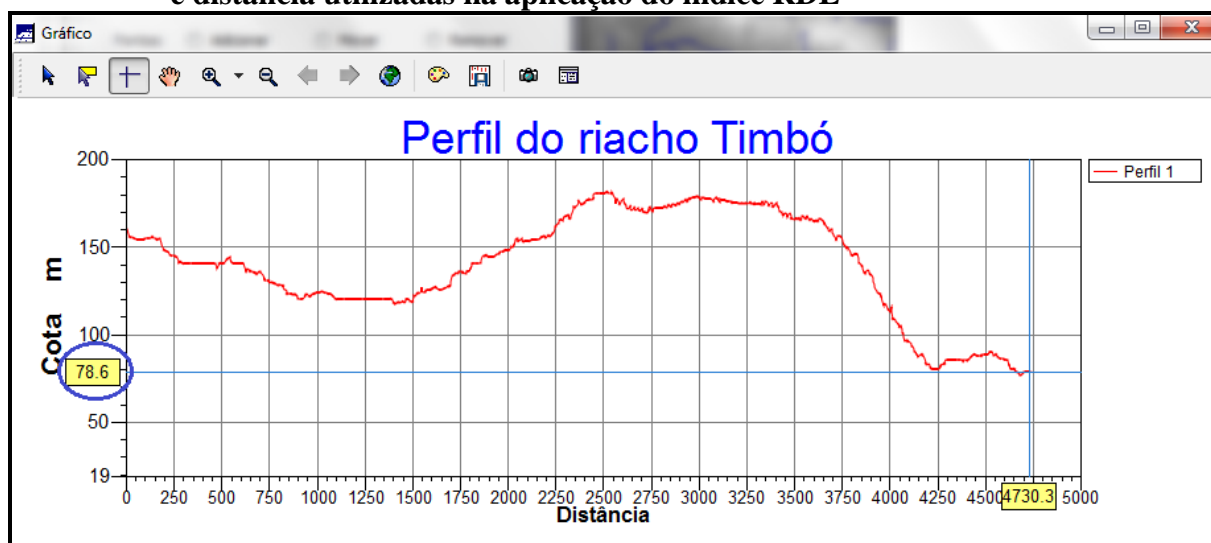
5.5.1 Índice Relação Declividade-Extensão (RDE)

A aplicação do RDE na presente pesquisa se deu a partir da vetorização da hidrografia da folha Araçaji 1:25.000. De posse da rede de drenagem vetorizada foi possível escolher os canais mais representativos para aplicar o RDE. A escolha dos seguimentos para aplicar o RDE_s foi elaborada de forma subjetiva e aleatória, como sugerem McKeown *et al.* (1988).

Optou-se por aplicar o RDE_t e o RDE_s em canais que apresentam maior diferença altimétrica entre a cabeceira e a foz, visualizadas a partir das curvas de nível na carta topográfica. Devido ao fato da folha Araçaji ser composta por diversas unidades geológicas, tornou-se difícil escolher canais pertencentes a uma litologia uniforme. Porém buscou-se ao máximo escolher canais que têm seu curso ou a maior parte deles sobre unidades geológicas semelhantes para amenizar, assim, a influência das diferentes unidades rochosas na configuração do canal fluvial. A escolha desses canais considerou, também, as diferentes espacialidades da carta Araçaji para, assim, se observar as diversas áreas onde a geologia, 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, foi selecionada a opção **MNT** e depois a opção **perfil**. A partir daí foi traçada uma reta entre os pontos de cabeceira e foz de cada canal, resultando na geração de um perfil com as informações altimétricas desses pontos (Figura 38).

Figura 38 – Perfil gerado no *software* Spring 5.2 com informações referentes à altimetria e distância utilizadas na aplicação do índice RDE



Fonte: Elaboração própria (2013).

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

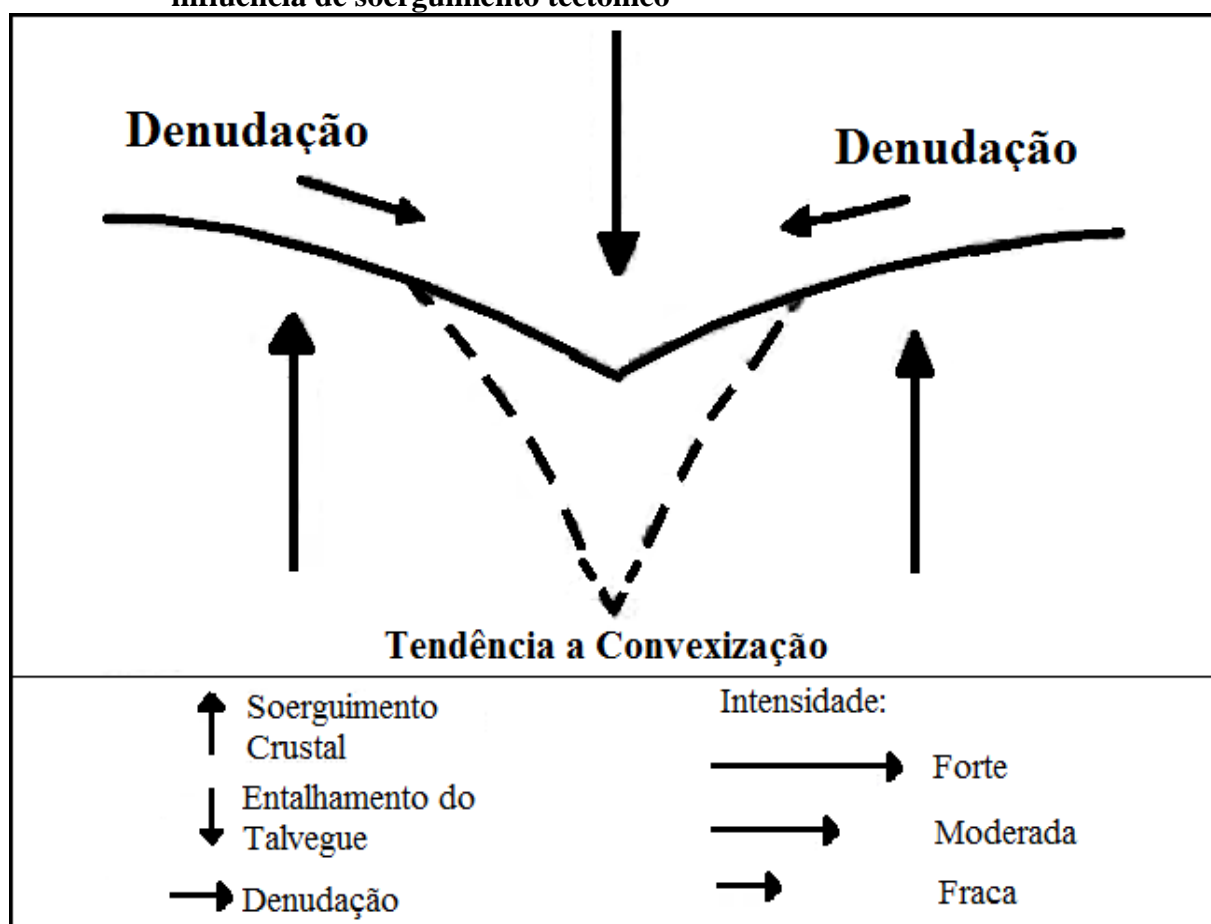
Para obtenção dos valores altimétricos entre a cabeceira e a foz de cada seguimento consideraram-se as curvas de nível (com equidistância de 10 m) registradas na carta topográfica Araçaji. Dessa forma, os seguimentos foram selecionados preferencialmente entre duas curvas de nível na carta, para se obter a diferença altimétrica entre a cabeceira e a foz.

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

5.5.2 Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)

Na escolha dos vales para aplicação do RFAV, foram analisadas as cartas hipsométrica e clinográfica, para identificar os vales mais profundos que apresentam declividades mais acentuadas e o recorte geológico da área para traçar os perfis preferencialmente em vales com litologia homogênea em ambos os lados do canal. Pode-se deduzir que os canais que apresentam vales mais profundos com vertentes mais íngremes e convexas são os que possuem maior probabilidade de apresentar anomalias como erosão acelerada, que segundo Casseti (1994) podem ser influenciada por soerguimento tectônico (Figura 39).

Figura 39 – Predominância do entalhamento do talvegue em relação à denudação por influência de soerguimento tectônico

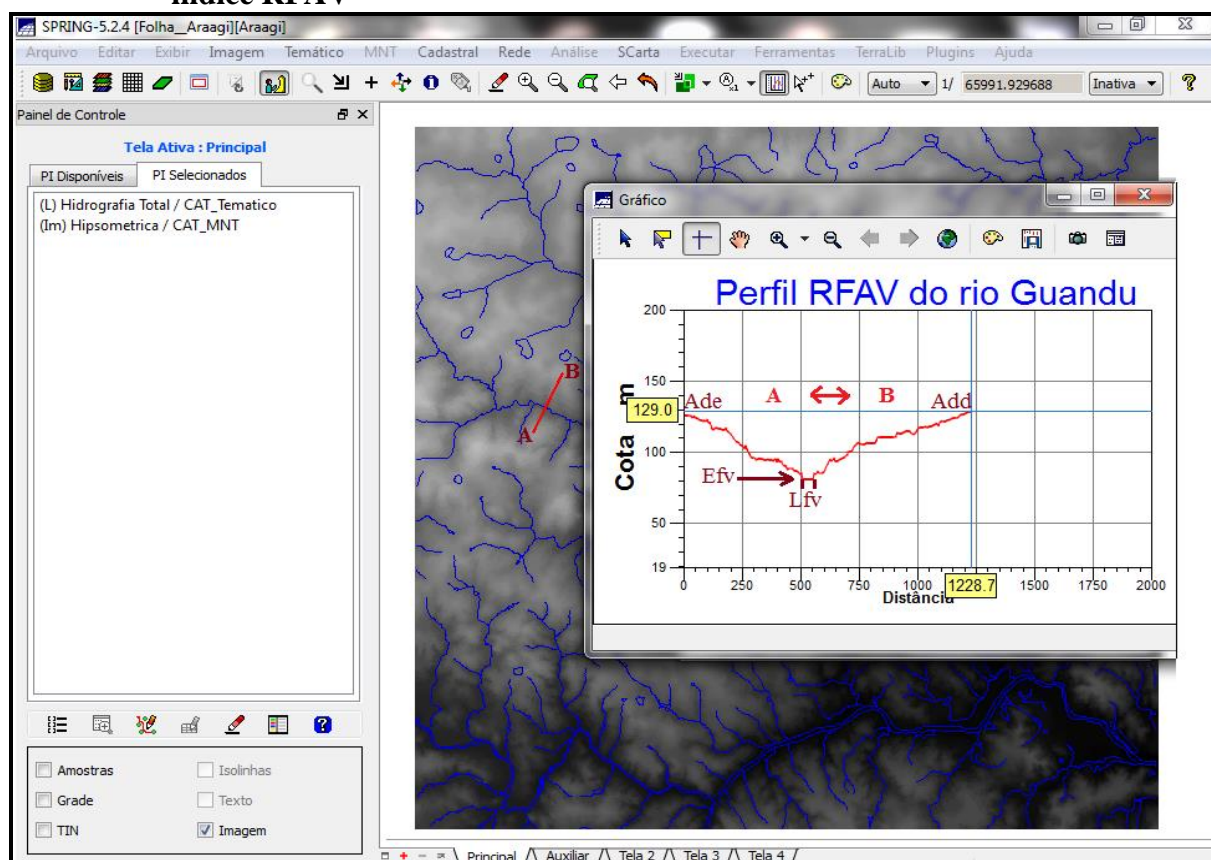


Fonte: Adaptado de Casseti (1994).

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

Esses valores foram obtidos na presente pesquisa utilizando o *software* Spring 5.2. Para tanto, foi acionada a opção **MNT** e depois a opção **Perfil**. Posteriormente, a partir dos pontos escolhidos nos vales para aplicação do índice, foi traçado um perfil sobre o canal. Como esse perfil transversal foi traçado utilizando o **MNT**, onde estão registrados os valores de x, y e z, foi gerado um gráfico (Figura 40) com as informações necessárias.

Figura 40 – Gráfico gerado no *software* Spring 5.2 com informações sobre o perfil transversal do canal de drenagem do rio Guandu utilizadas na aplicação do índice RFAV



Fonte: Elaboração própria (2013).

Na interface desse gráfico, os valores podem ser extraídos acionando a opção **Localizador** que está inserida na barra de tarefas. Ao acionar essa opção pode-se obter qualquer valor referente à altitude (m) e à distância (m) do perfil traçado, pois, ao passar o *mouse* sobre o perfil gerado, tais informações (altitude e distância) são apresentadas em linha e coluna (traços azuis da figura 40). A linha (horizontal) representa os dados altimétricos e a coluna (vertical) os valores de distância do ponto inicial do perfil (dados em amarelo da Figura 40). Dessa forma, foram obtidos os valores altimétricos dos divisores esquerdo e direito dos canais.

Para obtenção do valor da altura do fundo do vale bastou posicionar o localizador sobre a cota mais baixa do vale estudado. Já para se obter o valor referente à largura de fundo posicionou-se o localizador na parte mais profunda do vale representado pela cota de menor valor, no seu lado esquerdo, e registrou-se a distância, depois a operação foi repetida no lado direito do vale. Como a distância no gráfico aumenta da esquerda para a direita, o primeiro valor foi subtraído do segundo, tendo como resultado a largura de fundo do vale.

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

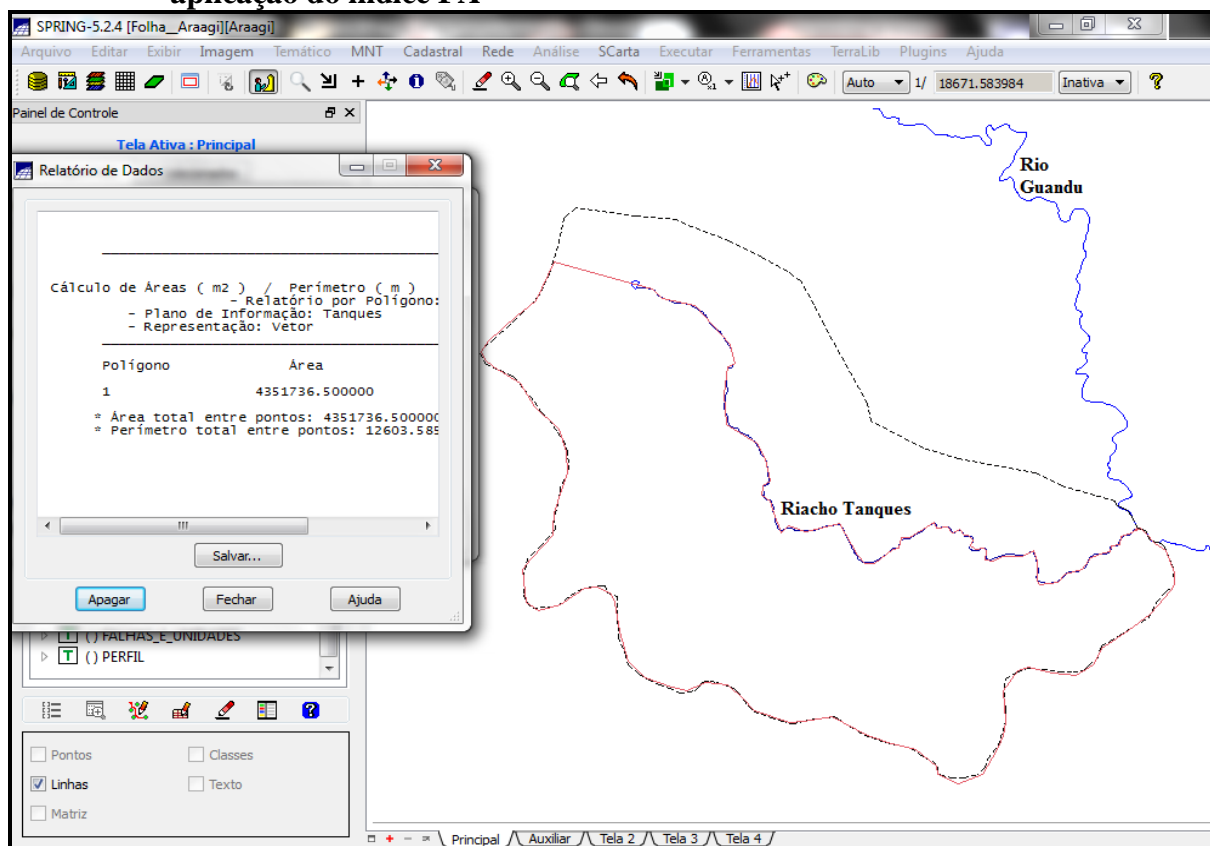
5.5.3 Índice Fator Assimétrico (FA)

Para a escolha das bacias onde foram efetuados os cálculos considerou-se a sua total inserção na folha Araçaji e evidências prévias de assimetria visualizadas na conclusão da vetorização da hidrografia da área. A aplicação do índice Fator Assimétrico se deu no *software* Spring 5.2, utilizando os produtos vetorizados anteriormente. No Spring 5.2, com a inserção desses produtos vetorizados, foram gerados PIs referentes a cada área das bacias escolhidas e seus respectivos canais principais.

A partir daí foi efetuada a ligação do ponto de nascente do canal principal ao limite da bacia hidrográfica no alto curso. Essa operação foi necessária para a realização dos cálculos, pelo Spring 5.2, da área da margem direita de cada bacia em relação à sua área total, tendo como divisor o canal principal.

Para se obter os valores das áreas da margem direita e total dessas bacias, foram efetuadas novas vetorizações sobre os PIs gerados no ambiente Spring, essa operação foi possível por causa da pequena extensão das bacias estudadas. Primeiro foi vetorizada a área total de cada bacia para ser gerado um relatório pelo *software* de sua área total em km² e, posteriormente, a operação foi repetida na margem direita do canal principal para que fosse gerado um relatório com o valor de área (km²) dessa margem. Após a obtenção dos dados, os valores foram lançados na equação e estabelecidos os resultados (Figura 41).

Figura 41 – Vetorização da área da bacia de drenagem do riacho Tanques com relatório gerado no *software* Spring 5.2 para obtenção dos valores necessários à aplicação do índice FA



Fonte: Elaboração própria (2013).

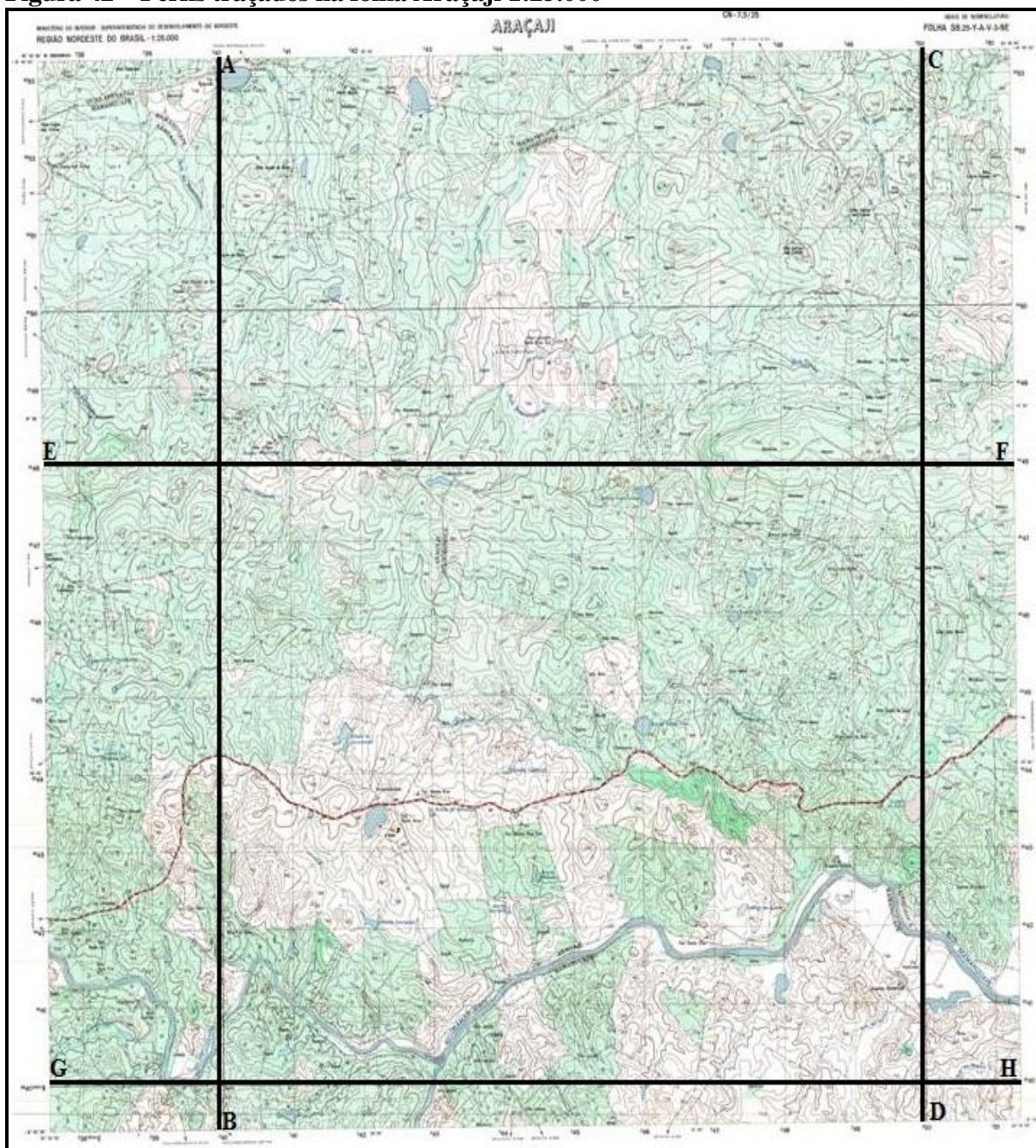
5.6 ELABORAÇÕES DOS PERFIS

Para Fitz (2008), o perfil topográfico apresenta de forma bastante confiável a movimentação do relevo, proporcionando, assim, uma melhor compreensão da área trabalhada. O mesmo autor menciona, ainda, que os valores necessários para elaboração de perfis topográficos podem ser adquiridos de forma manual, sem perda de precisão nos resultados obtidos. Dessa forma, optou-se por confeccionar os perfis de forma manual, por meio das curvas de nível da carta topográfica Araçaji 1:25.000.

O primeiro passo foi escolher as linhas para aplicação dos perfis. Foram escolhidos 4 seguimentos, nas direções N-S (perfis A-B e C-D) e L-O (perfis E-F e G-H) (Figura 42).

A escolha dessas linhas de perfil foi baseada na carta geomorfológica. Isso se deu para que os perfis passassem sobre todas as unidades geomorfológicas mapeadas para, assim, se ter uma visão geral do contexto geomorfológico da área estudada, visto que o quinto táxon, que se refere aos tipos de vertentes, foi representado apenas por esses perfis.

Figura 42 – Perfis traçados na folha Araçaji 1:25.000

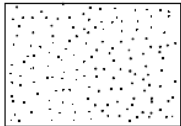
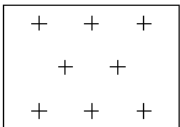
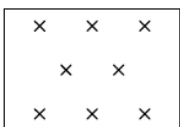
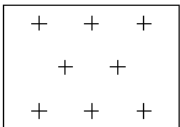
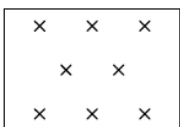
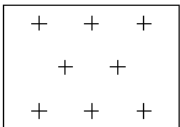
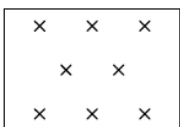
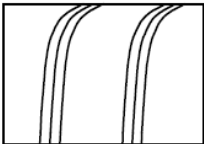
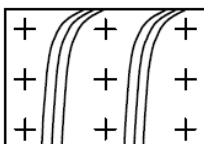


Fonte: Adaptado de Sudene (1974).

Os perfis foram confeccionados considerando as distâncias entre as curvas de nível e o valor altimétrico atribuído a cada curva, sendo as distâncias obtidas com o auxílio de uma régua graduada e os valores altimétricos estabelecidos previamente pela carta topográfica. Os valores obtidos foram inseridos em uma planilha eletrônica, no *software Microsoft Office Excel 2007*, onde foram gerados os perfis representativos do relevo com exagero vertical de 5x.

As simbologias referentes à geologia de cada unidade geológica das áreas sobrepostas pelas linhas dos perfis foram representadas seguindo as orientações do Departamento Estadual de Infraestrutura de Santa Catarina (DEINFRA-SC, 1994) (Figura43).

Figura 43 – Símbolos geológicos utilizados para representar a geologia dos perfis aplicados na área de estudo

Materiais inconsolidados	Rochas Ígneas				
 <p>areia</p>	<table> <tr> <th data-bbox="834 689 1145 763">Rochas Intrusivas Ácidas:</th><th data-bbox="1145 689 1426 763">Rochas Efusivas Ácidas:</th></tr> <tr> <td data-bbox="834 763 1145 1014">  <p>granito, adamello, granodiorito</p> </td><td data-bbox="1145 763 1426 1014">  <p>riolito, dacito, aplito</p> </td></tr> </table>	Rochas Intrusivas Ácidas:	Rochas Efusivas Ácidas:	 <p>granito, adamello, granodiorito</p>	 <p>riolito, dacito, aplito</p>
Rochas Intrusivas Ácidas:	Rochas Efusivas Ácidas:				
 <p>granito, adamello, granodiorito</p>	 <p>riolito, dacito, aplito</p>				
Rochas Metamórficas					
 <p>rocha metamórfica</p>	 <p>gnaiss</p>				

Fonte: Adaptado de Deinfra-SC (1994).

5.7 TRABALHO DE CAMPO

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

Foram efetuadas de forma planejada três visitas a campo nos dias 22/05/2013, 31/05/2013 e 29/06/2013. Durante essa etapa foram percorridos todos os táxons registrados na

carta geomorfológica. Os pontos visitados foram escolhidos previamente com base nas informações constantes no material cartográfico.

Essa etapa foi de grande valia, também, para obtenção de novas informações que não tinham sido registradas no material cartográfico. Por meio dela foi possível identificar afloramentos rochosos com aspectos de brecha tectônica, tanto no canal do rio Mamanguape quanto no Alto Félsico Itapororoca e falhamentos transcorrentes próximo ao material brechado encontrado no rio acima citado.

A visita a campo dos dias 22/05/2013 e 31/05/2013 se restringiram aos táxons Dt 51, Dc 41 e Dc 31. Já no dia 29/06/2013 foram visitados todos os táxons com o intuito melhor compreender e visualizar diretamente as anomalias representadas nas formas de relevo e na hidrografia nos diferentes táxons registrados na carta geomorfológica.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na presente pesquisa serão apresentados inicialmente os resultados referentes ao material cartográfico produzido. Tal cartografia é constituída, principalmente, pelo MDE e pelas cartas temáticas hipsométrica, clinográfica e geomorfológica e os perfis topográficos aplicados. Esse momento inicial consiste na análise qualitativa, para tanto, foram considerados a rede e os padrões de drenagem e suas interações morfológicas com o relevo e a geologia da área da folha Araçaji 1:25.000.

Em um segundo momento serão apresentados e discutidos os valores obtidos por meio da aplicação dos índices morfométricos, constituindo, assim, na análise quantitativa para verificação da atuação de atividade neotectônica na configuração do relevo e da rede hidrográfica.

Pelo fato de vários canais de drenagem das bacias dos rios Itapororoca, Guandu, Seco, Araçaji e Mamanguape, principalmente, os de primeira ordem, não terem sua nomenclatura apresentada na folha Araçaji 1:25.000, foram inseridos nos mapas da presente pesquisa valores numéricos para identificá-los. Tal procedimento foi necessário porque é preciso citar muito desses canais pelos importantes papéis que os mesmos desempenham na configuração do relevo e por apresentarem, em alguns casos, anomalias significativas na rede e nos padrões de drenagem.

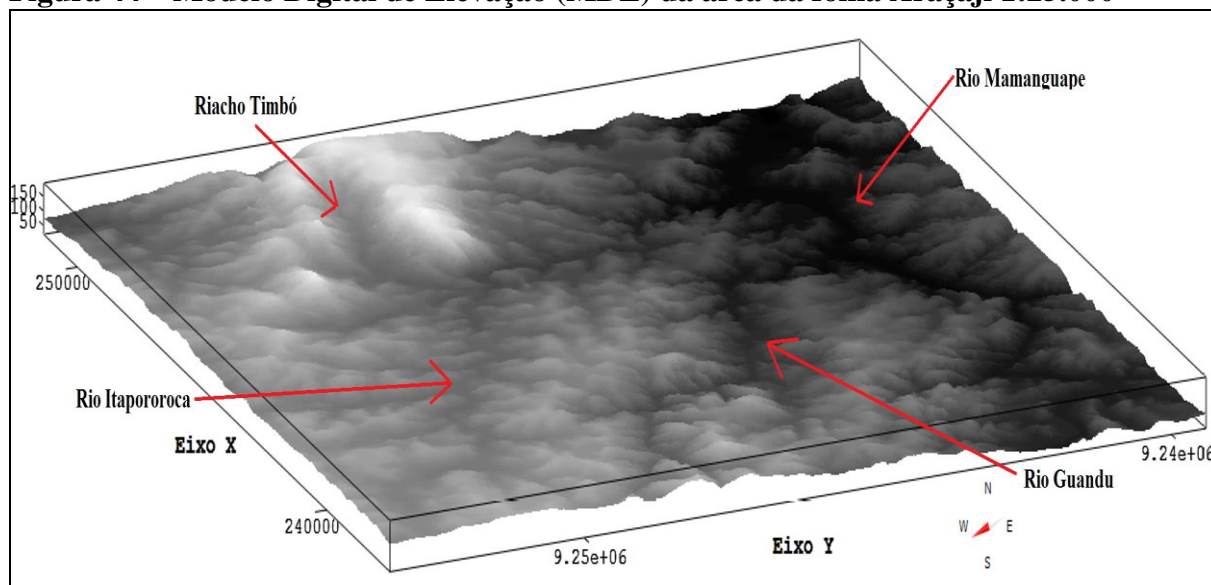
6.1 PRODUTOS CARTOGRÁFICOS

6.1.1 Modelo Digital de Elevação (MDE)

O MDE gerado a partir da folha Araçaji proporcionou a visualização de diversas estruturas que se destacam na configuração do relevo dessa área. Trata-se de elevações pontuais, que atingem cotas altimétricas desproporcionais à média de elevação local, lineamentos com fortes indícios de gênese tectônico-estrutural e inflexões bruscas nos canais de drenagem (Figura 44).

As maiores elevações dessa área podem ser observadas na sua porção nordeste. Trata-se de uma estrutura oblonga inclinada no sentido O-L e fortemente dissecada no sentido L-O. Essa estrutura dá origem a uma drenagem radial, centrífuga e centrípeta. Tal diferenciação altimétrica sugere duas possíveis causas genéticas: a primeira estaria relacionada à composição litológica, formada por rochas félsicas com alta concentração de sílica, que proporcionaria a essa unidade geológica uma maior resistência aos processos erosivos. E a segunda está relacionada a falhamentos e soerguimentos tectônicos da mesma.

Figura 44 – Modelo Digital de Elevação (MDE) da área da folha Araçaji 1:25.000



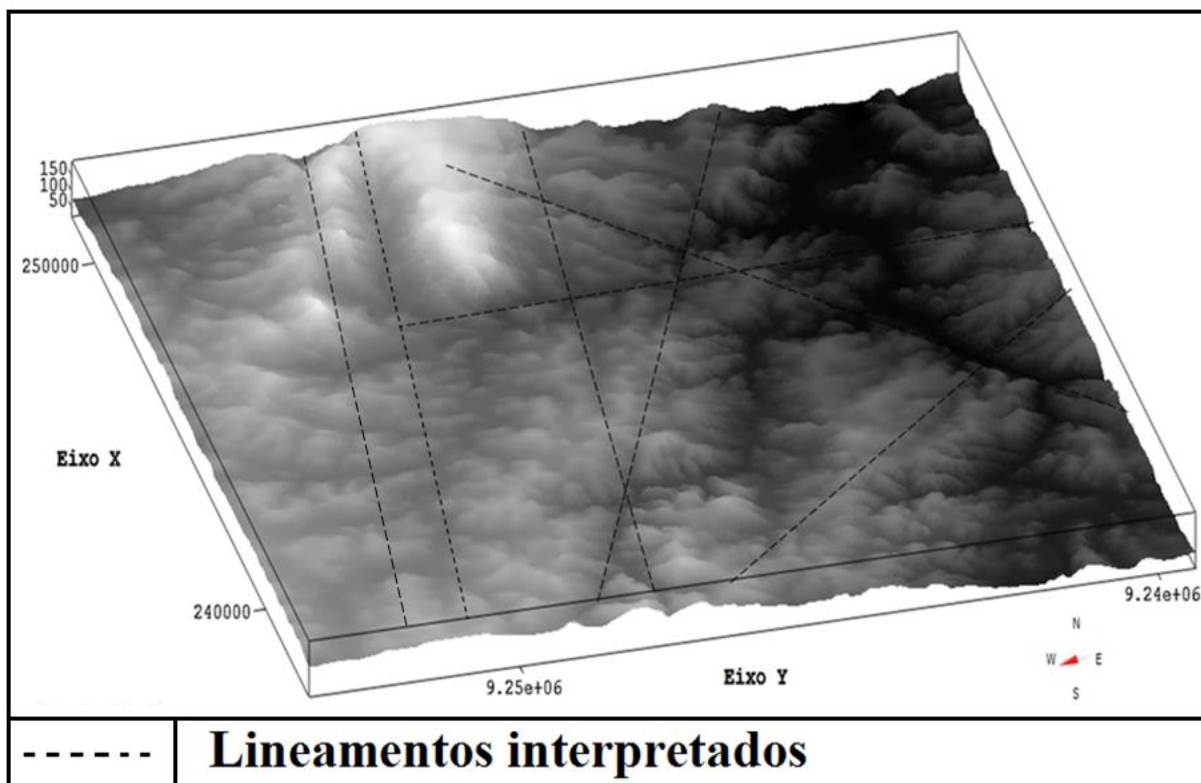
Fonte: Elaboração própria (2013).

A segunda hipótese, referente à possibilidade de tal estrutura estar condicionada a falhamentos e soerguimentos tectônicos é respaldada pela presença de vales retilíneos, paralelos e profundos sobre a unidade geológica das Rocha Vulcânica Félsica. Esses vales sugerem que a elevação de caráter tectônico dessa área aumentou a energia dos fluxos que atuavam sobre ela, gerando, assim, canais de erosão bastante pontuais. Observa-se nos produtos cartográficos produzidos, que esses canais apresentam vertentes muito íngremes e convexas em seus vales, que são indicativos de erosão acelerada, e, por sua vez, pode ter sido ocasionada, como já citado, por soerguimento tectônico.

Pode-se observar ainda, por meio do MDE, diversos indicativos de lineamentos estruturais na folha Araçaji. Trata-se de linhas estruturais que se destacam na configuração do relevo e desloca canais fluviais. Tais feições obedecem direcionamentos variados L-O, NO-SE, N-S e NE-SO (Figura 45), que, por sua vez, são compatíveis com as direções dos lineamentos oriundos das deformações tectônicas cenozoicas que afetaram a Plataforma Brasileira em toda sua extensão por meio de esforços compressivos.

Dessa forma, tendo como base o intervalo de tempo geológico considerado como neotectônico para o território brasileiro, aliado às deformações verificadas nos canais de drenagem de primeira ordem, pode-se atribuir a esses lineamentos formações relativamente recentes que caracterizam atividades neotectônicas na área de estudo.

Figura 45 – Lineamentos interpretados a partir do MDE na área da folha Araçaji 1:25.000



Fonte: Elaboração própria (2013).

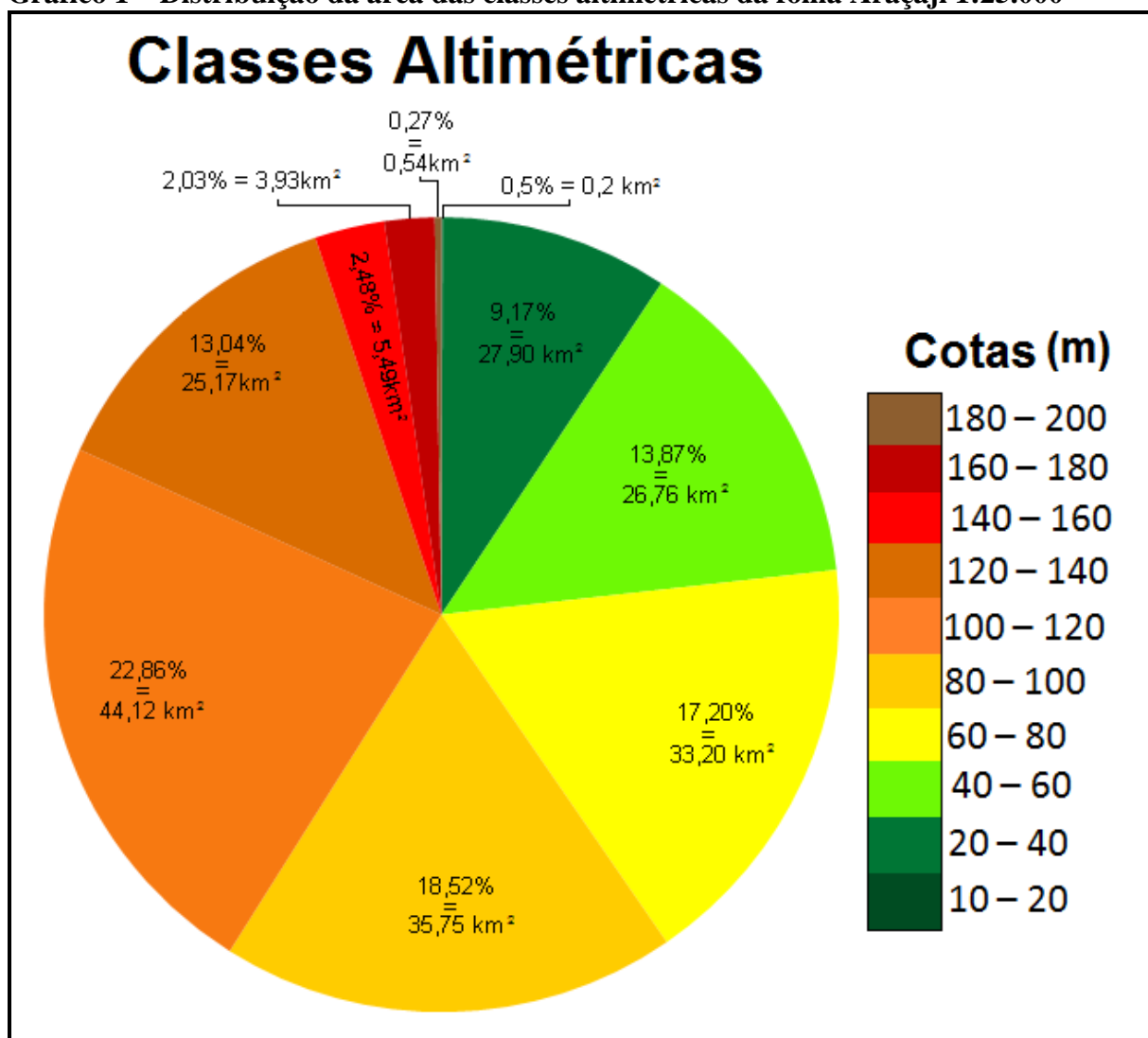
6.1.2 Carta hipsométrica

Por meio da carta hipsométrica (Anexo A), observa-se que, o relevo da folha Araçaji 1:25.000 apresenta elevações que variam de 15 a 198 metros em relação ao nível do mar. É possível verificar, ainda, que a distribuição das cotas mais elevadas na região de estudo não se dá de forma gradual, principalmente na sua porção nordeste. Existe nessa área uma elevação incomum composta pela unidade geológica Vulcânica Félsica Itapororoca. Nas vulcânicas félsicas, a altitude atinge a cota máxima da carta (198 m) e a cota mínima dessa unidade situa-se em torno de 120 m.

Tais características colocam essa unidade em posição de destaque na configuração topográfica da área de estudo, visto que o predomínio altimétrico do relevo da área da folha Araçaji apresenta, em geral, cotas próximas e inferiores aos 130 metros nas áreas compostas pelas rochas graníticas e gnáissicas do TAP e pelos sedimentos aluviais dos rios Mamanguape e Araçagi.

O Gráfico 1 mostra a distribuição das classes de altimetria da área da folha Araçaji e seus respectivos valores areais em porcentagem (%) e quilômetros quadrados (km²).

Gráfico 1 – Distribuição da área das classes altimétricas da folha Araçaji 1:25.000



Fonte: Elaborado pelo autor (2013).

Por esse gráfico pode-se dividir a área da folha Araçaji em três compartimentos altimétricos distintos:

- a) No primeiro ocorrem as elevações menos expressivas da área de estudo, onde se verificam valores inferiores a 40 metros. Especialmente essas cotas ocupam apenas 9,32% (18 km²) da folha e estão localizadas a sul, unicamente nos vales dos rios Mamanguape e Araçagi, além das desembocaduras de seus tributários.
- b) O segundo compartimento, que é o predominante, apresenta valores que estão situados entre 40 e 140 metros de altitude. Tal porção ocupa 85,49% (164,99 km²) da área total da área de estudo e apresenta modificações graduais na configuração do relevo.

- c) O terceiro compartimento, localizado a nordeste da folha, ocupa a menor porção territorial, representando apenas 5,15% (9,96 km²) da área total. Em contrapartida é nele, também, que estão presentes as maiores elevações, que variam de 140 a 198 metros, influenciadas pelas rochas da unidade das vulcânicas félsicas.

Essa configuração altimétrica da área de estudo pode sugerir que a mesma foi afetada por movimentações tectônicas que deram origem à subsidência de vales (primeiro compartimento) e soerguimentos de blocos (terceiro compartimento), estabelecendo, assim, anomalias de relevo na área da folha Araçaji.

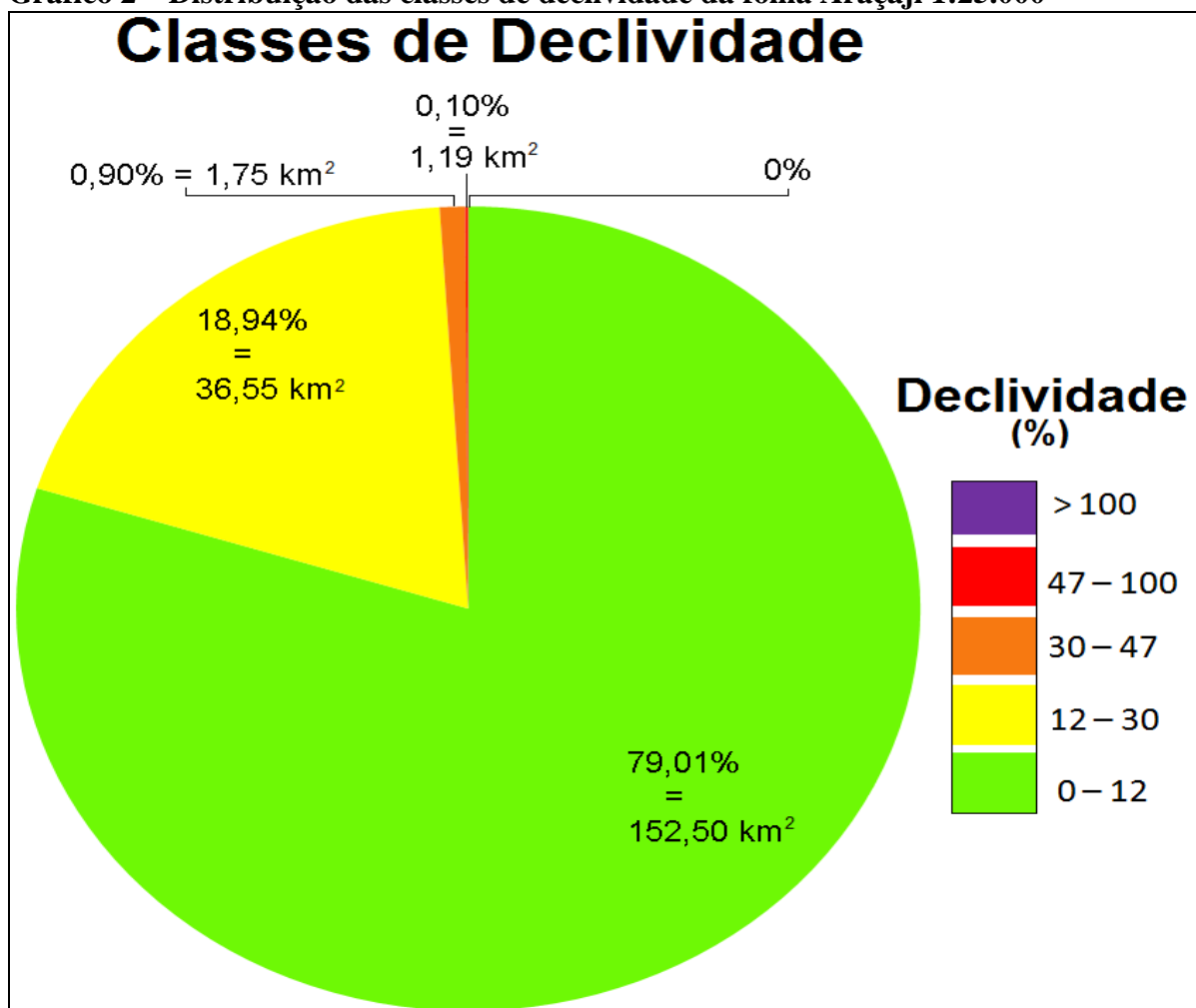
6.1.3 Carta clinográfica

Com relação à declividade, a folha Araçaji apresenta uma topografia relativamente plana, com predomínio de valores de inclinação de 0-12%, como pode ser observado na carta clinográfica (Anexo B). No geral, essa classe de declividade abrange 79,01% (152,50 km²) da área dessa carta. O gráfico 2 mostra a distribuição da declividade por classes de variação.

A predominância de declividade < 12% sobre o estrato geológico cristalino sugere que na área de estudo se destaquem as formas de relevo em colinas, que, por sua vez, podem ter sido resultado da ação de processos erosivos de expressões consideráveis. Essa declividade moderada, em tese, diminuiria a velocidade dos fluxos de água e, conseqüentemente, seu potencial de erosão. Dessa forma, os vales profundos e retilíneos que se desenvolveram sobre essas declividades podem ser indicativos da influência de eventos tectônicos na configuração do relevo.

Os níveis mais elevados de declividade foram apresentados nas porções onde estão localizadas as vertentes da estrutura formada pela unidade geológica Vulcânica Félsica Itapororoca e nas regiões próximas aos vales dos rios Mamanguape, Guandu e Itapororoca, sendo predominante na porção centro-sul da folha Araçaji. A região norte da área de estudo apresenta a declividade e as movimentações de relevo menos expressivas.

Gráfico 2 – Distribuição das classes de declividade da folha Araçaji 1:25.000



Fonte: Elaborado pelo autor (2013).

Os níveis de declividade mais expressivos na área da unidade vulcânica félsica, aliados aos indícios citados na análise da carta hipsométrica, reforçam a ideia de que essa unidade tenha sido submetida a soerguimento tectônico. Na carta clinográfica essa suposição pode ser sugerida pela dissecação acelerada das vertentes dessa unidade, aliada ao seu topo relativamente plano e sem formação de canais fluviais.

É válido destacar que, as altas declividades registradas nos rios Guandu e Itapororoca são observadas com maior ênfase no baixo curso. Esse fato é melhor observado no rio Itapororoca por este ter uma parte maior do seu canal principal inserida na folha Araçaji. Vê-se claramente na carta clinográfica (Anexo B) que, após esse rio encontrar a unidade geológica das vulcânicas félsicas e mudar seu curso de NO-SE para aproximadamente N-S, a declividade em suas margens aumenta consideravelmente. Tal fato também é verificado em toda extensão do rio Guandu inserido na folha Araçaji, que constitui parte do médio e todo seu baixo curso.

O fato de a maior declividade ocorrer no baixo curso dos rios citados pode ser explicado pela subsidência ocorrida com a formação do grabén do rio Mamanguape, que constitui seus níveis de base. Essa alteração do nível de base pode ter desencadeado processos erosivos mais agressivos e, conseqüentemente, maior aprofundamento dos vales, que, por sua vez, deram origem a declividades mais acentuadas.

6.1.4 Carta geomorfológica

Baseado na construção e análise da carta geomorfológica (Anexo C), foram individualizadas três morfoestruturas para área da folha Araçaji 1:25.000, são elas: Aluviões, Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca e Terreno Alto Pajeú. Cada uma dessas morfoestruturas foram subdivididas em unidades taxonômicas de menor valor hierárquico (Quadro 4).

Quadro 4 – Subdivisões dos táxons estabelecidos para carta geomorfológica na área da folha Araçaji 1:25.000.

1º TAXÓN	2º TAXÓN	3º TAXÓN	4º TAXÓN
Morfoestrutura	Morfoescultura	Padrões de formas do relevo	Tipos de formas do relevo
Aluviões	Planícies e Terraços	Atpf	
Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca	Alto Félsico Itapororoca	Dt	51
		Dc	51
Terreno Alto Pajeú	Depressão Sublitorânea	Dc	31
		Dc	32
		Dc	41
		Dc	42
		Dc	43

Fonte: Elaboração própria (2013).

A morfoestrutura Aluviões foi subdividida em uma morfoescultura, planícies e terraços e um padrão de formas do relevo, terraços e planícies fluviais (Atpf). Por ter origem em processos de acumulação, essa morfoestrutura não é representada no quarto táxon, que é referente a valores de dissecação. Optou-se por subdividir a morfoestrutura da Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca em uma morfoescultura, o Alto Félsico Itapororoca e dois padrões de formas do relevo, um de topo tabular (Dt) e outro de topo convexo (Dc), tendo ambos valores de índice de dissecação (4º táxon) de 51. A morfoestrutura Terreno Alto Pajeú foi subdividida em uma morfoescultura, a Depressão Sublitorânea e cinco padrões de formas do relevo, todos com topos convexos (Dc) e valores de dissecação distintos, a saber: Dc 31, 32, 41, 42 e 43 (Quadro 4).

No contexto morfoescultural (segundo táxon), a morfoestrutura Aluviões é formada, de modo geral, por planícies e terraços, e seu respectivo padrão de formas do relevo (terceiro táxon) foi inserido na carta geomorfológica como forma de acumulação de terraço e planície fluvial (Atpf). É preciso ressaltar que essa denominação está sendo empregada nesta pesquisa pela escala adotada e as peculiaridades do relevo da área, que não permitem a distinção entre terraços e planícies fluviais por meio do mapeamento (Figura 46).

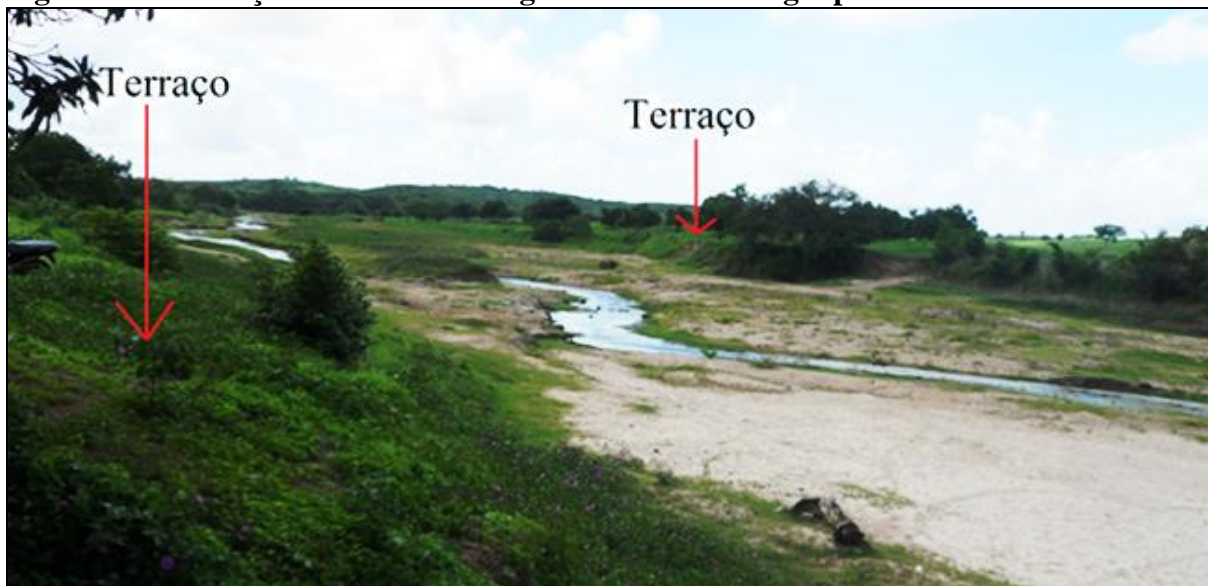
Figura 46 – Depósitos de sedimentos às margens dos rios Araçagi e Mamanguape



Fonte: Adaptado de Google Earth (2014).

Em campo tal distinção pode ser efetuada de maneira satisfatória. É possível observar as diferentes estruturas e suas diversas características. O rio Mamanguape meandra sobre o material aluvionar mais recente e as margens de seu leito menor são estabelecidas por terraços fluviais de altura pouco expressiva (aproximadamente 2 metros) e idade mais antiga (Figura 47).

Figura 47 – Terraços fluviais nas margens do rio Mamanguape



Fonte: Elaboração própria (2013).

Na morfoestrutura Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca foram mapeadas duas áreas com características geomorfológicas distintas no Alto Félsico Itapororoca. A primeira refere-se à parte sul da estrutura, onde o relevo é caracterizado por formas com topos tabulares (Dt). 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 48).

Figura 48 – Relevo com topo tabular (Dt) na parte sul da estrutura do Alto Félsico Itapororoca



Fonte: Elaboração própria (2013).

A parte norte do Alto Félsico Itapororoca exhibe formas de topo convexo (Dc), o que sugere que os processos denudacionais atuaram de forma mais intensa nessa área, descaracterizando, assim, as formas tabulares visualizadas na parte sul dessa estrutura (Figura 49).

Figura 49 – Relevo com topo convexo (Dc) na parte norte da estrutura do Alto Félsico Itapororoca

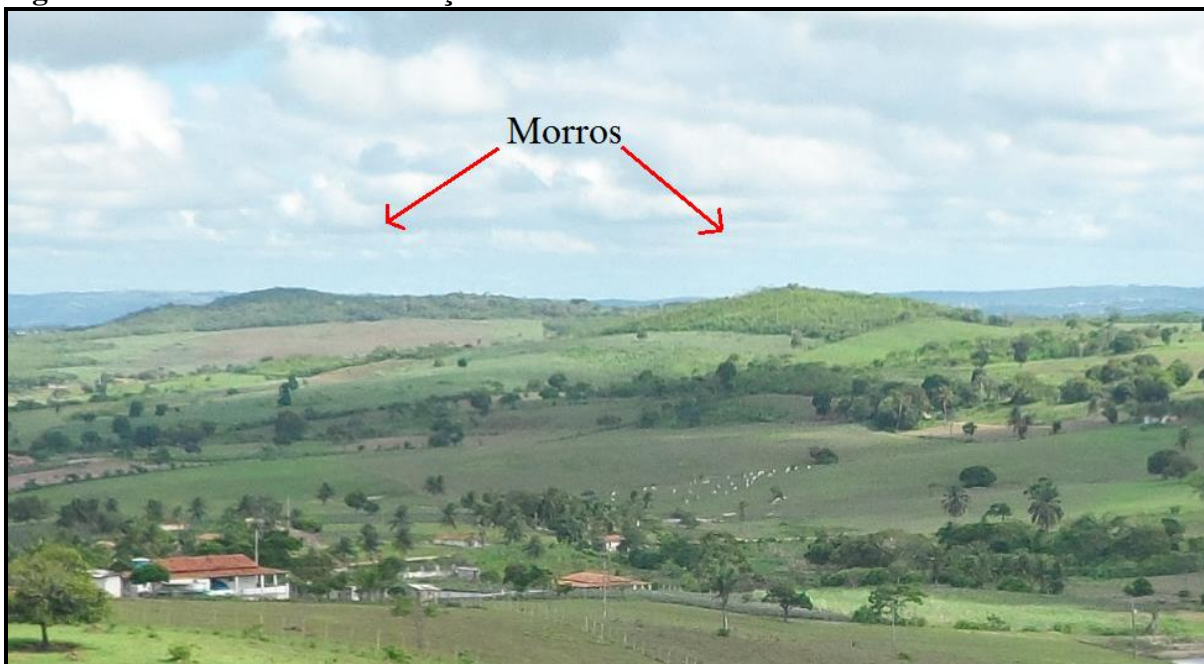


Fonte: Elaboração própria (2013).

O quarto táxon dessa morfoestrutura apresenta o valor 51 de índice de dissecação nas partes sul e norte. Esse valor representa um entalhe médio dos vales muito forte (>80 m) e dimensão interfluvial média muito grande (>1500 m). Esses valores de dissecação sugerem que essa forte incisão se deu por processos erosivos agressivos, e demonstram, ainda, que a estrutura vulcânica está em franco processo denudacional, pela sua elevada altimetria e as altas declividades apresentadas nas vertentes, que, por sua vez, aumentam a energia e o poder de erosão dos fluxos hídricos. Os padrões e os tipos de relevo resultantes desses processos correspondem a estruturas representativas de pequenos morros (Figura 50).

A terceira morfoestrutura mapeada na área da carta em estudo foi o Terreno Alto Pajeú. Essa morfoestrutura representa a maior parte da área da folha Araçaji 1:25.000 e está dividida em uma morfoescultura, um padrão de formas do relevo e cinco tipos de formas do relevo.

Figura 50 – Relevo com a formação de morros na área do táxon Dc 51



Fonte: Elaboração própria (2013).

O Terreno Alto Pajeú (Eoneoproterozoico) é formado por ortognaisses e metagrauvacas (BRITO NEVES *et al.*, 2009). A morfoescultura (segundo táxon) mapeada nessa unidade diz respeito às formas geradas sobre Depressão Sublitorânea. O padrão de formas do relevo (terceiro táxon) mais adequado para essa região é o Dc, onde predominam as formações colinosas.

Foram incorporadas ao terceiro táxon, citado anteriormente, cinco classes distintas de dissecação do relevo, que correspondem ao quarto táxon. Esse táxon foi denominado por Ross (1992) de tipos de formas de relevo. Essas subdivisões foram inseridas na carta geomorfológica da seguinte forma:

a) Dc 31: Correspondente a um entalhamento médio dos vales que varia entre 20 e 40 m e uma dimensão interfluvial média muito grande maior que 1.500 m. Essa classe de dissecação engloba a maior parte da área da folha Araçaji 1:25.000, seguindo do rio Mamanguape ao sul até o norte, circundando as demais classes de dissecação. Essa área, na sua parte central, é dissecada principalmente pela bacia hidrográfica do rio Itapororoca. A nordeste o trabalho de dissecação é realizado pela bacia do rio Seco e na parte central-sul recebe a contribuição da bacia do rio Guandu. O tipo de relevo resultante desses processos corresponde a colinas suaves (Figura 51).

Figura 51 – Relevo com a formação de colinas suaves na área do táxon Dc 31



Fonte: Elaboração própria (2014).

b) Dc 32: Essa área está localizada ao sul dos rios Mamanguape e Araçagi e sua hidrografia é composta predominantemente por canais de 2ª ordem, onde foram efetuados os cálculos para estabelecer o índice de dissecação. Essa área caracteriza-se por rios com entalhamento médio dos vales médio, 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 (Figura 52).

Figura 52 – Relevo com formações colinosas na área do táxon Dc 32



Fonte: Elaboração própria (2014).

Nesse táxon também pode ser observada a formação de facetas, que são indicativas de áreas que sofreram soerguimento recente e tiveram suas bordas expostas aos processos erosivos. As facetas trapezoidais observadas na margem sul do rio Mamanguape, no táxon Dc-32 (Figura 53), indicam, dessa forma, que essa região foi submetida a soerguimento tectônico de caráter recente, caracterizando, assim, atividade neotectônica nessa área.

Figura 53 – Formação de faceta trapezoidal na área do táxon Dc 32



Fonte: Elaboração própria (2014).

c) Dc 41: Na região central, a oeste da carta, foi estabelecido o índice de dissecação Dc 41. Essa área tem sua dissecação atribuída ao trabalho erosivo do rio Guandu e seus tributários e apresenta um dos entalhamentos médios dos vales mais evoluídos, 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 (Figura 54).

d) Dc 42 e Dc 43: A sudoeste da carta foram mapeadas duas outras classes distintas de dissecação: Dc 42 e Dc 43. A dissecação dessa área é realizada por pequenos canais (a maioria de 1ª ordem) que desembocam nos rios Araçagi e Mamanguape. Deve-se ter especial atenção com essa área, visto que o acentuado entalhamento dos vales desses canais e sua retilinidade pode ser um indicativo de controle tectônico ou litológico. As colinas dessa região são bastante acentuadas, apresentando vales profundos (entre 40 e 80 m) e dimensão interfluvial média, variando entre 700 e 300 m (Figura 55). O fato de essa formação ser

gerada a partir de canais de primeira ordem pode ser um indicativo de sua formação recente, visto que os canais dessa ordem são considerados os mais jovens nas redes hidrográficas.

Figura 54 – Relevo com formações colinosas características da área do táxon Dc 41



Fonte: Elaboração própria (2014).

Figura 55 – Relevo com formações colinosas acentuadas na área do táxon Dc 42



Fonte: Elaboração própria (2014).

6.2 PERFIS

Com a conclusão dos perfis topográficos foi possível visualizar diversas formas referentes à configuração das vertentes. Os perfis foram efetuados em linhas que obedecem ao traçado de algumas coordenadas da folha Araçaji 1:25.000, tanto na posição N-S como na posição O-L. No total foram aplicados 4 (quatro) perfis que representam todos os táxons e seus diferentes valores de dissecação (Figura 56).

Devido à grande quantidade de pequenos riachos que não apresentam denominação na área de estudos, mas contribuem de forma significativa para análise das vertentes, foram atribuídas a eles nomenclaturas correspondentes a valores numéricos para representá-los. A localização de tais riachos podem ser visualizadas nas figuras 57 e 58.

O perfil A-B (N-S) engloba as características do relevo dos táxons Dc 31, Dc 41, Dc 43, atravessa o rio Araçagi e o táxon Dc 32. As vertentes que aparecem com maior destaque nesse perfil são aquelas geradas pela atuação dos processos erosivos desencadeados pelo rio Guandu, pelo riacho Tanques e pelo rio Araçagi. No geral, verificou-se, nesse perfil, a predominância de vertentes convexas.

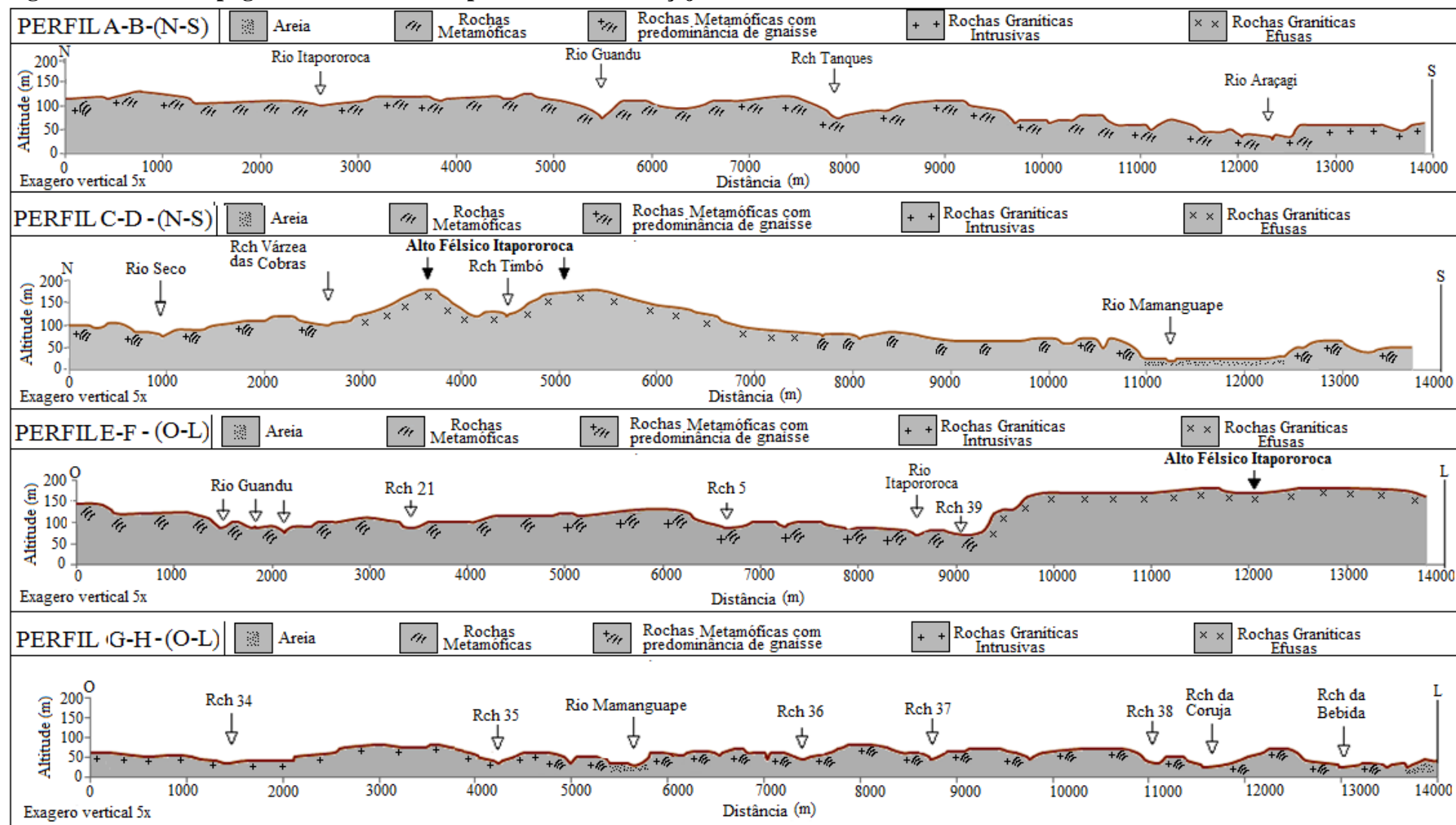
Para analisar o significado de cada forma apresentada na configuração das vertentes, serão consideradas nesta pesquisa as concepções de Penck (1924 *apud* CASSETI, 1994). Para esse autor, as vertentes convexas são formadas quando os efeitos denudacionais não acompanham de imediato a intensidade do entalhamento do talvegue, sendo tal entalhamento influenciado por soerguimento tectônico.

Para vertentes retilíneas o autor sugere que sua formação seja resultado do equilíbrio entre os processos de denudação e soerguimento, onde ocorre a manutenção do ângulo da vertente. As vertentes côncavas, segundo o autor, são formadas pela predominância da denudação sobre o entalhamento do talvegue que propicia a redução do ângulo da vertente.

Nas vertentes do rio Itapororoca observa-se uma configuração normal de dissecação, visto que as duas vertentes, norte e sul, estão no mesmo patamar de inclinação e altimetria. Já nas vertentes do rio Guandu, do riacho Tanques e do rio Araçagi, aparecem indícios de basculamento de blocos respectivamente, para as margens norte, sul e norte.

A configuração de vertentes com essa característica dá origem, segundo Martinez (2005), a vales assimétricos, o que pode ser comprovado ao se observarem as diferenças de inclinação e extensão das vertentes desse perfil. Essas características, aliadas ao forte entalhe observado nos vales do rio Guandu e do riacho Tanques, podem ser interpretadas como indício de controle tectônico na configuração do relevo local.

Figura 56 – Perfis topográficos elaborados a partir da folha Araçaji 1:25.000



Fonte: Elaboração própria (2013).

Uma explicação para as anomalias verificadas nas vertentes do rio Guandu e riacho Tanque é que o bloco formador do interflúvio que os separa tenha sofrido soerguimento. Tal suposição baseia-se na observação de basculamento na vertente norte do rio Guandu e sul do riacho Tanques e na formação de vertentes retilíneas na margem sul do rio Guandu e vertente convexa a norte do riacho Tanques.

Essa configuração sugere que esse interflúvio foi soerguido, dando origem a vertentes com dimensões reduzidas e bastante íngremes, respectivamente, nas margens do rio Guandu e do riacho Tanques. Tais características corroboram com a idéia de Mantelli e Rossetti (2009) apresentada na Figura 31 da página 68, sobre possíveis soerguimentos ocorridos nas bacias dos rios Guajará e Mucutá.

O perfil C-D (N-S) foi traçado sobre o relevo dos táxons Dc 31, Dc 51, Dt 51, o rio Mamanguape e o táxon Dc 32. Esse perfil demonstra a imponência do Alto Félisico Itapororoca na configuração do relevo da folha Araçaji 1:25.000, que está assentada sobre a cota altimétrica que domina toda a extensão das rochas do TAP (100 m) nesse perfil. A continuidade desta cota pode ser evidenciada pelo entalhe produzido pelo riacho Timbó, onde, podem ser observados afloramentos das rochas do TAP.

Ao norte, a dissecação é comandada pelo rio Seco e seus afluentes e ao sul sobressai a planície desenvolvida sobre o gráben do rio Mamanguape. É notório, ainda, nesse perfil, o aspecto tabular inclinado para norte do topo do táxon Dt 51 no Alto Félisico Itapororoca. As vertentes nessa área da carta apresentam, em sua maioria, formas convexas, porém, também ocorrem formas retilíneas (rio Seco) e côncavas (extremos norte e sul do perfil).

No perfil E-F (O-L) é possível verificar um forte processo de dissecação desenvolvido pelo rio Guandu, pelo riacho 21, riacho 15, rio Itapororoca e riacho 36. Os principais fatores que chamam a atenção nesse perfil é o vale assimétrico do riacho 15 e a elevação abrupta do Alto Félisico Itapororoca, com seu topo tabular na parte mais elevada. Além disso, pode-se observar a ocorrência de meandros comprimidos no curso do rio Guandu, sugeridos pelas várias vezes que esse curso é interceptado pela linha do perfil.

Diversas formas côncavas são observadas nesse perfil, principalmente no riacho 39, sugerindo que essas áreas sofreram processos de denudação acelerado. Os entalhamentos dos vales nesse perfil são pouco expressivos quando considerados outros da área de estudos, a exemplo do entalhamento do vale do riacho Tanques no perfil A-B.

O perfil G-H (O-L) demonstra a forte dissecação, efetuada principalmente por riachos de primeira ordem a região sul da área de estudo. Os entalhamentos maiores são percebidos nos vales do riacho 35, rio Mamanguape, riacho 36, riacho 38, riacho da Coruja e riacho da

Bebida. A leste do riacho 34 pode ser observada uma pequena vertente bastante inclinada, que forma um possível terraço fluvial. No rio Mamanguape, riacho 36, riacho da Coruja e riacho da Bebida podem ser observados vales assimétricos com suas respectivas vertentes leste apresentando sinais de basculamento e, conseqüentemente, atividade tectônica.

Nessa região são registradas as menores altitudes da folha Araçaji. Isso se dá porque a mesma está inserida próxima ao vale do rio Mamanguape. As vertentes desse perfil apresentam formas variadas. Nas margens leste dos riachos 35, 36, 37, riacho da Coruja e riacho da Bebida podem ser observadas vertentes com aspectos retilíneos. Formas côncavas podem ser observadas na margem leste do rio Mamanguape e oeste do riacho da Coruja, sendo as demais vertentes representadas principalmente por formas convexas.

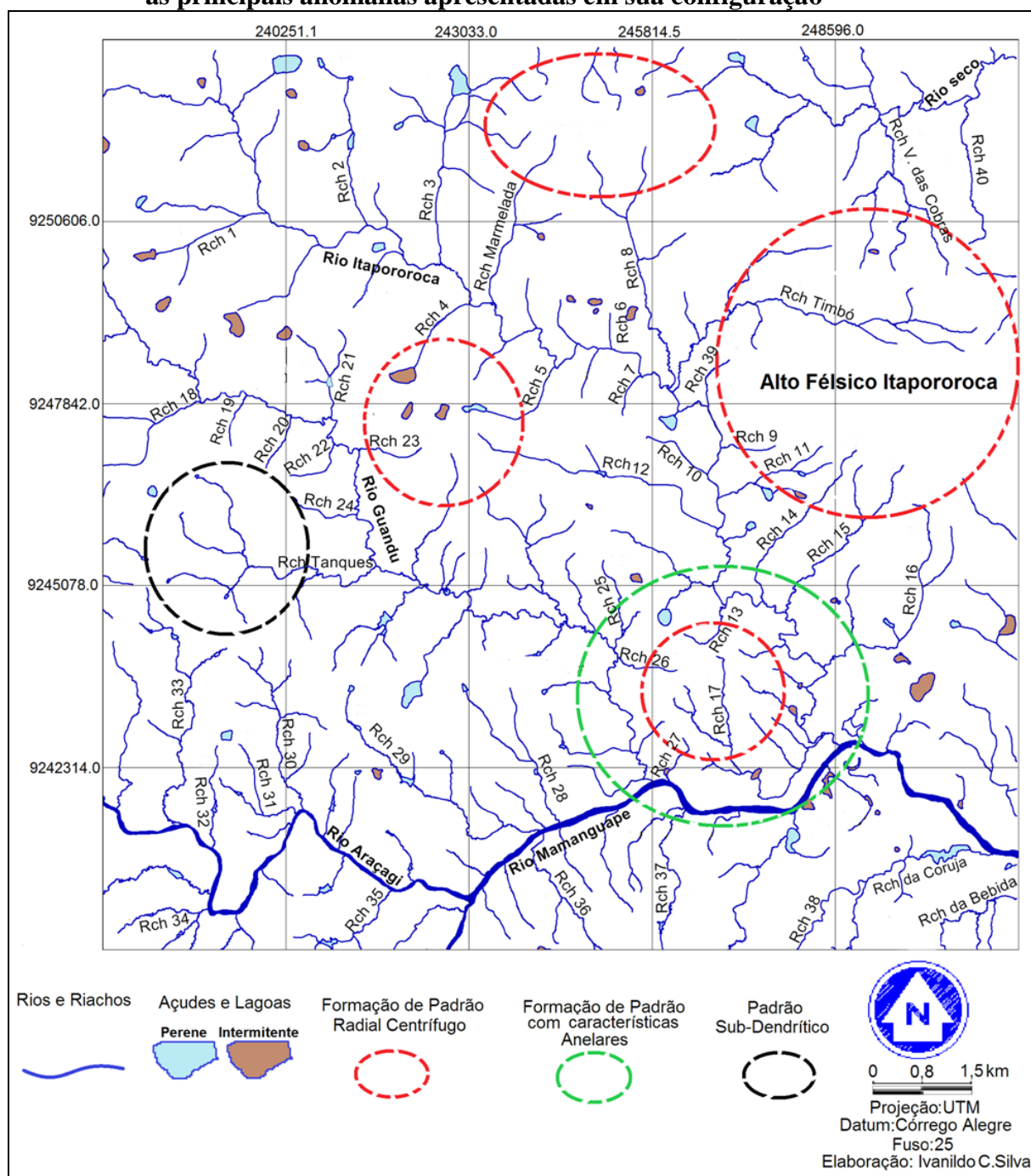
6.3 ANÁLISE QUALITATIVA DOS PADRÕES E DA REDE DE DRENAGEM

Nesta pesquisa, a análise qualitativa dos padrões e da rede de drenagem foi dividida em dois momentos distintos. No primeiro momento foram apresentadas, exclusivamente, as características geométricas de cada padrão. Para tanto, levou-se em consideração as partes das bacias hidrográficas dos rios Itapororoca, Seco e Guandu inseridas na folha Araçaji, por ambas representarem a maior parte dos canais fluviais que formam os padrões de drenagem da área de estudo. Em um segundo momento foram analisadas as formas presentes na rede de drenagem e suas inter-relações com a geologia e a geomorfologia.

De modo geral, a rede de drenagem das bacias hidrográficas dos rios Itapororoca e Guandu apresentam como padrão de drenagem básico o dendrítico, porém em sua configuração são observados diversos indícios de anomalias que, às vezes, modificam esse padrão e dá origem, por exemplo, a padrões radial centrífugo, anelar e paralelo, todos em pontos localizados da área de estudo (Figura 57).

O trecho do rio Itapororoca inserido na área de estudo representa parte do seu médio e todo seu baixo curso. Do seu médio curso até a confluência do riacho Timbó, o padrão dendrítico do rio Itapororoca apresenta características normais. Nesse trecho, a angularidade varia de baixa a média, complementada por densidade de drenagem média, sinuosidade mista, tropia tridimensional, forte assimetria representada por canais mais avantajados e com formas diferenciadas no seu lado esquerdo, em relação ao lado direito do canal principal e algumas formas anômalas, como formas em arco dos riachos 4 e 5 e os cotovelos de drenagem e meandros comprimidos, visualizados, principalmente, entre os riachos Marmelada e o riacho 9. Porém, até esse ponto essas feições não descaracterizam o padrão dendrítico básico.

Figura 57 – Padrões de drenagem da área da folha Araçaji 1:25.000 com destaque para as principais anomalias apresentadas em sua configuração



Fonte: Adaptado de Sudene (1974).

Da confluência do riacho Timbó até sua foz, o rio Itapororoca muda consideravelmente a direção de seu fluxo de NO-SE para aproximadamente N-S. O riacho Timbó, em seu alto e médio curso, e os riachos 9 e 11 fluem em direção contrária à drenagem principal da área, que tem como sentido geral O-L, representado pelo rio Mamanguape. A

partir da confluência do riacho 12 (que apresenta cotovelo de drenagem e canal tributário retilíneo), o rio Itapororoca muda várias vezes seu sentido de curso de forma abrupta.

Essas mudanças dão origem a diversas formas anômalas no canal principal dessa área, principalmente, meandros comprimidos e cotovelos de drenagem com inflexão de alto ângulo. Nessa região que caracteriza o baixo curso do rio Itapororoca, o padrão dendrítico básico sofre algumas modificações e podem ser observados arranjos de drenagem que caracterizam feições próprias do padrão subparalelo.

Esse subparalelismo pode ser evidenciado no direcionamento dos canais dos riachos 14, 15 e 16 no lado esquerdo do canal principal, e pela disposição do riacho 17 e seus tributários no lado direito. Além dessas características, verifica-se, ainda, no canal do riacho 16 outra anomalia de drenagem representada por sua forma em arco.

O trecho do rio Guandu inserido na folha Araçaji também representa parte do seu médio e todo seu baixo curso. O padrão básico visualizado nesse trecho do rio é o dendrítico, pouco descaracterizado por um grande número de canais de primeira ordem, fortes inflexões no seu curso e confluências de angularidade alta. A direção geral de fluxo desse rio é NO-SE, porém esse canal sofre algumas modificações bruscas, assumindo direções N-S entre as confluências dos riachos 23 e o riacho Tanques e entre a confluência do riacho 25 e desembocadura do rio Guandu no rio Mamanguape.

No geral, o rio apresenta angularidade que varia de média a alta, com densidade de drenagem média, sinuosidade mista composta por canais sinuosos e retilíneos, tropia tridimensional, assimetria fraca e anomalias de drenagem representadas por canais em forma de arco (riachos 18, 22 e outros), canais retilíneos, cotovelos de drenagem e meandros comprimidos em quase toda extensão do rio principal.

Na bacia do riacho Tanques é possível observar uma modificação no padrão dendrítico básico. A configuração dessa bacia apresenta canais retilíneos e canais com forma em arco conectados, o que descaracteriza o padrão dendrítico básico e dá origem ao arranjo característico do padrão modificado, denominado de subdendrítico.

Ao analisar a rede de drenagem da folha Araçaji como um todo, pode-se observar a formação de outros padrões de drenagem. No interflúvio que separa as bacias dos rios Itapororoca e Seco podem ser observadas duas formações de padrão radial centrífugo, uma na parte centro-norte da carta e outra constituída principalmente pelo Alto Félisico Itapororoca.

Outros dois padrões radiais podem ser observados no interflúvio que separa as bacias dos rios Itapororoca e Guandu, um na parte central da carta e outro próximo ao exutório

desses rios. Também próximo às desembocaduras dos rios Itapororoca e Guandu pode ser visualizada a formação de um padrão com características anelares.

Concluídas as análises das características de cada padrão de drenagem, serão apresentadas agora algumas considerações sobre a possível influência de elementos da geologia e da geomorfologia na configuração dos padrões e da rede de drenagem da área de estudos.

Essas influências podem ser responsáveis pela formação de canais retilíneos, inflexões nos canais de drenagem, confluências de alto ângulo, padrões radiais ou paralelos, entre outros. Os principais elementos que serão analisados agora terão como base o recorte do mapa geológico da área de estudo sobreposto pela sua rede de drenagem (Figura 58).

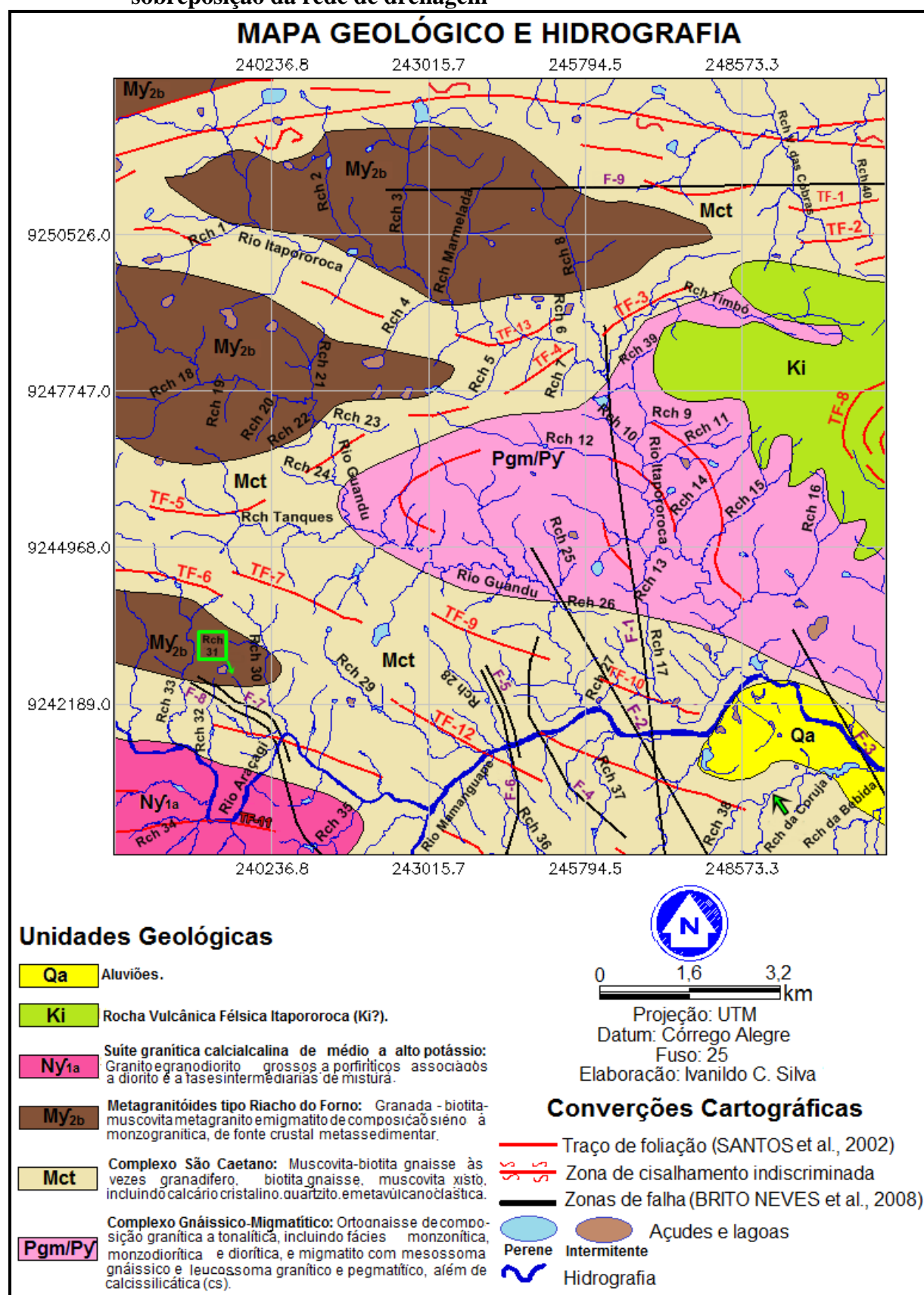
Por meio dessa sobreposição pode-se verificar se determinadas modificações nos canais fluviais ocorrem em locais de transição litológica, traços de foliação ou sobre zonas de falhas, o que pode influenciar de forma considerável sua configuração. Aliado ao mapa geológico foram, também, realizadas consultas às cartas geomorfológica e hipsométrica para se verificar as possíveis influências do relevo na disposição dos canais.

É necessário lembrar que o recorte do mapa geológico apresentado anteriormente foi extraído de um mapa com escala de 1:500.000, por isso, o ajuste das formas às áreas de transição litológica, traços de foliação e às zonas de falhas podem não está precisamente localizadas. Porém, pelo fato de alguns canais se encaixarem nos seus lugares de origem dentro das unidades geológicas (como é o caso do riacho Timbó), considerou-se aceitável a sua utilização com a sobreposição da hidrografia da área.

Primeiramente será analisada a bacia do rio Itapororoca e as relações dos seus canais com a geologia e geomorfologia. Posteriormente, a análise prosseguirá na bacia do rio Guandu, porém, quando se fizer necessário, a análise poderá extrapolar os limites dessas bacias.

Para melhor localizar os efeitos dos traços de foliação e das zonas de falhas sobre a configuração dos canais fluviais foram atribuídos a alguns desses traços e falhas valores alfanuméricos para identificá-los. Sabe-se que tal identificação não é usual, porém, considerando o valor interpretativo dessa atribuição se decidiu assim prosseguir.

Figura 58 – Recorte do mapa geológico da área da folha Araçaji 1:25.000 com sobreposição da rede de drenagem



Fonte: Adaptado de Sudene (1974), Santos, Ferreira e Silva Júnior (2002) e Brito Neves *et al.* (2008).

A primeira influência significativa da geologia na configuração do curso do rio Itapororoca pode ser observada a partir da confluência do riacho 1 a montante até a confluência do riacho 4 a jusante. Nesse trecho, nota-se que o canal do rio Itapororoca segue aproximadamente a linha de contato entre as unidades geológicas dos Metagranitóides Tipo Riacho do Forno e o Complexo São Caetano.

A partir da confluência do riacho 4 até a confluência do riacho Timbó, o curso do rio Itapororoca é afetado por dois traços de foliação estabelecidos no mapa por Santos, Ferreira e Silva Júnior (2002). O traço de foliação TF-13 não distorce de forma significativa o percurso desse rio ou dos seus tributários, essa afirmação fundamenta-se no fato desse traço interceptar o canal de primeira ordem do riacho 6 sem flexionar sua retinidade.

Já o traço TF-4 modifica substancialmente o canal principal do rio Itapororoca. Tal modificação é verificada por meio da existência de um cotovelo de drenagem com inflexão de 90° que desloca de forma abrupta a direção desse canal de aproximadamente O-L para N-S. Penteado (1974) afirma que fortes inflexões em cursos de rios podem estar ligadas a falhamentos rápidos e contrários à direção da drenagem.

Essa inflexão localizada sobre um traço de foliação sugere que esse traço pode ter sido reativado através de movimentos tectônicos no Cretáceo, com a separação dos continentes africano e a América do Sul, ou em períodos mais recentes, visto que, existem sedimentos miocênicos basculados próximo a área de estudo.

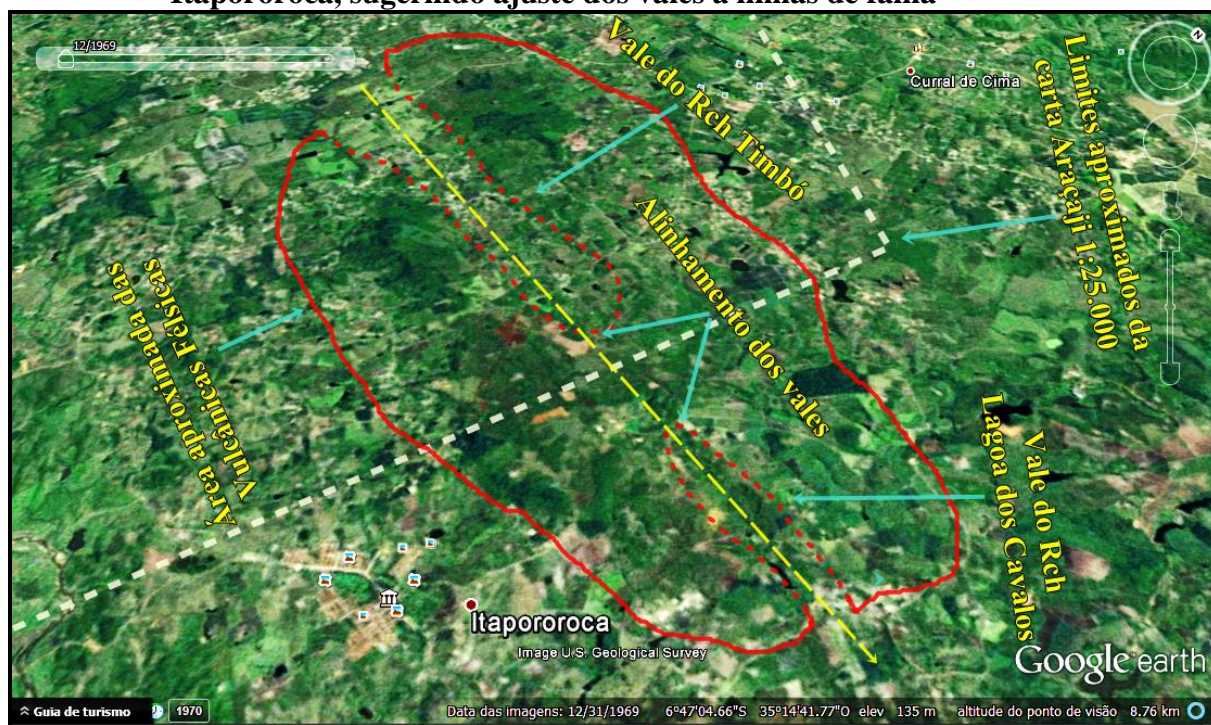
Outro controle tectônico que pode ser sugerido é a inflexão do riacho Timbó no seu baixo curso. Esse trecho do riacho assume notavelmente o direcionamento do traço de foliação TF-3 e próximo à sua desembocadura alinha-se ao sentido direcional da falha F-1. Porém, é válido ressaltar que o fator litológico também pode influenciar tal direcionamento, visto que esse trecho segue também a direção do contato das unidades geológicas do Complexo São Caetano e do Complexo Gnáissico-Migmatítico.

O médio e alto cursos desse riacho também merecem discussão. Esses trechos assumem a direção O-L, que possivelmente estão alinhados a falhamentos não especificados nos mapas geológicos utilizados neste estudo. Tal suposição é apresentada na presente pesquisa devido às observações de imagens de satélites mais amplas, onde a unidade das Vulcânicas Félsicas Itapororoca pode ser visualizada em sua totalidade (Figura 59).

Nessa imagem observa-se claramente que a direção da incisão O-L efetuada pelo riacho Timbó alinha-se perfeitamente à incisão L-O efetuada pelo curso do riacho da Lagoa dos Cavalos, erodindo a unidade das Vulcânicas Félsicas. Nesse sentido, Pedrosa (1989) salienta que, de fato, existem vários exemplos de vales que correspondem nitidamente a

fraturas, não só pelas suas características de retilinidade, mas também pelos alinhamentos que os definem.

Figura 59 – Alinhamento do vale do riacho Timbó com o vale do riacho Lagoa dos Cavalos na área da unidade geológica da Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca, sugerindo ajuste dos vales a linhas de falha

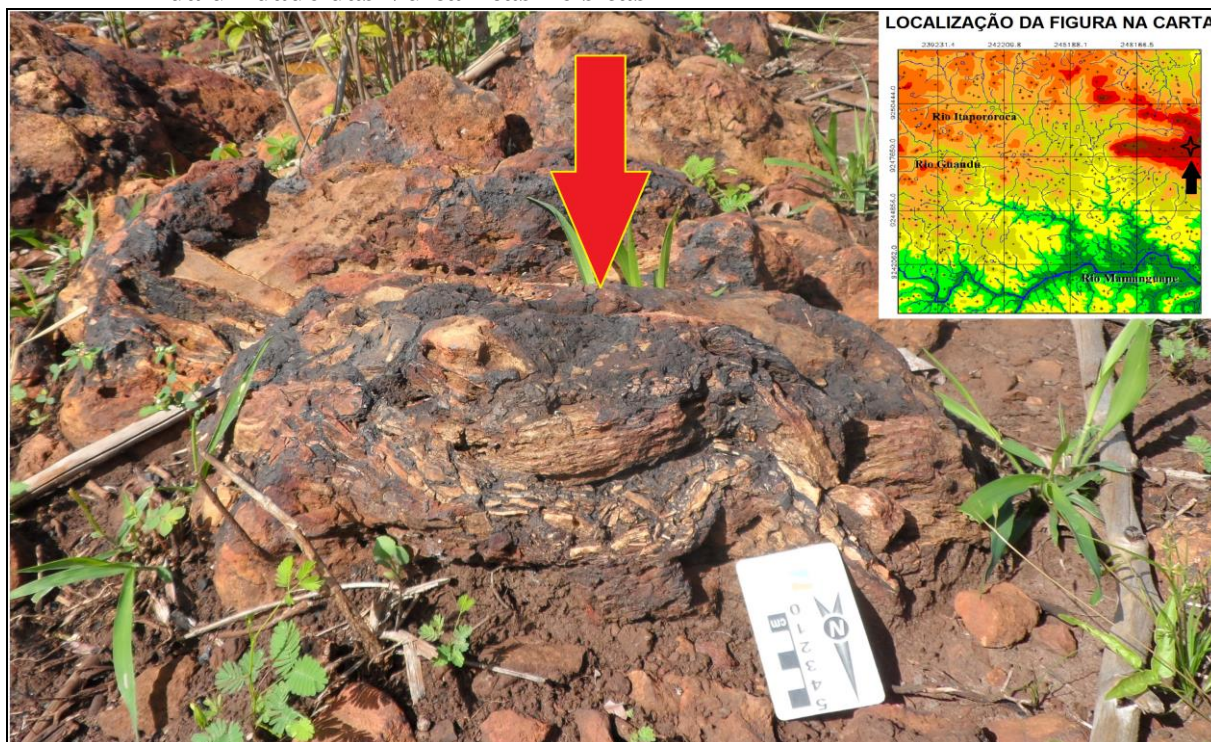


Fonte: Adaptado de Google Earth (2014).

Outro indício de que a área da unidade das Vulcânicas Félsicas foi afetada por falhamentos é a presença de brecha tectônica na vertente da incisão efetuada pelo riacho Timbó na região desse alinhamento. Próximo ao traço de foliação TF-8, na parte mais elevada da unidade, foram encontrados em campo afloramentos de materiais brechados e dobrados com aspectos rúpteis (Figura 60), que evidenciam falhamentos transcorrentes e esforços tectônicos de compressão.

Ainda no vale do riacho Timbó, próximo à área onde foram encontrados os materiais brechados, podem ser visualizados afloramentos graníticos possivelmente soerguidos em relação aos demais afloramentos dessa natureza na região (Figura 61). Essa suspeita fundamenta-se na sua altitude, que é incomum para as rochas graníticas do TAP nessa área. Tais rochas na folha Araçaji estão localizadas, no geral, em cotas que raramente ultrapassam os 100 m de altitude, enquanto que os afloramentos observados em campo no vale do riacho Timbó encontram-se soerguidos a altitudes que alcançam os 150 m.

Figura 60 – Material dobrado com aspecto de brecha tectônica de caráter rúptil na área da unidade das Vulcânicas Félsicas



Fonte: Elaboração própria (2013).

Figura 61 – Afloramentos de granitos possivelmente soerguidos na área da unidade das Vulcânicas Félsicas



Fonte: Elaboração própria (2013).

Após a confluência do riacho Timbó, o rio Itapororoca muda novamente a direção do seu curso de NO-SE para aproximadamente N-S. Dessa forma, considerando as informações

constantes no mapa geológico, na carta geomorfológica e na carta hipsométrica dessa região, tal modificação pode ser atribuída a três explicações lógicas, a saber:

- a) a transição do substrato geológico da unidade do Complexo São Caetano para a unidade do Complexo Gnáissico-Migmatítico;
- b) a interceptação da falha F-1, que tem o mesmo sentido da direção assumida pelo canal neste trecho, N-S; e
- c) a elevação do Alto Félsico Itapororoca, que se constitui como uma explicação geomorfológica para o desvio do canal em questão.

A falha F-1 afeta ainda os canais dos riachos 13 e 10, atribuindo-lhes formas em arco, e o canal do riacho 12, por meio da formação de cotovelo de drenagem.

À jusante da confluência do riacho 13, tanto na sua margem esquerda, representada pelos riachos 9, 11, 14, 15 e 16, quanto na sua margem direita, representada principalmente pelos tributários do canal do riacho 17, são formados na bacia do rio Itapororoca arranjos que podem ser atribuídos ao padrão de drenagem subparalelo.

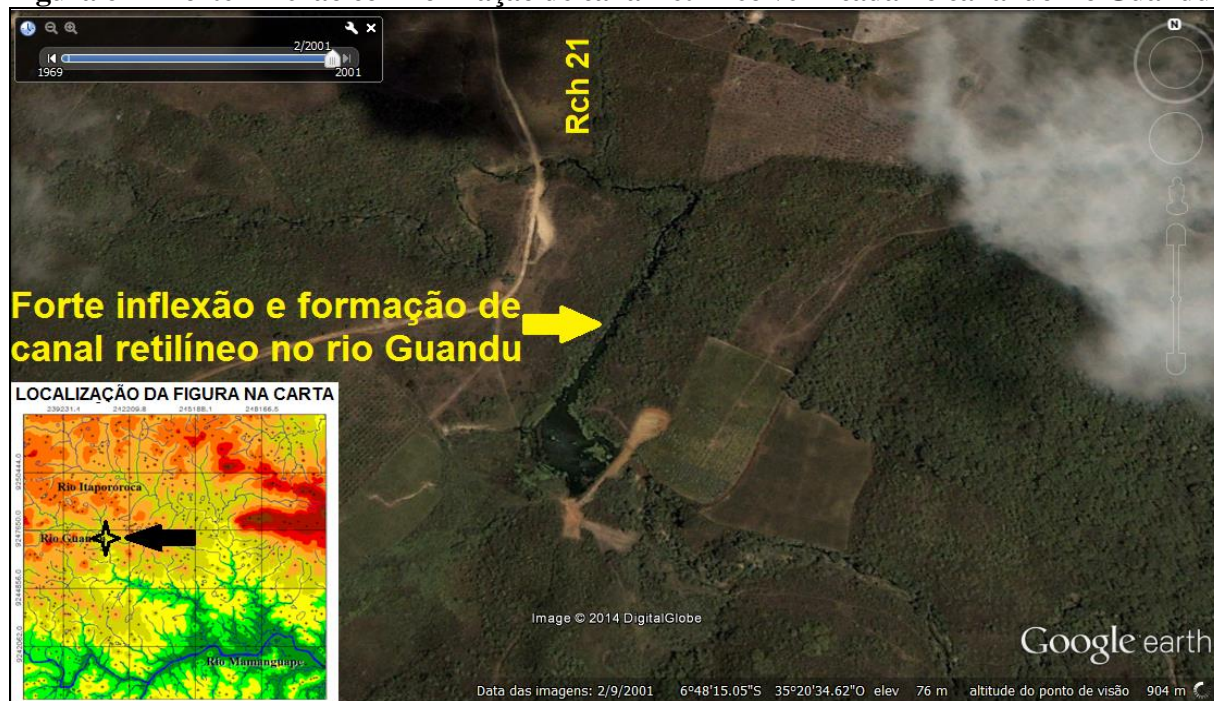
Para Howard (1967), tal disposição de drenagem pode ter explicação na configuração geomorfológica da área, sem necessariamente ter intervenções significativas da diferenciação litológica ou de falhamentos. Esse arranjo pode ser explicado na margem esquerda do canal pela elevação do Alto Félsico Itapororoca, e na sua margem direita por uma formação dômica facilmente identificada na carta hipsométrica, que, além do padrão subparalelo, em conjunto com os canais da bacia hidrográfica do rio Guandu desenvolvem arranjos semelhantes aos padrões radial centrífugo e anelar.

Com relação as característica de drenagem do rio Guandu, verifica-se que, no seu canal principal à jusante do riacho 21, existe uma forte inflexão com formação de canal retilíneo (Figura 62). Essa anomalia pode ser atribuída ao contato entre as unidades geológicas dos Metagranitóides Tipo Riacho do Forno e o Complexo São Caetano. É fato que, visualizando o mapa geológico, observa-se que o canal nesse trecho não contorna exatamente o contato entre as duas unidades, porém tal suposição é mantida pela tolerância de ajuste que pode ser imperfeita devido ao recorte do mapa geológico de escala de menor detalhe, como já explicado anteriormente.

Verifica-se, ainda, que os canais dos riachos de primeira ordem 19, 20, 22, 24 e o riacho Tanques formam uma drenagem com características de padrão radial centrífugo. Nota-se que essa disposição dos canais é fortemente influenciada pelo fator geomorfológico pela formação de um pequeno domo que, por sua vez, pode ter sido soerguido, como já explicado na discussão dos perfis. Esse soerguimento pode inclusive ser atribuído a eventos tectônicos

recentes, pela presença predominante de canais de primeira ordem, que são considerados pela literatura como os mais jovens na configuração da rede de drenagem.

Figura 62 – Forte inflexão com formação de canal retilíneo verificada no canal do rio Guandu



Fonte: Adaptado de Google (2014).

Após a confluência do riacho 24 até a confluência do riacho 26 é possível observar que o rio Guandu ajusta-se claramente ao contato das unidades geológicas do Complexo Gnássico-Migmatítico e Complexo São Caetano. É válido sugerir que o direcionamento NO-SE assumido até esse ponto é modificado para N-S por influência do falhamento F-2, que passa paralelo ao canal do rio no local desse deslocamento direcional.

Cabe ressaltar que, por meio dos trabalhos de campo, observou-se, ainda, a ocorrência de falhamentos transcorrentes dextrais próximos à confluência dos rios Araçagi e Mamanguape (Figura 63).

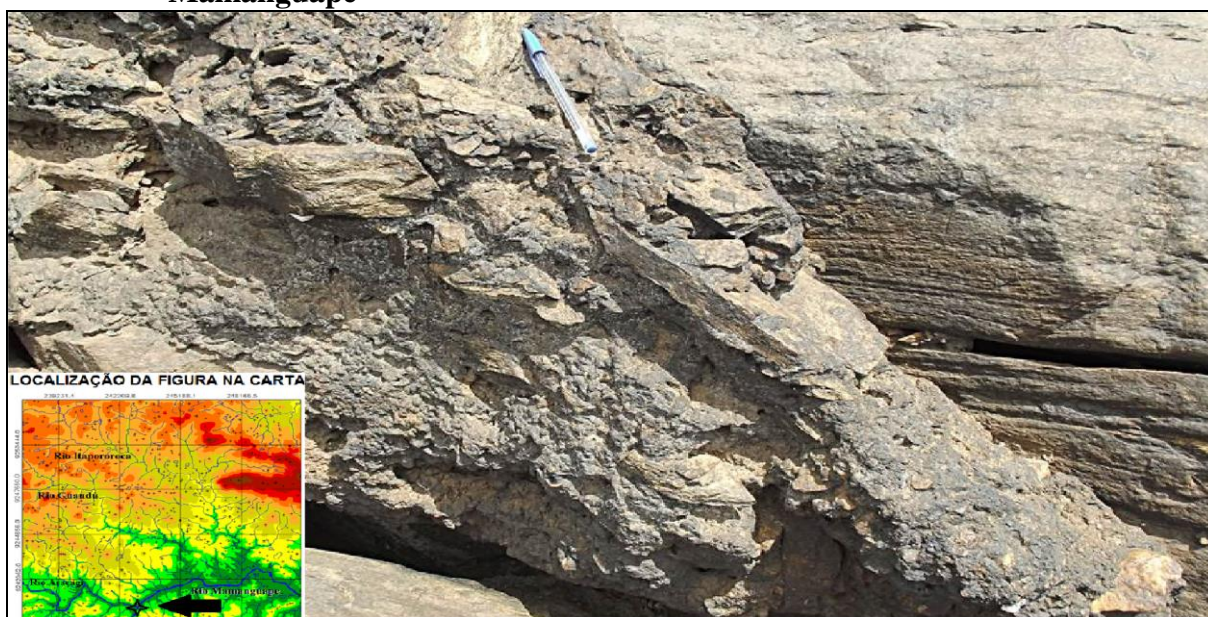
Trata-se de diques de direção L-O composto por rocha máfica (escura) interceptado por falhas de sentido NO-SE. É válido destacar ainda que a direção NO-SE apresentada por estas falhas é a mesma dos canais principais dos rios Itapororoca e Guandu. Dessa forma, pode-se deduzir que possivelmente a direção assumida por estes canais estejam condicionados a falhamentos transcorrentes. Outra evidência de atividade tectônica nesse local se dá pela ocorrência de material com aspectos de brecha tectônica (Figura 64).

Figura 63 – Falha transcorrente dextral (NO-SE) cortando um dique de rocha máfica (L-O)



Fonte: Elaboração própria (2013).

Figura 64 – Material com aspectos de brecha tectônica de caráter rúptil no leito do rio Mamanguape



Fonte: Elaboração própria (2014).

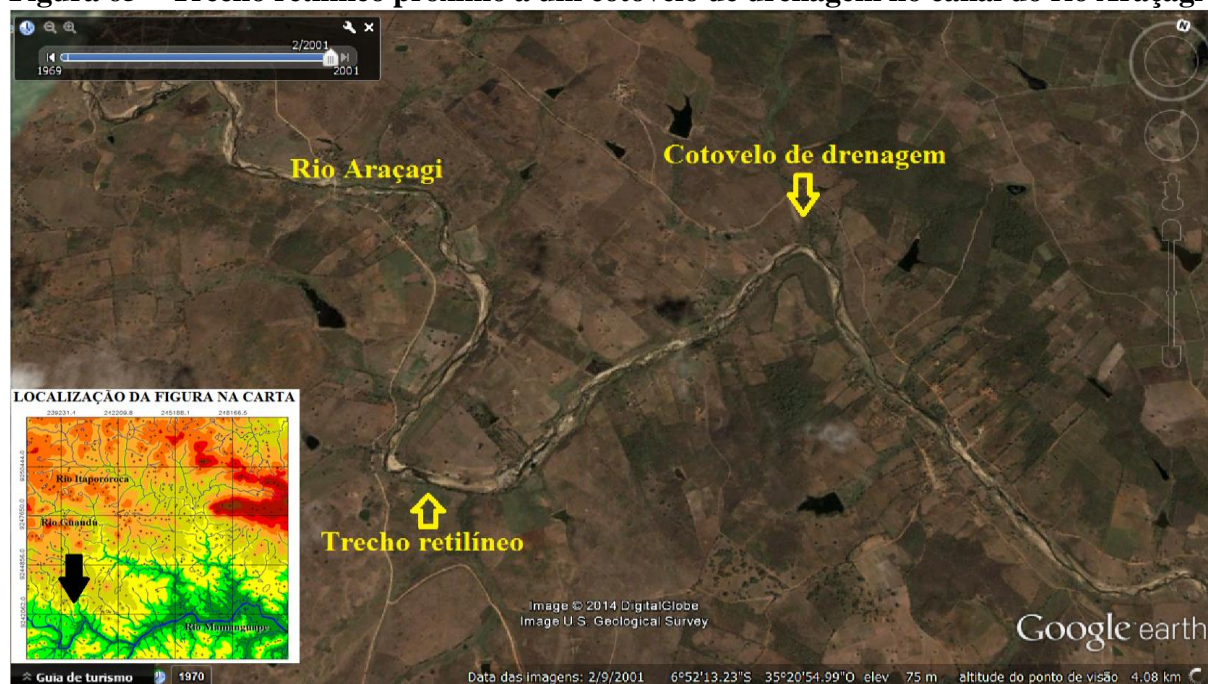
Somada as observações realizadas, principalmente, sobre as bacias hidrográficas dos rios Itapororoca e Guandu, cabe agora fazer uma discussão generalizada sobre a disposição da

rede de drenagem da folha Araçaji e a ocorrência de materiais que sugerem o desencadeamento de eventos tectônicos em outras regiões do seu território.

Ao observar o recorte do mapa geológico (Figura 58) no local do dique e do material brechado, verifica-se que Brito Neves *et al.* (2008) detectaram próximo aquela área a ocorrência de algumas falhas geológicas, que assumem aproximadamente a direção do falhamento transcorrente que desloca os diques. No referido mapa os falhamentos estão identificados pelas nomenclaturas F-6, F-5, F-4 e F-2. Verifica-se que nessa região, o falhamento F-2 afeta alguns pequenos canais fluviais e desloca significativamente o canal do rio Mamanguape.

Nos cursos dos rios Araçagi e Mamanguape é possível verificar diversas modificações que podem ser atribuídas aos traços de foliação e aos falhamentos verificados no mapa geológico. A primeira influência nesses canais pode ser visualizada a oeste da folha, onde o canal principal do rio Araçagi apresenta um pequeno trecho retilíneo, sobre o traço de foliação TF-11, próximo a um cotovelo de drenagem bastante expressivo (Figura 65). Na figura 58, da página 105, é possível verificar que esse cotovelo de drenagem, no canal do rio Araçagi, é fortemente influenciado pela atividade das falhas F-7 e F-8

Figura 65 – Trecho retilíneo próximo a um cotovelo de drenagem no canal do rio Araçagi



Fonte: Adaptado de Google Earth (2014).

. No rio Mamanguape e seus afluentes podem ser observados trechos de canais controlados por traços de foliação e falhamentos, como os vales dos riachos 29 e 28,

respectivamente, pelo traço TF-12 e a falha F-6. A leste das desembocaduras desses riachos verifica-se no canal principal do rio Mamanguape duas outras modificações que podem ser atribuídas aos falhamentos F-2 e F-3. Trata-se de deslocamentos bruscos na direção desse canal que formam expressivas inflexões na drenagem aliadas a pequenos trechos retificados.

Na parte sudeste da área de estudo verifica-se que o canal do rio Mamanguape segue a direção estabelecida pelo contato das unidades geológicas do Complexo São Caetano e Aluviões. Porém, cabe mencionar que essa impressão é falsa, visto que, nessa área, devido aos problemas de escala já mencionados, a unidade Aluviões encontra-se deslocada para sul.

6.4 ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

Concluídas as discussões sobre a análise qualitativa da área da folha Araçaji 1:25.000, serão apresentados agora os resultados obtidos com a aplicação dos índices morfométricos Relação Declividade-Extensão (RDE), Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV) e Fator Assimétrico (FA). Esses resultados são importantes para verificação da atuação de eventos neotectônicos na configuração da rede de drenagem da área em estudo.

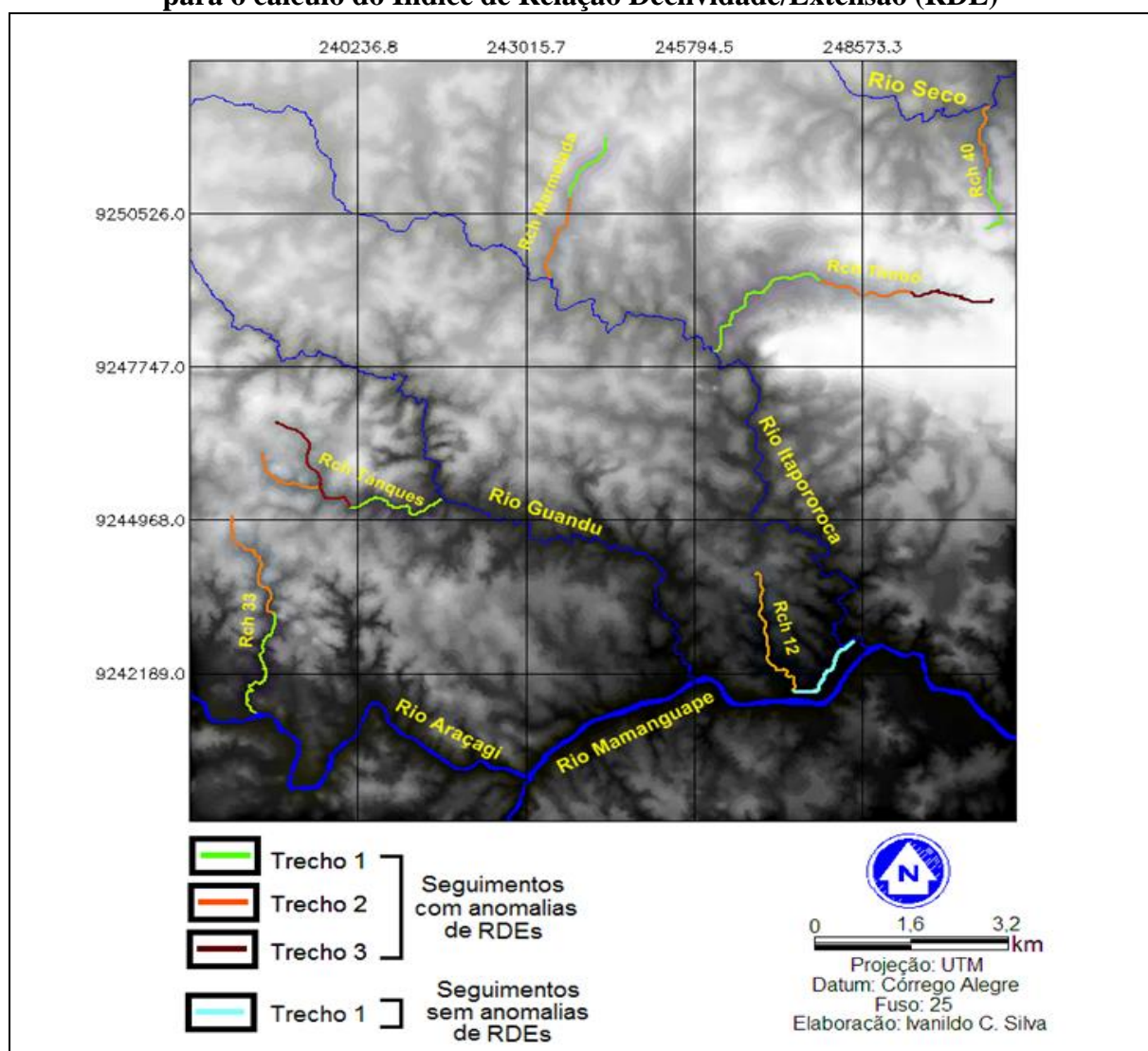
6.4.1 Índice Relação Declividade-Extensão (RDE)

O RDE foi aplicado em seis canais de drenagem distribuídos entre as bacias hidrográficas do rio Seco (canal do riacho 40), do rio Itapororoca (canal dos riachos Marmelada, Timbó e riacho 17), do rio Guandu (riacho Tanques) e do rio Araçagi (canal do riacho 33) (Figura 66).

Todos os canais dos riachos estudados foram sub-divididos em dois seguimentos para obtenção dos resultados de RDEs, com exceção dos riachos Timbó e Tanques, que, por suas maiores extensões, foram subdivididos em três seguimentos, cada. Um dos motivos para escolha das sub-bacias citadas acima para aplicação do RDE foi sua total inserção na área de estudos, além de outros já especificados em sessões anteriores.

Os resultados obtidos com o RDE, em sua totalidade, com exceção do trecho 1 do riacho 17, revelaram valores que correspondem a anomalias de 2ª ordem. No canal do riacho Marmelada, que tem litologia uniforme, os resultados mostram que os dois trechos analisados apresentam valores que correspondem a canais que sofreram atividade tectônica recente ou neotectônica. No trecho 1, a jusante, foi obtido o valor de RDE_s/RDE_t de 5,13. Já no trecho 2, a montante do canal, esse valor foi ainda maior, de 5,34 (Tabela 1).

Figura 66 – Canais principais das sub-bacias hidrográficas com trechos selecionados para o cálculo do Índice de Relação Declividade/Extensão (RDE)



Fonte: Elaboração própria (2013).

Tabela 1 – Valores obtidos com a aplicação do índice RDE nas sub-bacias estudadas

Sub-bacia Hidrográfica/ Trecho	RDE Seguimento	RDE Total	RDE _s /RDE _t	Ordem de anomalia
Riacho Marmelada (1)	19,20	3,74	5,13	2ª ordem
Riacho Marmelada (2)	20,00		5,34	2ª ordem
Riacho Timbó (1)	40,77	8,99	4,53	2ª ordem
Riacho Timbó (2)	29,29		3,25	2ª ordem
Riacho Timbó (3)	43,70		4,86	2ª ordem
Riacho 17 (1)	6,15	4,20	1,46	—
Riacho 17 (2)	32,80		7,80	2ª ordem
Riacho 40 (1)	25,80	7,25	3,55	2ª ordem
Riacho 40 (2)	44,60		6,15	2ª ordem
Riacho Tanques (1)	33,20	6,52	5,09	2ª ordem
Riacho Tanques (2)	23,70		3,63	2ª ordem
Riacho Tanques (3)	40,10		6,15	2ª ordem
Riacho 33 (1)	57,40	8,22	6,98	2ª ordem
Riacho 33 (2)	40,10		4,87	2ª ordem

Nota: Os valores em vermelho representam os quatros canais com anomalias de RDEs/RDE_t mais expressivas.

Fonte: Elaboração própria (2013).

No canal do riacho Timbó, todos os seguimentos analisados demonstraram valores que correspondem a anomalias. No seguimento analisado que corresponde a seu baixo curso, o valor obtido foi de 4,53. Esse seguimento está localizado sobre as rochas metamórficas do Complexo São Caetano, porém, pela tolerância de ajuste de escala, ele pode ter sofrido influência do contato litológico das unidades do Complexo São Caetano e do Complexo Gnáissico-Migmatítico ou da sua proximidade do traço de foliação TF-3.

O segundo seguimento do canal do riacho Timbó apresentou o menor valor de RDE_s (3,35). Ao analisar o mapa geológico, observa-se que esse seguimento está erodindo duas unidades geológicas distintas: o Complexo Gnáissico-Migmatítico e a unidade da Rocha Vulcânica Félsica Itapororoca.

Esse fato pode alterar resultados de RDE_s/RDE_t , impondo à área que não sofreu atividade neotectônica valores correspondente a áreas com recente atividade. Porém, diante dos outros resultados já apresentados sobre essa região, a possibilidade desse valor representar realmente uma movimentação neotectônica não pode ser descartada.

O terceiro seguimento do riacho Timbó apresentou o maior valor de RDE_s/RDE_t , igual a 4,86. Nessa região, que corresponde ao seu alto curso, o canal de drenagem erode unicamente as rochas félsicas da unidade vulcânica. Portanto, o valor de RDE_s nesse seguimento representa de forma satisfatória a ocorrência de atividade neotectônica na configuração desse canal.

Nos dois seguimentos estudados no canal do riacho 17 foram encontradas as maiores diferenças nos valores de RDE_s/RDE_t . No trecho 1, de jusante, que corre sobre os sedimentos depositados pelo rio Mamanguape, o valor obtido foi de 1,46. Esse valor não representa atividade neotectônica na configuração do perfil longitudinal do canal de drenagem.

Já no segundo seguimento o valor de RDE_s obtido foi o maior da área da folha Araçaji (7,80). Embora esse setor esteja erodindo duas unidades geológicas distintas, o Complexo Gnáissico-Migmatítico e o Complexo São Caetano, o valor de RDE_s apresentado deve ser considerado adequado, visto que esse seguimento está inserido em uma área de estudo onde ocorrem diversas anomalias, como: formação dômica, padrão de drenagem radial centrífugo e padrão subparalelo, além de ser esse canal interceptado pelo falhamento F-1 e o traço de foliação TF-10.

É válido ressaltar que o traço de foliação TF-10 afeta claramente os cursos do riacho 27, um tributário do riacho 17 e o próprio canal do riacho 17. Deve-se ter bastante atenção nessa área, pelo fato de os riachos afetados, em parte, correrem sobre os sedimentos recentes depositados pelo rio Mamanguape. Dessa forma, o fato de esses canais terem sido afetados

por TF-10 e F-1 pode sugerir que essas estruturas foram reativadas em períodos recentes, caracterizando assim, movimentações neotectônicas sobre os sedimentos do rio Mamanguape.

Os dois seguimentos analisados no canal do riacho 40 apresentaram valores anômalos de RDE_s/RDE_t , tanto no trecho 1, com o valor de 3,55, quanto no trecho 2, onde o RDE_s/RDE_t apresentou um dos maiores valores da área de estudos (6,15). O riacho 40 está inserido em sua totalidade na unidade geológica do Complexo São Caetano e os valores de RDE obtidos podem ser justificados pelo fato de esse canal ser interceptado por 1 falhamento, a saber: F-9, e dois traços de foliação, TF-1 e TF-2.

No riacho Tanques foram analisados três seguimentos distintos. No trecho 1 do canal foi obtido o valor de RDE_s/RDE_t de 5,09, seguido de 3,63 no trecho 2 e 6,15 no trecho 3. Esses valores, que representam a ocorrência de atividade neotectônica na área da sub-bacia do riacho Tanques, são corroborados pela presença dos traços de foliação TF-5 e TF-7 que ocorrem nas proximidades dessa sub-bacia.

O fato de o canal do riacho Tanques, no seguimento do trecho 3, estar erodindo duas unidades geológicas diferentes, os Metagranitóides Tipo Riacho do Forno e o Complexo São Caetano, não deve ser interpretado como único responsável pelo valor anômalo de RDE_s/RDE_t obtido nesse trecho, visto que, como discutido em outras seções, essa área possivelmente foi afetada por atividades tectônicas e soerguimentos.

O riacho 33 apresentou no seu trecho 1 o segundo maior valor de RDE_s/RDE_t (6,98) e no trecho 2 o valor obtido foi de 4,87. Esses valores representativos de atividades neotectônica na configuração do canal fluvial podem ser explicados por dois motivos diferentes para esse canal: a) o primeiro refere-se ao fato de as falhas F-7 e F-8 possivelmente atingirem o trecho 1 e por o traço de foliação TF-6 deslocar consideravelmente a parte à montante do canal no trecho 2, e b) o segundo estaria pautado nas diferentes litologias que o riacho 33 está erodindo.

À montante, no seu alto curso, o riacho erode rochas do Complexo São Caetano, no seu médio curso as rochas erodidas fazem parte da unidade geológica Metagranitóides Tipo Riacho do Forno e em seu baixo curso novamente o riacho passa a fluir sobre as rochas metamórficas do Complexo São Caetano, enfrentando, assim, diferentes resistências devido às características físicas e químicas peculiares de cada unidade geológica.

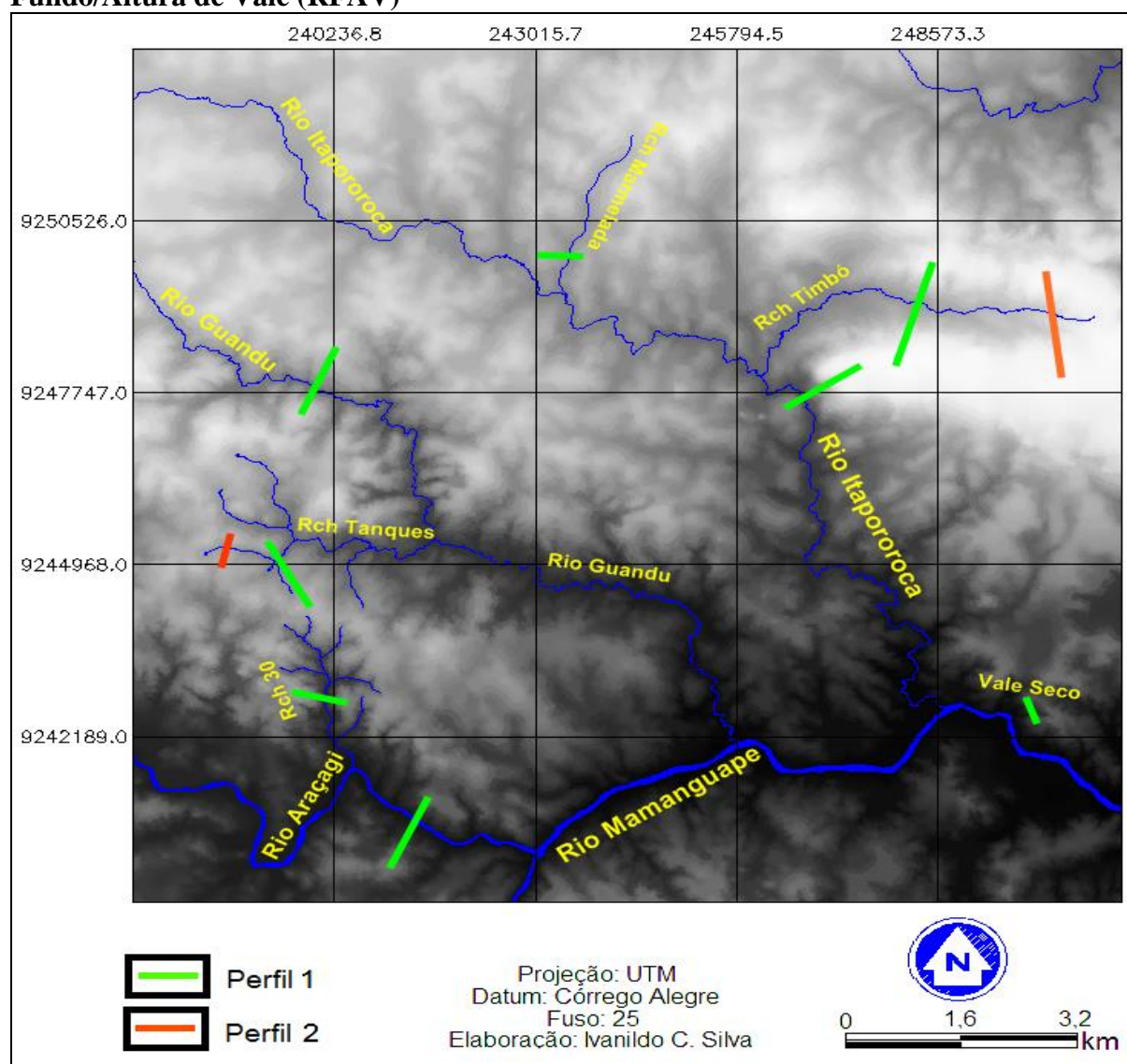
Pode-se observar que, nos seguimentos analisados, com exceção dos seguimentos do riacho 33, todos os trechos de jusante apresentaram valores de RDE menores que os trechos de montante. Esse fato já havia sido notado por Etchebehere *et al.* (2004) em estudos realizados na bacia do rio do Peixe-SP. Tal fato pode ser explicado pela regressão causada

pela erosão, que muitas vezes impõe ao alto curso dos canais fluviais uma declividade mais acentuada, como ocorre na presente pesquisa no canal do riacho Timbó.

6.4.2 Índice Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)

O RFAV foi aplicado nos canais principais das sub-bacias dos riachos Marmelada, Timbó, Tanques e riacho 30 e dos rios Guandu, Itapororoca e Araçagi, além de um perfil aplicado em um vale onde não está especificado na folha Araçaji nenhum tipo de drenagem, seja ela perene ou intermitente, que se convencionou chamar nesta pesquisa de vale Seco (Figura 67).

Figura 67 – Canais selecionados com perfis traçados para o cálculo do Índice de Razão Fundo/Altura de Vale (RFAV)



Fonte: Elaboração própria (2013).

Os resultados de RFAV serão considerados anômalos, com influência de atividade neotectônica na incisão do canal fluvial, quando atingirem valores menores que 1, e normais, sem a influência neotectônica sobre o canal, quando forem superiores a 1.

Os perfis aplicados nos canais dos riachos Marmelada, Tanques e no rio Araçagi atingiram valores que não representam anomalias na sua incisão (Tabela 2). Porém, é válido salientar que outros índices e a análise qualitativa apontaram características que são próprias de canais que sofreram atividades tectônicas recentes. Esses vales apresentam, em geral, forma em U, própria de cursos com valores de RFAV elevados.

Nos dois perfis aplicados no vale do riacho Timbó, a jusante e a montante do canal, foram obtidos os valores mais baixos de RFAV da área da folha Araçaji, respectivamente, 0,56 e 0,36. Esses valores de RFAV, somados às características qualitativas e aos resultados do índice RDE_s aplicado na área das Vulcânicas Félsicas Itapororoca, sugerem que essa unidade geológica foi afetada por atividade tectônica recente.

Tabela 2 – Variáveis morfométricas e valores obtidos com aplicação do índice RFAV nas sub-bacias estudadas

Bacias e sub-bacias hidrográficas	Largura do fundo do vale (m)	Elevação do divisor esquerdo (m)	Elevação do divisor direito (m)	Elevação média do fundo do vale (m)	RFAV
Riacho Marmelada (1)	63,3	116,8	115,0	95,3	3,07
Riacho Timbó (1)	50,0	196,4	180,3	100,0	0,56
Riacho Timbó (2)	13,0	177,0	180,3	142,7	0,36
Riacho Tanques (1)	144,6	108,0	112,1	89,3	6,96
Riacho Tanques (2)	47,6	117,5	113,1	100,0	3,11
Riacho 30 (1)	30,8	91,3	105,1	50,0	0,63
Rio Guandu (1)	38,0	130,3	129,6	80,3	0,76
Rio Itapororoca (1)	40,0	186,1	93,1	70,1	0,57
Rio Araçagi (1)	49,0	79,2	84,3	35,1	1,05
Vale Seco (1)	27,0	70,1	70,1	40,2	0,90

Nota: Os valores em vermelho representam os quatros canais com anomalias de RFAV mais expressivas.

Fonte: Elaboração própria (2013).

Nos canais do riacho 30 e do rio Guandu foram obtidos valores de RFAV de 0,63 e 0,76, respectivamente. Pelo fato de esses resultados terem sido obtidos em regiões já analisadas que demonstraram outros indícios da atuação de atividade neotectônica, como soerguimentos e falhamentos recentes, pode-se afirmar que os mesmos devem ser considerados como dados que reforçam a veracidade desses indícios.

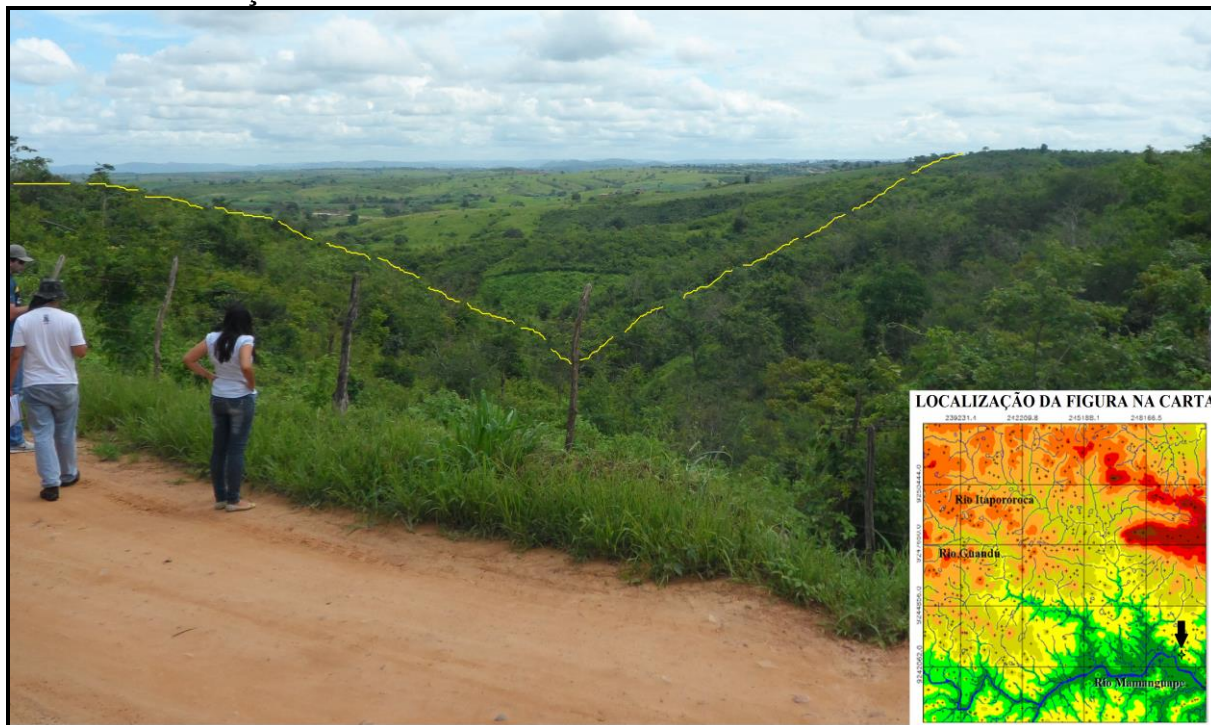
O valor de RFAV obtido no canal do rio Itapororoca (0,57) deve ser interpretado com maior cautela, pois no perfil aplicado nesse canal as margens esquerda e direita estão representadas por litologias diferentes. Porém os resultados apresentados nesse local não

devem ser descartados, visto que foi aplicado em uma área da carta onde a análise qualitativa e outros índices mostraram forte evidência de atividade tectônica recente.

No perfil aplicado no vale Seco o resultado obtido revelou o valor de RFAV de 0,90. O fato de esse vale (Figura 68) ter apresentado tal valor de RFAV e não constituir uma drenagem perene ou intermitente, sendo resultado apenas da incisão efetuada pelas enxurradas causadas pelas chuvas sazonais, sugere que o mesmo esteja desenvolvendo essa erosão sobre uma linha de fraqueza, que pode ser estabelecida por uma falha ou fratura. Portanto, como o valor de RFAV inferior a 1 representa vales que sofreram atividade neotectônica na sua configuração, pode-se afirmar que a erosão regressiva e a forte incisão verificadas no vale Seco podem ter como causa essa atividade.

Os canais que apresentaram valores de RFAV inferiores a 1 geralmente são formados por vales com formas em V. Os resultados apresentados nesses canais são similares a valores obtidos por El Hamdouni *et al.* (2008), na região de Sierra Nevada, ao sul da Espanha, uma região de limite convergente de placas litosféricas.

Figura 68 – Vale Seco com forma em V selecionado para aplicação de perfil para obtenção do índice RFAV

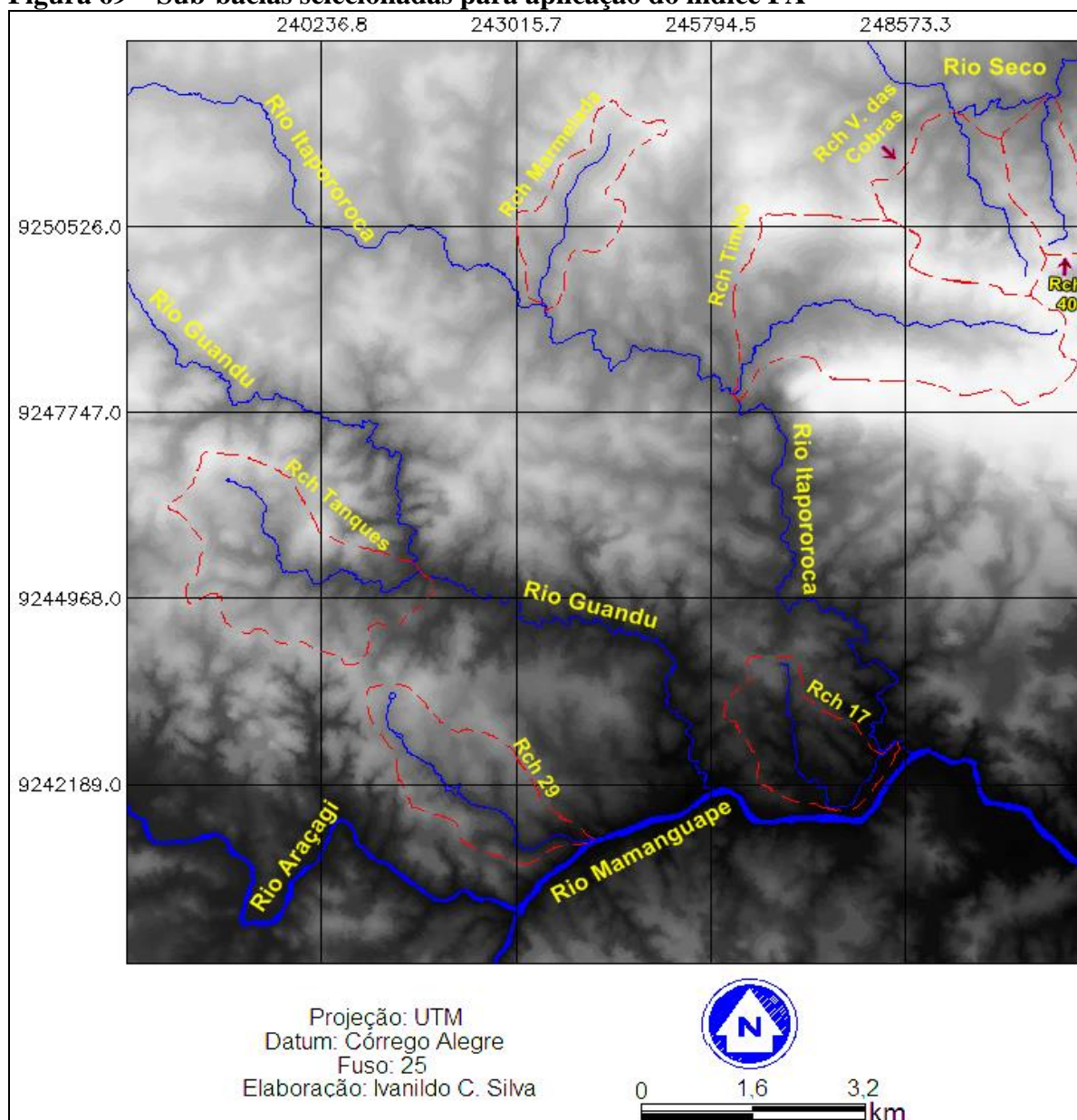


Fonte: Elaboração própria (2013).

6.4.3 Índice Fator Assimétrico (FA)

O índice FA foi aplicado em sete sub-bacias dos rios Seco, Itapororoca e Mamanguape. Foram escolhidas para aplicar o FA as sub-bacias dos riachos Marmelada, Timbó, Tanques, Várzea das Cobras, riacho 40, riacho 29 e riacho 17 (Figura 69).

Figura 69 – Sub-bacias selecionadas para aplicação do índice FA



Fonte: Elaboração própria (2013).

Como representantes de baixa assimetria na área da folha Araçaji podem ser citadas as sub-bacias dos riachos Timbó, com variação de assimetria de 3,86, do riacho 40, com variação de - 6,09, e a sub-bacia do riacho 17, com variação de assimetria de 4,19 (Tabela 3).

Tabela 3 – Valores obtidos com a aplicação do índice FA nas sub-bacias estudadas

Sub-bacia hidrográfica	Área da bacia (direita) km ²	Área total da bacia km ²	FA	FA -50
Riacho Marmelada	1,12	2,61	42,91	- 7,09
Riacho Timbó	4,88	9,06	53,86	3,86
Riacho Tanques	4,42	6,27	70,49	20,49
Riacho Várzea das Cobras	0,93	4,05	22,96	- 27,04
Riacho 40	0,83	1,89	43,91	- 6,09
Riacho 29	1,46	3,79	38,52	- 11,48
Riacho 17	1,68	3,10	54,19	4,19

Nota: a) os valores em vermelho representam as três sub-bacias com anomalias de FA mais expressivas; b) os valores negativos correspondem a basculamento para margem esquerda das sub-bacias.

Fonte: Elaboração própria (2013).

É válido destacar que a sub-bacia do riacho 17, apesar de apresentar baixo valor de variação de assimétrica, com os canais tributários de extensão similar em ambas as margens do canal principal, também apresenta uma diferenciação quanto às formas desses tributários no seu lado direito com relação ao lado esquerdo, o que, segundo a literatura sobre o assunto potencializa o significado tectônico da assimetria.

Nas sub-bacias do riacho Marmelada e do riacho 29 a variação de assimetria obtida foi considerada média com valores respectivos de -7,09 e -11,48. Ambas apresentam basculamento para suas margens esquerdas, sendo que apenas nessas margens de cada canal ocorrem a formação de canais tributários.

Os valores de FA mais elevados, considerados de alta variação assimétrica, foram registrados nas sub-bacias dos riachos Tanques, com variação de 20,49, e Várzea das Cobras, com variação de -27,04. Esses valores, somados às formas retilíneas e arqueadas visualizadas nos canais de drenagem e aos dados obtidos por meio da aplicação de outros índices e da análise qualitativa, reforçam a hipótese da configuração assimétrica dessas sub-bacias serem 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.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir dos resultados obtidos verificou-se que a combinação da análise qualitativa ou morfológica com a análise quantitativa ou morfométrica respondeu de forma satisfatória às expectativas levantadas nos objetivos desta pesquisa. O êxito dessa combinação pôde ser melhor evidenciado pelo fato de, nas regiões onde se observaram as maiores concentrações de formas anômalas nos canais fluviais e no relevo, os índices morfométricos apresentaram os valores mais representativos de atividade tectônica recente, mostrando, assim, uma ligação considerável entre a morfologia e a morfometria para análise e detecção de eventos neotectônicos na configuração da rede de drenagem e do relevo.

Observou-se que na análise qualitativa ou quantitativa deve-se levar em consideração os aspectos geológicos da região de estudo. Tal consideração é insistentemente mencionada nas bibliografias de âmbito internacional que abordam o tema, e foi percebida na presente pesquisa, além de outros indícios, pelo ajuste do canal principal do rio Itapororoca, do trecho compreendido entre as desembocaduras do riacho 1 e do riacho 4 ao limite de transição entre as unidades geológicas dos Metagranitóides Tipo Riacho do Forno e o Complexo São Caetano.

Com relação ao material cartográfico produzido, verificou-se, a partir da análise das cartas hipsométrica, clinográfica e do MDE, que as regiões mais movimentadas da folha Araçaji 1:25.000 estão localizadas no setor nordeste, pela influência da Unidade Vulcânica Félsica Itapororoca, no setor sudoeste nos vales dos rios Guandu e Araçagi e no baixo curso do rio Itapororoca, no setor sudeste. Essas características são reafirmadas pelas informações constantes na carta geomorfológica da área, por meio dos diferentes valores atribuídos às classes de dissecação.

Na análise qualitativa dos padrões e da rede de drenagem, observou-se que os padrões de drenagem da área de estudo foram elaborados por influência direta de dois elementos distintos. O primeiro refere-se aos falhamentos evidenciados pelos trechos de canais retificados e arqueados que descaracterizam os padrões de drenagem básicos e dá origem a padrões modificados, como o subdendrítico verificado na sub-bacia do riacho Tanques. O segundo elemento refere-se ao relevo, que condiciona na área da folha Araçaji o surgimento de padrões radiais em diversos pontos, padrão anelar e de padrões subparalelos no baixo curso do rio Itapororoca.

Com relação aos resultados obtidos com a aplicação dos índices morfométricos, pode-se afirmar que os mesmos foram satisfatórios e representaram de forma fiel as características

dos diferentes ambientes nos quais foram aplicados. É válido ressaltar que tais índices necessitam de ajustes para serem aplicados em regiões de margem continental passiva, como a costa brasileira, visto que foram pensados para serem aplicados em áreas de margem tectônica ativa, como a costa do Oceano Pacífico, na Costa Rica.

No entanto, o fato de áreas com relevo mais movimentados, que apresentam falhamentos verificados no material cartográfico, terem apresentado resultados de RDE e RFAV com valores representativos de atuação de eventos neotectônicos, justifica a consideração desses dados na presente pesquisa, mesmo em áreas de margem continental passiva.

Conclui-se, dessa forma, que a análise qualitativa combinada à análise quantitativa nos estudos geomorfológicos e da rede de drenagem trouxeram resultados confiáveis que se complementaram, além de terem sido fundamentais na detecção da atuação de eventos neotectônicos no modelado geomorfológico e da rede de drenagem da área da folha Araçaji 1:25.000. E, por fim, entende-se, também, que tanto o material cartográfico produzido como as análises qualitativas e quantitativas podem ser utilizadas para orientar outras pesquisas e para fins de planejamento ambiental e/ou territorial.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. O Planalto da Borborema na Paraíba. **Boletim Paulista de Geografia**. São Paulo, n. 14, p. 55-66, 1952.
- ABREU, A. A. A teoria geomorfológica e sua edificação: análise crítica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, ano 4, n. 2, p. 51-67, 2003.
- 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) – INPE, São José dos Campos, 2010.
- ARGENTO, M. S. F. Mapeamento geomorfológico. In: GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases conceituais**. 10. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2008. Cap. 9, p. 365-392.
- 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, M. E. F. **Geomorfologia e tectônica da Folha Jacumã 1:25.000**. 2010. 117 f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2013.
- 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.
- BELTRÃO, B. A.; MORAIS, F.; MASCARENHAS, J. C.; MIRANDA, J. L. F.; SOUZA JUNIOR, L. C.; MENDES, V. A. **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea: diagnóstico do município de Itapororoca**. Recife: CPRM/PRODEEM, 2005.
- BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITA-FINZE, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, n. 14, p. 61-75, 2001.
- _____; BRITO NEVES, B. B.; CORRÊA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin – The Cariátá trough, northeastern Brazil. **Geomorphology**, n. 97, p. 555–582, 2008.
- BRITO NEVES, B. B.; ALBUQUERQUE, J. P. T.; COUTINHO, J. M. V.; BEZERRA, F. H. R. Novos dados geológicos e geofísicos para a caracterização geométrica e estratigráfica da sub-bacia de Alhandra (sudeste da Paraíba). **Geol. USP, Sér. Científica**, v. 9, n. 2, p. 63-87, jun. 2009.

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

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

_____; 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.

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

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

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

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

CHAVES, M. de A. **Modelos Digitais de Elevação hidrologicamente consistentes para a bacia Amazônica**. 2002. 115f. Tese (Doutorado). Programa de Pós-Graduação em Ciência Florestal, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa-MG: UFV, 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: Edgard Blucher, 1980.

_____. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Edgard Blucher, 1981.

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

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

COELHO NETO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia**: uma atualização de bases conceituais. 10. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2012. p. 93-148.

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

CORRÊA, A. C. B.; FONSÊCA D. N. Lineamentos de drenagem e de relevo como subsídio para a caracterização morfoestrutural e reativações neotectônicas da área da bacia do rio Preto, serra do Espinhaço Meridional – MG. **Revista de Geografia**. Recife, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, p. 72-83, set. 2010.

COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JÚNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. E. L.; COSTA, M. L.; FERNANDES, J. M. G. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **Geonomos**, v. 4, n. 2, p. 23-44, 1996.

CUNHA, S. B. Geomorfologia fluvial. In: GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases conceituais**. 10. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2012. p. 211-252.

DEINFRA-SC – DEPARTAMENTO ESTADUAL DE INFRA-ESTRUTURA DO ESTADO DE SANTA CATARINA. **Instruções normativas para o uso de simbologias em perfis individuais de sondagem e sessões geológicas (IN-03/94)**. Florianópolis: DEINFRA, 1994. Disponível em: <http://www.deinfra.sc.gov.br/jsp/relatorios_documentos/doc_tecnico/download/engenharia_rodoviaria/IN-03.pdf>. Acesso em: 1 mar. 2013.

DOMINGUES, A. J. P. Aspectos físicos do Meio-Norte e do Nordeste. In: IBGE. Conselho Nacional de Geografia (Org.). **Paisagens do Brasil**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1962. p. 171-182.

EICHER, D. L. **Tempo geológico**. São Paulo: Edgard Blücher, 1996.

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.

_____; _____. 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.

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

FREITAS, G. M. A. **Caracterização geomorfológica e morfométrica da Folha Alhandra 1:25.000**. 2012. 125f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia. Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa: UFPB, 2012.

FURRIER, M. **Caracterização geomorfológica e do meio físico da folha João Pessoa 1:100.000**. 2007. 213f. Tese (Doutorado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas (FFLCH), Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

_____; ARAÚJO, M. E.; MENESES, L. F. de. Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no estado da Paraíba. **Geol. USP Sér. Científica**, v. 6, n. 2, p. 61-70, out. 2006.

GOOGLE. **Google Earth**. Disponível em: <<http://www.google.com.br/intl/pt-PT/earth/>>. Acesso em: 20 jan. 2014.

GRANNEL-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.

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

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

HERZ, R.; DE BIASE, M. **Critérios e legendas para macrozoneamento costeiro**. Brasília: Ministério da Marinha/Comissão Interministerial para os Recursos do Mar, 1989.

HÉTU, B. Uma geomorfologia socialmente útil: os riscos naturais em evidência. **Mercator**, Fortaleza-CE, ano 2, n. 3, p. 83-97, 2003.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M. C. Neotectônica no planalto de Campos do Jordão, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 375-384, 2001.

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. rev. ampl. Recife: Bagaço, 2008.

KOHLER, H. C. A escala na análise geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Belo Horizonte-MG, v. 2, n. 1, p. 21-33, 2001.

- LEOPOLD, L. B.; MADDOCK JR., T. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. **Geological Survey Professional Paper**, n. 252, p. 1-56, 1953.
- LIBAULT, A. Os quatro níveis da pesquisa geográfica. **Métodos em questão**. São Paulo: IGEOG-USP, n. 1, p. 1-14, 1971.
- LIMA, C. C. U. O Neotectonismo na costa do Sudeste e do Nordeste Brasileiro. **Revista de Ciência e Tecnologia**, n. 15, p. 91-102, 2000.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 37-46, 2011.
- _____; _____. 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.
- MANTELLI, L. R.; ROSSETTI, D. F. Significado tectônico de lineamentos de drenagem no sudoeste da ilha do Marajó. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 1, p. 42-54, 2009.
- MANTOVANI, M. S. M.; SHUKOWSKY, W.; BRITO NEVES, B. B.; RUGENSKI, A. Gravimetric study of a potential mineral deposit in the Itapororoca region, Brazil. **Geophysical Prospecting**, v. 56, n. 5, p. 751-760, 2008.
- MARKOVIĆ, M.; PAVLOVIĆ, R.; ČUPKOVIĆ, T.; ŽIVKOVIĆ, P. Structural pattern and neotectonic activity in the wider Majdanpek area (NE Serbia, Yugoslavia). **Acta Montanistica Slovaca Ročník**. v. 1, n. 2, p. 151-158, 1996.
- MARQUES, J. S. Ciência geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases conceituais**. 10. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2012. p. 23-50.
- MARTINEZ, M. **Aplicação de parâmetros morfométricos de drenagem na bacia do Rio Pirapó: o perfil longitudinal**. 2005. 96f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia do Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2005.
- MCKEOWN, F. A.; JONES-CECIL, M.; ASKEWCB, L.; MCGRATH, M. B. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, eastern Ozark Mountains region. U.S. **Geological Survey Bulletin**, n. 1807, p. 1-39, 1988.
- MEDEIROS, V. C. de. **Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brigida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil**. 2004. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica). Centro de Ciências Exatas e da Terra – Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004.
- _____; JARDIM DE SÁ, E. F. O Grupo Cachoeirinha (Zona Transversal, NE do Brasil) redefinição e proposta de formalização. **Revista de Geologia**, v. 22, n. 2, p. 124-136, 2009.

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.

OLIVEIRA, R. G. Deconvolução Euler 3D e Modelagem Direta 2,5D das anomalias aeromagnéticas relacionadas com as intrusões magmáticas de Itapororoca (PB) e Pureza (RN), NE do Brasil. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 11., 2009, Salvador. **Anais...** Salvador, 2009. p. 1-6.

PARAÍBA. Secretaria de Estado da Ciência e Tecnologia e do Meio Ambiente (SECTMA); Agência Executiva de Gestão de Águas do Estado da Paraíba (AESA). **Plano Estadual de Recursos Hídricos**: resumo executivo e atlas. Brasília/DF: Consórcio TC/BR – Concremat, 2006.

PEDERSON, J. L.; TRESSLER, C. Colorado River long-profile metrics, knickzones and their meaning. **Elsevier, Earth and Planetary Science Letters**, 345-348, p. 171-179, 2012.

PEDROSA, A. S. As vertentes na área de S. Miguel-o-Anjo: contributo para o estudo de sua evolução. **Revista da Faculdade de Letras-Geografia**, Porto, v. 5, p. 83-170, 1989.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de geomorfologia**. Rio de Janeiro: FIBGE, 1974.

PEULVAST, J. P.; CLAUDINO SALES, V. Aplainamento e geodinâmica: revisitando um problema clássico em geomorfologia. **Mercator**, ano 1, n. 1, p. 113-150, 2002.

PINHEIRO, J. M.; CASTRO, D. L.; RODRIGUES, R. S.; FUCK, R. A. Seção gravimétrica transversal à Província Borborema: Transecta 2 entre Anguera (BA) e Macau (RN). In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 13., 2013, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, 2013. p. 1-5.

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

PORTO, K. C.; CABRAL, J. J. P.; TABARELLI, M (Org.). **Brejos de altitude em Pernambuco e Paraíba**: história natural, ecologia e conservação. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2004.

RIBEIRO, A. C. Tectonic history and the biogeography of the freshwater fishes from the coastal drainages of eastern Brazil: an example of faunal evolution associated with a divergent continental margin. **Neotrop. Ichthyol.**, v. 4, n. 2, p. 225-246, 2006.

RICCOMINI, C.; ALMEIDA, R. P.; GIANNINI, P. C. F.; MANCINI, F. Processos fluviais e lacustres e seus registros. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.;

TAIOLI, F. (Org.). **Decifrando a Terra**. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. Cap. 11, p. 306-333.

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

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

RODRIGUES, C.; ADAMI, S. Técnicas fundamentais para o estudo de bacias hidrográficas. In: VENTURI, L. A. B (Org.). **Praticando geografia: técnicas de campo e laboratório**. São Paulo: Oficina de textos, 2009. p. 131-166.

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. Geomorfologia aplicada aos EIAs-RIMAs. In: GUERRA, A. J. T; CUNHA, S. B. da (org.). **Geomorfologia e meio ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. Cap. 6, p. 291-336.

_____. **Geomorfologia, planejamento e meio ambiente**. São Paulo: Contexto, 2001.

_____. 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.

_____. Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia da FFLCH/USP**, n. 4, p. 25-39, 1985.

_____; 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. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.

SALAMUNI, E. **Tectônica da bacia sedimentar de Curitiba (PR)**. 1998. 235f. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista-UNESP, Rio Claro-SP, 1998.

SALES, A. O.; SANTOS, E. J.; LIMA, E. S.; SANTOS, L. C. M. L.; BRITO NEVES, B. B. Evolução petrogenética e tectônica do evento Cariris Velhos na região de Afogados da Ingazeira (PE), Terreno Alto Pajeú, Província Borborema. **Geol. USP, Série Científica**, São Paulo, v. 11, n. 2, p. 101-121, ago. 2011.

SANTOS, E. J.; FERREIRA, C. A.; SILVA JÚNIOR, J. M. F. (Org.) **Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba**. Recife-PE: Ministério das Minas e Energia; CPRM, 2002, 142 p. il. 2 mapas. Escala 1:500.000.

SANTOS, L. C. M. de L. **O Paleoproterozoico (2.3 a 1.6 Ga) do Terreno Alto Moxotó, Província Borborema:** significado e implicações para o Gondwana Ocidental. 2012. 124f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília-DF, 2012.

SANTOS, L. J. C.; OKA-FIORI, C.; CANALI, N. E.; FIORI, A. P.; SILVEIRA, C. T.; SILVA J. M. F.; ROSS, J. L. S. Mapeamento geomorfológico do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, ano 7, n. 2, p. 3-12, 2006.

SEBEER, L.; GOMITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, n. 92, p. 335-367, 1983.

SIBSON, R. H. Fault rocks and fault mechanisms. **Geol. Soc. London**, v. I33, p. 191-213, 1977.

SILVA, P. G.; GOY, J. L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. **Geomorphology**, v. 50, n. 1, p. 203-225, 2003.

SILVA, T. I.; RODRIGUES, S. C. Tutorial de cartografia geomorfológica Arcgis 9.2 e Envi 4.0. **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 3, n. 2, 2009.

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

SLATTERY, S. Neotectonic features and landforms assessment. **Neotectonics Assessment**. n. 19, p. 1-60, 2011.

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

SOUZA, L. 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.

STEVENS, P. O.; MENESES, L. F. Elaboração de Modelos Numéricos do Terreno no Spring representando o relevo da bacia hidrográfica do rio Aratú. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOPROCESSAMENTO E SENSORIAMENTO REMOTO, 3., 2006, Aracaju. **Anais...** Aracaju-SE, 2006.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, p. 1117-1142, 1952.

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

SUDENE – SUPERINTENDÊNCIA DE DESENVOLVIMENTO DO NORDESTE. **Carta topográfica Araçaji (Folha SB.25-Y-A-V-3-NE)**. Recife: Sudene, 1974. Escala 1:25.000.

_____. **Saliente Nordestino**: carta topográfica. Recife: Sudene, 2010. Escala 1:25.000.

SUGUIO, K. A importância da geomorfologia em geociências e áreas afins. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, n. 1, p. 80-87, 2000.

_____. **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.

TOKAREV, V.; GOSTIN, V. Morphotectonic evolution of the western portion of the Mt Lofty Ranges. In: ANZGG MEETING, 10., 2002, Kalgoorlie-Australia. **Anais...** Kalgoorlie, 2002.

TROLL, C. Teor, problemas e métodos de pesquisa geomorfológica. **Boletim Geográfico – IBGE**, ano 32, n. 334, p. 102-134, 1973.

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

_____; 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, p. 239-265, 1988.

ANEXO

ANEXO A – CARTA HIPSOMÉTRICA DA ÁREA DE ESTUDO

ANEXO B – CARTA CLINOGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO

ANEXO C – CARTA GEOMORFOLÓGICA DA ÁREA DE ESTUDO