



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE GEOGRAFIA, DESENVOLVIMENTO E MEIO AMBIENTE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

ADSSON ANDRÉ DA SILVA GOMES

**CONTROLE ESTRUTURAL DA DRENAGEM E RELEVO DAS BACIAS
HIDROGRÁFICAS DO NORDESTE DE ALAGOAS**

**MACEIÓ/AL
2020**

ADSSON ANDRÉ DA SILVA GOMES

**CONTROLE ESTRUTURAL DA DRENAGEM E RELEVO DAS BACIAS
HIDROGRÁFICAS DO NORDESTE DE ALAGOAS**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal da Alagoas, como requisito para obtenção do grau de **Mestre em Geografia**.

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Nivaneide Alves de Melo Falcão

Co-orientador: Prof. Dr. Kleython de Araujo Monteiro

MACEIÓ/AL
2020

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico

Bibliotecário: Marcelino de Carvalho Freitas Neto – CRB-4 – 1767

G633c Gomes, Adsson André da Silva.
Controle estrutural da drenagem e relevo das bacias hidrográficas do nordeste de Alagoas / Adsson André da Silva Gomes. – 2020.
112 f. : il. color.

Orientadora: Nivaneide Alves de Melo Falcão.
Co-orientador: Kleython de Araújo Monteiro.
Dissertação (mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente. Maceió, 2020.

Bibliografia: f. 108-112.

1. Bacias hidrográficas - Morfoestruturas. 2. Relevo (Geografia) - Lineamento. 3. Perfil longitudinal (Geodésia). I. Título.

CDU: 911.2:556.51(813.5)

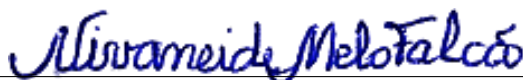
ADSSON ANDRÉ DA SILVA GOMES

**CONTROLE ESTRUTURAL DA DRENAGEM E RELEVO DAS BACIAS
HIDROGRAFICAS DO NORDESTE DE ALAGOAS**

Dissertação de Mestrado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal da Alagoas, como requisito para obtenção do grau de Mestre em Geografia.

Defendido em 27/04/2020

BANCA EXAMINADORA



Prof.^a. Dr.^a. Nivaneide Alves de Melo Falcão - Orientadora



Prof. Dr. Melchior Carlos do Nascimento - Membro Interno PPGG/UFAL



Prof. Dr. Bruno Ferreira - Membro Externo – UFAL

A minha família, em especial a Sevirina Otília da Silva, Ádina José da Silva e Itamar Otília da Silva Santos. Mulheres fortes que puderam prestigiar o seu neto/filho/sobrinho Mestre em Geografia.

AGRADECIMENTOS

Os meus mais sinceros agradecimentos a todos os meus professores do Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente por todo o conhecimento a mim passado nesse período que marcou minha vida. Aos meus orientadores Nivaneide Alves de Melo Falcão e Kleython de Araujo Monteiro por toda paciência e dedicação na condução do trabalho realizado.

Agradeço aos professores Bruno Ferreira e Melchior Carlos do Nascimento, por aceitarem compor a banca avaliadora e por se mostrarem atenciosos e dedicados com sugestões que contribuíram grandemente para a evolução deste trabalho.

Agradeço a Universidade Federal de Alagoas, a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Alagoas e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior por tornar esta pesquisa possível, e todos os colegas que contribuíram de forma direta ou indireta para a condução deste trabalho.

Agradeço também a Ana Carolina Cavalcante de Lima por toda compreensão, carinho e amor, assim como por todo seu apoio na realização desse trabalho.

Agradeço a minha mãe Ádina José da Silva por sempre acreditar e me apoiar sem importar as condições.

RESUMO

Este trabalho consiste na aplicação de parâmetros morfométricos para a análise da influência estrutural no relevo nas quatro bacias hidrográficas localizadas no nordeste alagoano, são elas: Mundaú, Manguaba, Camaragibe e Jacuípe. Objetivou analisar a influência que a estrutura geológica apresenta na rede de drenagem da área com a utilização de produtos de sensoriamento remoto e técnicas de geoprocessamento, portanto, a identificação de descontinuidades estruturais, análise dos processos tectônicos nas formas de relevo e os aspectos geomorfológicos. Para isso, foram elaborados cálculos do índice Relação Declividade-Extensão (RDE) de acordo com as linhas de altitude da área, em um intervalo altimétrico de 15 metros. Posteriormente foi realizada a extração de lineamentos de relevo e drenagem em imagens de relevo sombreado, com ângulos de iluminação azimutal de 45°, 90°, 315° e 360°, utilizando dados do modelo digital de elevação ALOS PALSAR. Utilizou-se também da aplicação da estatística e geração dos gráficos de rosetas na espacialização da direção preferencial de lineamentos de relevo. Nesse aspecto, foi possível identificar na área de estudo padrões de drenagem controlados por estruturas como Treliça, Paralela, Dendrítica e Contorcida. Os lineamentos mostraram um direcionamento preferencial para NE e E, concordantemente com as principais zonas de cisalhamento, responsável pelo direcionamento das maiores drenagens dos rios Jacuípe e Camaragibe. Numa menor frequência, porém maior relevância os lineamentos apresentaram sentido SE nas bacias do rio Mundaú e próximo aos estuários das bacias do Camaragibe e Mundaú. A partir da aplicação do índice RDE, foi possível identificar trechos/pontos anômalos de primeira ordem nos quais representavam descontinuidades estruturais, expressas por quedas d'águas, corredeiras, sinais na drenagem que indiquem influência litoestrutural. Essas descontinuidades foram evidenciadas com registros fotográficos em idas a campo. Foi possível notar descontinuidades em altitudes semelhantes para as bacias hidrográficas, assim como setores mais expressivos entre todos os rios. No total foram apresentadas 37, 20, 23 e 3 anomalias de primeira ordem nas bacias dos rios Mundaú, Camaragibe, Jacuípe e Manguaba, respectivamente. O Camaragibe mostrou ser controlado por zonas de contato entre formações litológicas e fragilidades causadas por falhas. Enquanto a bacia do rio Jacuípe apresentou uma influência causada por afloramentos litológicos de rochas gnáissicas e migmatíticas entre os complexos Cabrobó e Belém do São Francisco e pela condução da drenagem por grandes zonas de cisalhamento, mostrando um padrão em treliça em seu alto curso. Este estudo apresentou o entendimento do contexto geológico e geomorfológico e os processos estruturais atuantes nas bacias hidrográficas do Nordeste de Alagoas, compreendidos a partir do comportamento da rede de drenagem, seus padrões, formas e morfometria, incluindo o índice RDE. Espera-se que a contribuição deste estudo, auxilie no planejamento, tomada de decisão e avaliação territorial dos municípios, uma vez que demarcam áreas do ponto de vista hídrico e explicam o comportamento e a dinâmica do rio, possibilitando o conhecimento sobre questões socioambientais e econômicas.

Palavras-chave: Morfoestruturas; Lineamentos de relevo; Perfil Longitudinal; Nordeste Oriental.

ABSTRACT

This work consists of the application of morphometric parameters for the analysis of the structural influence on the relief in the four hydrographic basins located in northeastern Alagoas, among them: Mundaú, Manguaba, Camaragibe and Jacuípe. It aimed to analyze the influence that the geological structure has on the drainage network of the area with the use of remote sensing products and geoprocessing techniques, therefore, the identification of structural discontinuities, analysis of tectonic processes in the forms of relief and the geomorphological aspects. For that, calculations of the Declivity-Extension Ratio (RDE) were made according to the altitude lines of the area, in an altimetric range of 15 meters, according to Seeber and Gornitz (1980), and the extraction of relief lines was carried out and drainage in shaded relief images, with azimuth lighting angles of 45°, 90°, 315° and 360°, according to the methodology of Chiesse (2004), using data from the digital elevation model ALOS PALSAR. It was also used the application of statistics and generation of rosette graphs in the spatialization of the preferred direction of drainage frequency and relief lines. In this regard, it was possible to identify drainage patterns controlled by structures such as Truss, Parallel, Dendritic and Contorted in the study area. The lines showed a preferential direction for NE and E, the same direction as the main shear zones, responsible for directing the largest drainages of the Jacuípe and Camaragibe rivers. Less frequently, but more relevant, the lineaments showed SE direction in the basins of the Mundaú river and close to the estuaries of the Camaragibe and Mundaú basins. From the application of the RDE index, it was possible to identify anomalous stretches / points of the first order in which they represented land breaks or discontinuities, expressed by waterfalls, rapids, signs in the drainage that indicate geological or tectonic influence. These breakages were evidenced with photographic records in field trips. It was possible to notice areas of similar level elevations for hydrographic basins, as well as more expressive sectors among all rivers. In total 37, 20, 23 and 3 first order anomalies were presented in the basins of the Mundaú, Camaragibe, Jacuípe and Manguaba rivers, respectively. Camaragibe has been shown to be controlled by contact zones between lithological formations and fragilities caused by geological faults. While the Jacuípe river basin showed an influence caused by a parallel outcrop between the Cabrobó and Belém do São Francisco complexes and by the drainage conduction through large shear zones, showing a lattice pattern in its high course. This study presented the understanding of the geological and geomorphological context and the structural processes acting in the hydrographic basins of the Northeast of Alagoas, understood from the behavior of the drainage network, its patterns, shapes and morphometry, including the RDE index. It is hoped that the contribution of this study will help the city planners and managers in strategic terms, as they demarcate areas from a water point of view and explain the river's behavior and dynamics, enabling knowledge about socio-environmental and economic issues.

Key words: Structural geomorphology, Lineaments, Longitudinal profile.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Classificação de padrões de canais quanto a sua forma: retilíneo, meandrante, entrelaçado e anastomosado. Quanto ao tipo de carga: carga de fundo, carga mista e carga suspensa. _____	17
Figura 2: Classificação da drenagem com o controle estrutural do substrato. _____	21
Figura 3: Relação pressão hidrostática/ litostática e temperatura na deformação natural da rocha. ____	28
Figura 4: Algumas diáclases de estrutura de um plúton. _____	29
Figura 5: Classificação de falhas com base no movimento relativo entre blocos adjacentes. (a) falha normal; (b) falha reversa; (c) falha transcorrente; (d) oblíqua. _____	30
Figura 6: (A) Falha normal; (B) Morfologia de terreno em consequência da falha; (C) Onde uma falha inversa determina o represamento de um rio; (D) Falhamento horizontal, que produz uma flexão bruta de um rio. _____	32
Figura 7: Angularidades associadas a falhamentos. _____	33
Figura 8: Esquema de dobras em substrato acamado. _____	33
Figura 9: Desenvolvimento de um escudo a partir de uma cadeia de montanha. _____	36
Figura 10: Localização da área do estudo _____	39
Figura 11: Localização da Bacia do Rio Mundaú _____	40
Figura 12: Localização da Bacia do Rio Camaragibe _____	41
Figura 13: Localização da Bacia do Rio Manguaba _____	42
Figura 14: Localização da Bacia do Rio Jacuípe _____	43
Figura 15: Unidades geotectônicas pós transamazônicas do sistema Borborema. _____	45
Figura 16: Mapa esquemático da paleogeografia final de Gondwana Ocidental. Esboço de cenário paleogeográfico do fecho do Ciclo Brasileiro-Pan Africano, mostrando os principais segmentos colidentes (placas, micropalacas, terrenos) e os principais tipos de faixas móveis gerados: QPC = faixas marginais a quartzito-pelito-carbonato; faixas vulcanossedimentares ou interiores + BVAC (vulcânicas bi-modais, arcóseos, conglomerados) e greenstone (predomínio de vulcânicas tholeiíticas sobre sedimentos imaturos) e remanescentes de fundo oceânico. Fonte: Almeida et al. 2000 SL-WA = São Luís; West Africa; CA = Amazonas; PR = Parnaíba; RN = Rio Grande do Norte; CGT = Central Goiás Tocantins; SFCKA= São Francisco– Congo–Angola; PP = Paranapanema; KS = Separação do cretáceo superior; KAL = Kalahari; RP = Rio de La Prata; PA = Pampia; AA = Arequipa. _____	46
Figura 17: Modelo esquemático das diversas fases da evolução. _____	47
Figura 18: O Sistema Orogênico Borborema. Zonas de cisalhamento: os maiores, Pernambuco e Patos, traços em preto, separando os três setores; os menores, traços em azul, separando os domínios. Os nomes dos domínios estão indicados em azul e vermelho; as designações das zonas de cisalhamento, em verde, localização da área estudada representada pelo quadrado vermelho. _____	48
Figura 19: Esquema geológico geral da província Borborema _____	49
Figura 20: Mapa geológico da área de estudo. _____	51
Figura 21: Os domínios Pernambuco-Alagoas ao norte, Sergipano, Itabaiana-Simão Dias e Jirau do Ponciano ao sul, localização da área estudada representada pelo quadrado vermelho _____	52
Figura 22: Estruturas tectônicas na área de estudo _____	57
Figura 23: Malha hidrográfica do Rio Mundaú _____	59
Figura 24: Malha hidrográfica do Rio Camaragibe _____	60
Figura 25: Malha hidrográfica do Rio Manguaba _____	61
Figura 26: Malha hidrográfica do Rio Jacuípe _____	62
Figura 27: Regime climático da área de estudo _____	64
Figura 28: Interface da ASF, disponível para download do modelo ALOS PALSAR. _____	65
Figura 29: Correção do satélite ALOS PALSAR, a esquerda não corrigida e a direita corrigida. ____	66
Figura 30: Articulação das folhas do modelo ALOS. _____	67

Figura 31: Plataforma GeoSGB, Companhia de pesquisa de recursos minerais (CPRM).	68
Figura 32: Mapa das rotas percorridas para as verificações em campo dos trechos de anomalia de primeira ordem.	72
Figura 33: Anomalias de primeira ordem na parte alta da bacia do Rio Mundaú.	75
Figura 34: Perfil longitudinal do Rio Mundaú e seus respectivos valores do índice RDE.	76
Figura 35: (A) Área na segunda quebra de patamar do Mundaú. (B) Rio Mundaú na cidade de Santana do Mundaú, mais próximo das áreas dos corpos graníticos.	77
Figura 36: Perfil longitudinal do Rio Canhoto e seus respectivos valores do índice RDE.	79
Figura 37: Perfil longitudinal do Rio Inhaúma e seus respectivos valores do índice RDE.	80
Figura 38: (A) leito rochoso do Rio Inhaúma onde apresenta anomalias de primeiro grau. (B) Vertentes no mesmo trecho do Rio Inhaúma.	81
Figura 39: Anomalias de primeira ordem no baixo curso da bacia hidrográfica do Rio Mundaú.	82
Figura 40: Perfil longitudinal do Rio Satuba e seus respectivos valores do índice RDE.	83
Figura 41: Anomalias de primeira ordem da bacia do Rio Camaragibe.	84
Figura 42: Perfil longitudinal do Rio Camaragibe e seus respectivos valores do índice RDE.	85
Figura 43: (A) Leito Rochoso do Rio Camaragibe na primeira descontinuidade do perfil longitudinal. (B) Encostas próxima a primeira descontinuidade.	86
Figura 44: (A) Leito Rochoso do Rio Camaragibe na segunda descontinuidade do perfil longitudinal. (B) Trecho do Rio Camaragibe, mais a baixo da área onde apresentaram-se as anomalias. (C) Rio Tiririca sobre zona de cisalhamento transcorrente.	87
Figura 45: (A) Leito Rochoso do Rio Camaragibe na última descontinuidade do perfil longitudinal. (B) superfície de sedimentos após o último trecho anômalo do Camaragibe.	88
Figura 46: Perfil longitudinal do Rio Camaragibe Mirim e seus respectivos valores do índice RDE.	88
Figura 47: Quedas d'água em sequência no trecho anômalo do Rio Camaragibe Mirim (A) primeira queda, (B) segunda queda.	89
Figura 48: Perfil longitudinal de Rio Tiririca e seus respectivos valores do índice RDE.	90
Figura 49: Anomalias de primeira ordem na bacia hidrográfica do Rio Jacuípe.	91
Figura 50: Perfil longitudinal do Rio Jacuípe e seus respectivos valores do índice RDE.	92
Figura 51: (A) Vales e planícies de inundação após a ocorrência das anomalias de drenagem no Rio Jacuípe. (B) Trecho do Rio Jacuípe que apresenta anomalias.	93
Figura 52: Perfil longitudinal do Rio Jiboia da Taquara e seus respectivos valores do índice RDE.	94
Figura 53: Trecho de anomalias de primeira ordem do Rio Jiboia da Taquara.	95
Figura 54: Perfil longitudinal do Rio Juazeiro e seus respectivos valores do índice RDE.	95
Figura 55: Anomalias de primeira ordem na bacia hidrográfica do Rio Manguaba.	96
Figura 56: Perfil longitudinal do Rio Manguaba e seus respectivos valores do índice RDE.	97
Figura 57: Trecho de anomalia de primeira ordem do Rio Manguaba.	98
Figura 58: Rota e visão de feições causadas por rejeito direcional entre o divisor de águas entre as bacias hidrográficas do Rio Camaragibe e Rio Manguaba.	99
Figura 59: Mapa dos lineamentos de relevo (45°, 90°, 315° e 360°) observados na área de estudo.	101
Figura 60: Moda dos lineamentos estruturais na área de estudo.	102
Figura 61: Principais grupos de lineamentos de acordo com a tendência das direções predominantes: (a) Direção NE / 70-50; (b) Direção NE / 30-10, NE / 50-30; (c) Direção NE / 0-10; (d) Direção NW / 10-90.	103
Figura 62: Rosetas de direcionamento preferencial de todos os lineamentos estruturais observados na área de estudo.	104

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Principais padrões de drenagem e suas relações com a estrutura geológica. _____	22
Quadro 2: Morfologia das anomalias de drenagem e seus conceitos. _____	25
Quadro 3: Tipos de dobramento. _____	34
Quadro 4: Ciclos tectônicos brasileiros. O ciclo atual está em desenvolvimento desde a ruptura do Gondwana _____	44
Quadro 5: Características do modelo ALOS PALSAR. _____	65
Quadro 6: Nomenclaturas dos recortes cartográficos das bacias do litoral norte de Alagoas. _____	66
Quadro 7: Valores absolutos dos lineamentos observados nas imagens de relevo sombreado de todos os azimutes (45°, 90°, 315° e 360°). _____	100

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	13
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	15
2.1. INFLUÊNCIA ESTRUTURAL NOS CANAIS FLUVIAIS.....	15
2.1.1. PERFIL LONGITUDINAL.....	15
2.1.2. MORFOLOGIA DOS CANAIS FLUVIAIS.....	16
2.1.3. PADRÕES DA REDE DE DRENAGEM E ANOMALIAS.....	20
2.2. RELEVO EM ESTRUTURA DE FALHAS.....	28
2.3. RELEVO EM DOBRAS.....	33
2.4. GEOMORFOLOGIA DOS MACIÇOS ANTIGOS.....	35
2.5. LINEAMENTOS.....	36
2.6. ÍNDICE RDE.....	37
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	39
3.1. DELIMITAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	39
3.2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	43
3.2.1. CICLOS TECTÔNICOS.....	43
3.2.2. PROVÍNCIA BORBOREMA.....	48
3.2.3. EMBASAMENTO PRÉ-CAMBRIANO DA ÁREA DO ESTUDO.....	52
3.2.3.1. UNIDADE RIO UNA.....	53
3.2.3.2. COMPLEXO BELÉM DO SÃO FRANCISCO.....	53
3.2.3.3. COMPLEXO CABROBÓ.....	53
3.2.3.4. COMPLEXO ARAPIRACA.....	53
3.2.3.5. GRANITOIDES E SUÍTES INTRUSIVAS.....	54
3.2.4. SEDIMENTOS MESOZOICOS-CRETÁCEOS.....	55
3.2.5. SEDIMENTOS CENOZOICOS.....	56
3.3. TECTÔNICA.....	56
3.4. HIDROGRAFIA.....	58
3.5. CLIMA.....	62
3.6. MATERIAIS UTILIZADOS.....	64
3.7. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	68
3.8. APLICAÇÃO DOS PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS.....	68
3.8.1. PERFIL LONGITUDINAL.....	68
3.8.2. ÍNDICE RDE.....	69
3.9. LINEAMENTOS ESTRUTURAIS.....	70
3.10. VERIFICAÇÕES EM CAMPO.....	71
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	73
4.1. ÍNDICE RDE E PERFIS LONGITUDINAIS.....	73
4.2. LINEAMENTOS ESTRUTURAIS.....	99
5. CONCLUSÃO.....	106
REFERÊNCIAS.....	108

1. INTRODUÇÃO

Trabalhos desenvolvidos com a temática sobre bacias hidrográficas refletem uma importância econômica, social e política e, atrelado aos conhecimentos da drenagem fluvial podem propiciar conhecimentos relevantes sobre aspectos geológicos e geomorfológicos. De acordo com TUCCI (1993), bacia hidrográfica ou bacia de drenagem é uma área total de superfície de terreno de captação natural da água precipitada, composta por uma rede de drenagem formada pelos cursos d'água que confluem até chegar a um leito único no ponto de saída. Segundo Chistofolletti (1980), a “análise da rede hidrográfica pode levar à compreensão de numerosas questões geomorfológicas, pois os cursos de água constituem processo morfogenético dos mais ativos na esculturação da paisagem terrestre”. Nesse sentido, o estudo da rede de drenagem possibilita compreender através da sua arquitetura e geometria, subsídios ao entendimento da transformação geomorfológica de determinada área (SCHUMM, 1993).

A geometria dos canais fluviais é resultado da complexa interação entre o tipo de carga transportada, regime de fluxo, topografia, substrato e atividade tectônica associada, revelando a dinâmica e natureza do condicionamento estrutural em face a organização litológica e tectônica das rochas (MAIA et al, 2008; VERVLOET, 2015). Assim sendo, o entendimento do contexto geológico e geomorfológico e os processos estruturais atuantes em determinadas áreas podem ser compreendidos a partir do comportamento da rede de drenagem, seus padrões, formas e morfometria (COUTO et al, 2011). Dentro desse contexto, estudos que analisam a rede de drenagem auxiliam em estratégias para planejadores e gestores municipais, uma vez que demarcam áreas de ponto de vista hídrico e explicam o comportamento e a dinâmica do rio, possibilitando o conhecimento sobre questões socioambientais e econômicas (SANTOS, 2006).

De acordo com Monteiro et al (2009) o entendimento das formas de relevo, sua gênese e evolução vem incorporando a aplicação de diversos índices morfométricos. Destaca-se o índice de gradiente do canal (Stream Gradient Index) proposto por Hack (1973), sendo também denominado “Índice de Hack” ou relação Declividade-Extensão (RDE) que permite a análise geomorfométrica dos perfis longitudinais dos rios (ETCHEBEHERE et al, 2004). Este índice possibilita identificar e quantificar anomalias no perfil longitudinal da drenagem, ou seja, condições de desequilíbrio, associadas à controles litológicos e/ou estruturais.

Além dos índices morfométricos, outra forma de analisar a influência dos processos tectônicos e da estrutura geológica na drenagem e no relevo, é através do levantamento dos lineamentos estruturais. Esse termo é definido como uma linha do relevo significativa, a qual revela a arquitetura oculta do embasamento rochoso, sendo característica em morfologias

resultantes de maior controle estrutural da fisionomia da terra. Um lineamento é considerado uma feição mapeável da superfície, linearmente simples ou composta, que está alinhada de forma retilínea ou suavemente encurvada (HUDGSON 1974 *apud* SOUSA, 1999).

A caracterização morfoestrutural de uma área possibilita conhecer a geometria dos padrões de drenagem da região e a influência da geologia (tipo de rocha e lineamentos) e da possível atuação da tectônica recente no desenvolvimento da morfologia do relevo e da rede de drenagem da área.

A geomorfologia do Nordeste Brasileiro é notadamente marcada por estruturas deformacionais dúcteis e rúpteis impressas no embasamento cristalino pré-cambriano em todo Planalto da Borborema. Essas estruturas são representadas por um conjunto de morfologias desenvolvidas em zonas de falhas herdadas da estruturação pré-cambriana (MAIA, 2014). Dentro desse contexto, o objetivo desta pesquisa é analisar os aspectos geomorfológicos das bacias hidrográficas do Nordeste de Alagoas e suas estruturas tectônicas, identificando como os elementos estruturais exercem controle na rede de drenagem.

Seguiu-se algumas etapas, referido como objetivos específicos, entre elas: identificar o comprimento e a frequência das estruturas lineares do relevo; aplicar parâmetros morfométricos; identificar a relação entre os lineamentos de relevo e a rede de drenagem; confeccionar cartas temáticas para análises de relevo; e por fim verificar em campo as discontinuidades e as anomalias identificadas.

Desta forma o presente estudo analisou as bacias hidrográficas do Nordeste Alagoano, destacando seus aspectos morfoestruturais, através da relação entre a litologia, drenagem e o relevo, buscando a identificação de discontinuidades estruturais, tendo em vista a direção dos cursos de água e padrão de relevo desenvolvidas na área, que estão localizadas na escarpa oriental do Planalto da Borborema, entre as áreas de topografia elevada e o domínio dos vales e morros baixos (CPRM, 2016).

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. INFLUÊNCIA ESTRUTURAL NOS CANAIS FLUVIAIS

De acordo com Chritofolletti (1980) os estudos relacionados com as drenagens sempre possuíram função relevante na Geomorfologia e pode levar à elucidação de inúmeras questões geomorfológicas, pois os cursos de água constituem processos morfogenéticos dos mais ativos na esculturação da paisagem terrestre. Neste item será abordado os conceitos básicos sobre morfologia de redes de drenagem, como também as anomalias existentes e sua correlação com a estrutura dos canais fluviais e suas respectivas bacias.

2.1.1. PERFIL LONGITUDINAL

A análise do perfil longitudinal de um rio serve para a identificação de rupturas de patamar ou conhecidos primordialmente por *knckpoints* que podem ser causados por influências estruturais no perfil longitudinal do rio, como diferenças litológicas ou tectono-estruturais. De acordo com Huggett (2007) o perfil longitudinal do rio é o gradiente de sua linha de superfície da água, da nascente à foz.

As seções mais íngremes, que começam em pontos de inflexão, podem resultar de afloramentos de rochas mais resistentes, a ação de movimentos tectônicos locais, mudanças repentinas na descarga, ou estágios críticos no desenvolvimento do vale, como a erosão ativa em direção à nascente (HUGGETT, 2007).

Então Brierley & Fryirs (2005) mostram dois perfis longitudinais que consideram típicos em dois tipos de cenários tectônicos. O primeiro em um cenário tectônico ativo, onde o rio molda um perfil longitudinal com padrão côncavo.

In this example, no bedrock steps exert local base level control. The relationship between available energy and bed material size shapes the pattern of geomorphic work along the longitudinal profile, and the resulting distribution of erosional and depositional processes. In a general sense, these relationships maintain the smooth, concaveupward shape of the longitudinal profile (BRIERLEY & FRYIRS, 2005; p. 65).

E o segundo cenário consideram um ambiente de tectônica estável, onde o rio demonstra um perfil menos suave e o aparecimento de *Knckpoints*.

In some tectonically stable settings, stepped longitudinal profiles reflect the influence of escarpment retreat on long-term landscape evolution and the downstream variation in slope produces notable differences in plots for stream power and bed material size (represented by B_{max}), as bedrock steps exert a major influence on base level (BRIERLEY & FRYIRS, 2005; p. 68).

Em ambos os cenários os controles estruturais estão provocando mudanças na largura e profundidade e na forma do leito do rio, no tipo e no tamanho dos materiais encontrados nele. Porém no segundo, devido as alterações em seu perfil longitudinal ocorre também a variação do nível de base o rio fazendo com que todos os outros processos se ajustem a nova condição da morfologia do leito fluvial.

De acordo com Huggett (2007) knckpoints são causados por uma queda de nível de base, de falhas, diferenças litológicas, ou de deslizamentos de terra e outros movimentos de massa despejando uma pilha de detritos no canal, onde corredeiras e cachoeiras costumam marcar sua posição.

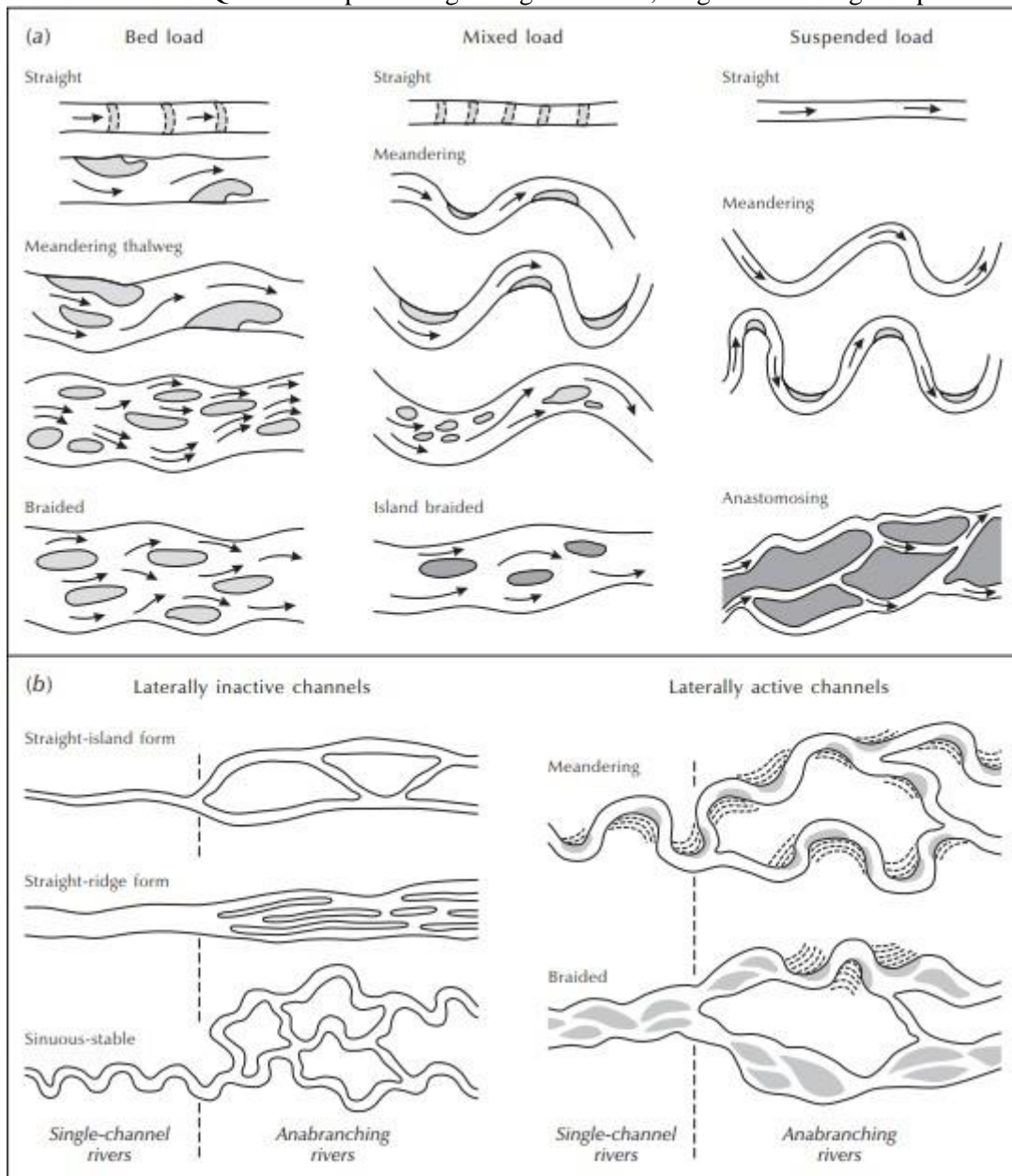
2.1.2. MORFOLOGIA DOS CANAIS FLUVIAIS

A Geomorfologia Fluvial abrange estudos referentes aos processos e formas relacionadas aos escoamentos dos rios (CHRISTOFOLETTI, 1980). Na bibliografia consultada, existem alguns trabalhos sobre classificação de canais, que descrevem uma grande variedade de morfologias, nessa perspectiva foi utilizado os conceitos de Huggett (2007) onde os canais fluviais são definidos pela associação com a morfologia do leito, podendo ser caracterizados como canais aluviais, canais de leito rochoso ou canais semi-controlados ou canalizados (CHARLTON, 2007).

Os canais aluviais exibem uma grande variedade de morfologias e rugosidades, variáveis com a inclinação e posição da rede de drenagem. Segundo Huggett (2007) os canais aluviais se formam em sedimentos que foram e estão sendo transportados pela água do canal, mostrando uma diversidade de acordo com o tamanho do grão, predominantemente da aluvião, variando de argila a pedregulhos.

A morfologia do canal fluvial é o principal agente controlador na geometria dos depósitos fluviais e do transporte sedimentar decorre principalmente como fluxos de detritos, típicos de leques aluviais, ou como carga suspensa, mista ou de fundo em canais fluviais (MIALL, 1981). Huggett (2007) classifica as formas dos canais fluviais dividindo-os em dois grandes grupos de acordo com o substrato rochoso: os canais em substrato aluvial e os canais de substrato rochoso. A Figura 1 mostra a classificação dos padrões de canais em rios formados em aluviões, quanto a sua forma: retilíneo, meandrante, entrelaçado e anastomosado, associados com padrões do regime de transporte: em suspensão, misto ou de fundo (HUGGETT, 2007).

Figura 1: Classificação de padrões de canais quanto a sua forma: retilíneo, meandrante, entrelaçado e anastomosado. Quanto ao tipo de carga: carga de fundo, carga mista e carga suspensa.



Fonte: Hugget (2007).

- **Canal entrelaçado (braided)**

De acordo com Miall (1977) os rios de padrão entrelaçado apresentam dois ou mais canais com barras entre os canais, instáveis, e alta relação largura/profundidade, alta declividade e, geralmente, baixa sinuosidade, ou seja, alta energia. São essencialmente deposicionais, ocorrendo quando o fluxo é dividido em uma série de canais pela presença de ilhas ou barras de sedimentos acumulados.

Os canais trançados são essencialmente formas deposicionais que ocorrem quando o fluxo se divide em uma série de tranças separadas por ilhas ou barras de sedimentos

acumulados. Uma vez que as barras se formam em rios trançados, elas são rapidamente colonizadas por plantas, estabilizando assim os sedimentos da barra e formando ilhas (HUGGETT, 2007).

- ***Canal retilíneo (straight)***

Embora existam muitos exemplos de córregos e rios que foram artificialmente endireitados para fins de engenharia, canais naturalmente retos são raros. Mesmo onde existem, as variações são geralmente vistas nos padrões de fluxo e elevação do leito (CHARLTON, 2007).

Geralmente são restritos a trechos de vales em forma de V que são diretamente retos devido ao controle estrutural exercido por falhas ou juntas, sua morfologia é caracterizada por possuir canal único, baixa sinuosidade (HUGGETT, 2007). Mesmo em um canal reto, o talvegue (o traço dos pontos mais profundos ao longo do canal) geralmente serpenteia de um lado para o outro, índice de sinuosidade próximo de 1,0 (<1,5), e o perfil longitudinal geralmente exhibe uma série de seções mais profundas e rasas (pool e riffle).

- ***Canal meandrante (meandering)***

A morfologia dos rios meandrantés exhibe um canal único, com altos índices de sinuosidade, transportando predominantemente carga em suspensão ou mista. São típicos de ambientes de baixa energia, podendo formar planícies de inundação e vários tipos de depósitos associados, possui uma sequência de curvas sinuosas produzidas pela acreção lateral de barras de pontal (PETTS; FOSTER, 1990).

Canais serpenteantes vagueiam como serpentes através de uma planície. A linha divisória entre o reto e o meandro é arbitrariamente definida por uma sinuosidade de 1,5, calculada dividindo-se o comprimento do canal pelo comprimento do vale (HUGGETT, 2007).

- ***Canal anastomosado (anastomosing)***

Segundo Schumm (1968) os canais anastomosados caracterizam-se pela alta estabilidade das margens, alta sinuosidade, margens coesivas, canais múltiplos separados por ilhas largas, estáveis e vegetadas. Este canal, de acordo com Miall (1985), é representado por barras arenosas relativas aos canais e depósitos de transbordamento com raras barras laterais e mais frequentes depósitos de rompimento de diques.

De acordo com Huggett (2007) os canais anastomóticos são um conjunto de canais interconectados separados por leito de rocha ou por aluvião estável e sua formação é favorecida por um regime agradacional envolvendo uma alta carga de sedimentos suspensos em locais

onde a expansão lateral é restrita.

- ***Canal ramificado (anabranching)***

Os rios de canais ramificados consistem em múltiplos canais separados por ilhas aluviais com vegetação ou semipermanentes ou cumes aluviais. As ilhas são cortadas das planícies ou são construídas em leitos de canais únicos pela deposição de sedimentos. Canal ramificado é um padrão bastante incomum, mas difundido, que pode afetar canais retos, sinuosos e trançados (HUGGETT, 2007).

De acordo com Charlton (2007) existem algumas confusões em torno da terminologia dessas formas de multicanais, às vezes mencionadas como anastomosado. Porém o mesmo autor utiliza a terminologia como um subgrupo dos canais anastomosados. No presente trabalho a terminologia adotada é a de Huggett (2007).

Os rios em leito de substrato rochoso são a segunda grande classe assinalada por muitos autores como Huggett (2007), Charlton (2007) e Brierley & Fryirs (2005). De acordo com Charlton (2007) não é incomum encontrar muitos acamamentos rochosos, acamamentos mistos e aluviais ao longo do mesmo canal. Sendo assim mudanças na declividade do vale são causadas devido variações na estrutura e litologia, causando alguns ajustes no canal.

Os rios de acamamento rochoso são mais resistentes a erosão e de acordo com Charlton (2007) ajustes de largura e comprimento do canal ocorrem durante meses ou anos, enquanto os ajustes no perfil longitudinal ocorrem em milhares de ano. O autor também enumera alguns tipos de rios com leito rochoso:

- **Canais de acamamento rochoso retilíneo:**

Paredes retas:

Paredes onduladas são frequentemente observadas em desfiladeiros profundos e estreitos em ambientes áridos e úmidos. Eles são típicos de canais que estão incisando ativamente através da migração, a montante, de knickpoints e buracos.

Paredes onduladas:

Podem ter gradientes de canal uniformes ou variáveis e também exibem uma variedade de formas de seção cruzada. Variações na largura também são comuns e, ao longo de muitos canais, alcances estreitos e de alto gradiente variam-se com alcances mais largos, de baixo gradiente, cobertos por um verniz de sedimentos.

- **Canais de acamamento rochoso meandrantés:**

De acordo com Charlton (2007) os meandros de leito rochoso eram tradicionalmente considerados herdeiros de uma fase aluvial anterior, em alguns casos. Ao longo de milhares de anos, os meandros seriam preservados, inalterados, à medida que o canal penetrasse o leito de rocha subjacente, talvez como resultado da elevação tectônica.

No entanto, é agora reconhecido que muitos rios de rocha estão ativamente sinuosos. Quando os rios sinuosos incidem para criar um desfiladeiro, as formas de sequências de meandros passados são preservadas nas paredes em diferentes altitudes acima do canal atual (CHARLTON 2007).

- **Canais de acamamento rochoso anastomosados:**

A erosão preferencial ao longo de linhas de fraqueza, como articulações e fraturas, pode levar ao desenvolvimento de canais anastomosados. A forma do leito do canal fluvial, tema recorrente na bibliografia, depende de diversos fatores para sua formação e manutenção, sendo alguns deles o embasamento geológico e o contexto tectônico, onde o canal se formou e continua a percorrer. Para investigar a influência tectônica na paisagem será mantida a atenção nesses dois fatores mencionados, investigando de forma indireta através dos sinais apresentados pelos canais fluviais dos rios estudados.

2.1.3. PADRÕES DA REDE DE DRENAGEM E ANOMALIAS

Assim como a morfologia dos canais, o arranjo da rede de drenagem dos cursos d'água das bacias hidrográficas podem trazer à tona evidências importantes para o estudo geomorfológico dos relevos apresentados na região a ser analisada.

Uma classificação individual de ordem de canais foi proposta primeiramente por William Morris Davis, que considera a inclinação preferencial dos cursos d'água de acordo com a disposição da estrutura geológica. Segundo Christofolletti (1980):

- **Rios consequentes:** teve o curso determinado pela declividade da superfície terrestre. Segundo Ab'Saber (1975) eles são desde a muito tempo uma consequência do mergulho das camadas regionais;
- **Rios subsequentes:** são aquelas controladas pela estrutura rochosa, acompanhando uma zona de fraqueza, tal como uma falha, junta e camada delgada;
- **Rios obsequentes:** são aqueles que correm no sentido inverso da inclinação das camadas ou dos rios consequentes. Em geral, descem das escarpas até o rio subsequente

(CHRISTOFOLETTI, 1980);

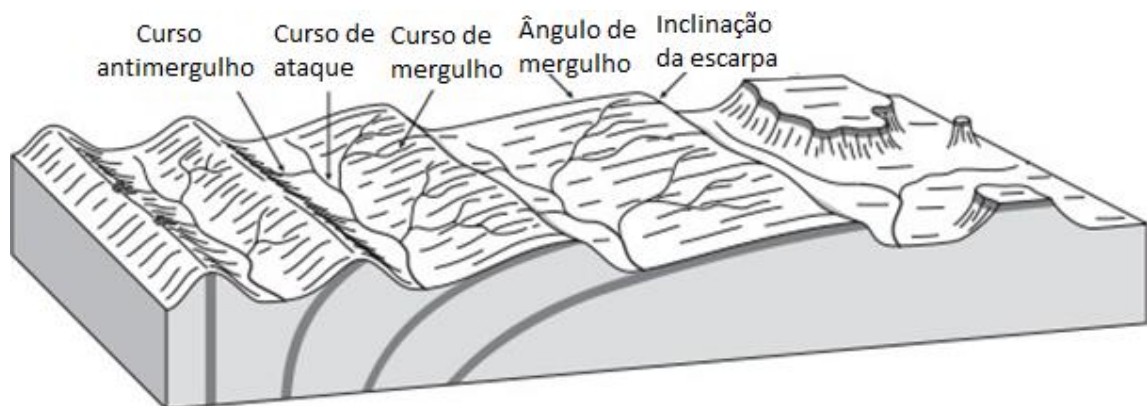
- **Rios resequentes:** são os rios que fluem na mesma direção dos rios consequentes, mas nascem em nível mais baixo e de compartimento relativamente recente (AB'SABER, 1975);
- **Rios insequentes:** estabelecem-se quando não há nenhuma razão aparente para seguirem uma orientação geral preestabelecida, ou seja, ocorrem de acordo com as particularidades da morfologia (CHRISTOFOLETTI, 1980). Caso de numerosos braços menores de rios brasileiros que correm sobre rochas decompostas, não orientados por qualquer injunção da estrutura.

De acordo com Huggett (2007) essa classificação não é mais amplamente aceita, pois se baseia no surgimento de diferentes hierarquias de fluxos em uma sequência de tempo, quando na verdade se entende que a drenagem é estabelecida no momento em que o embasamento é exposto. Dessa forma Huggett (2007) afirma que modernamente a classificação da drenagem baseia-se em seu controle estrutural:

Modern stream nomenclature rests upon structural control of drainage development. In regions where a sequence of strata of differing resistance is tilted, streams commonly develop along the strike. Strike streams gouge out strike valleys, which are separated by strike ridges. Tributaries to the strike streams enter almost at right angles. Those that run down the dip slope are dip streams and those that run counter to the dip slope are anti-dip streams (HUGGETT, 2007; p. 135).

A Figura 2 mostra um esquema de formas de relevo e a organização das drenagens de acordo com Huggett (2007), em um substrato dobrado em contexto de relevo de cuesta, homoclinal, hongback, mesa e platô.

Figura 2: Classificação da drenagem com o controle estrutural do substrato.

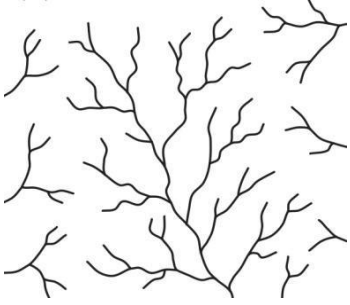
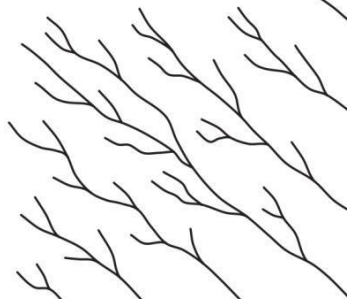



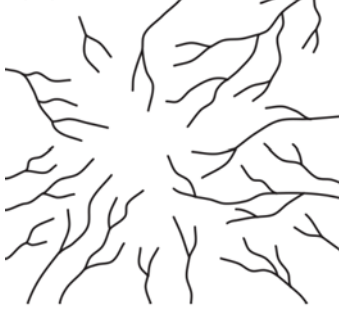
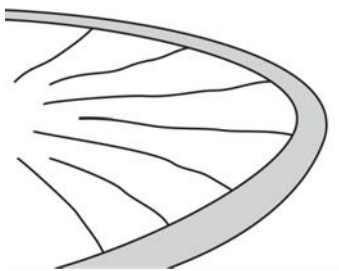
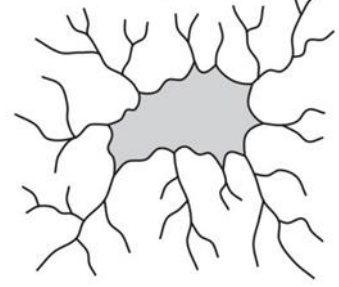
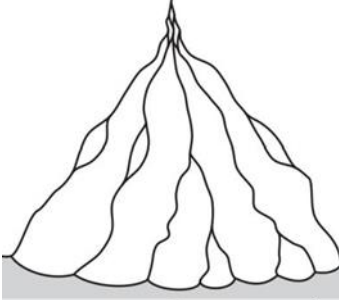

Fonte: Adaptado de Huggett (2007).

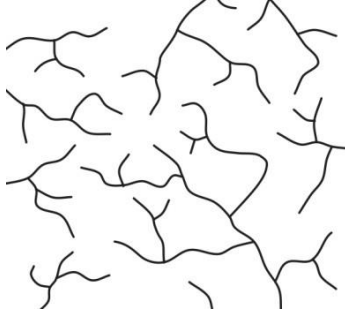
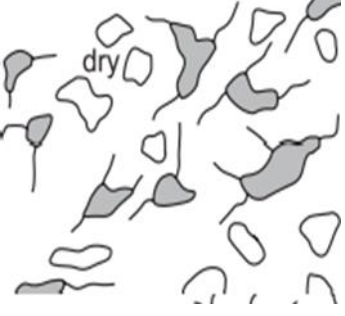

Chirstofoletti (1980) apresenta um conceito que foi aplicado a proposta do presente trabalho, tratando os padrões de drenagem como um arranjo espacial dos cursos fluviais, que podem ser influenciados em sua atividade morfogenética pela natureza e disposição das camadas rochosas, pela resistência litológica variável, pelas diferenças na declividade e pela evolução geomorfológica da região.

O alto grau de conformidade entre as redes de fluxo e a estrutura geológica é evidente nos nove padrões principais de drenagem (MORISAWA, 1985 *apud* Huggett, 2007). O Quadro 1 apresenta os principais tipos de padrões de drenagens, de acordo com Huggett, (2007) e Brierley & Fryirs (2005), e sua relação com os controles estruturais.

Quadro 1: Principais padrões de drenagem e suas relações com a estrutura geológica.

Nome	Padrão de Drenagem	Relação Estrutural
Dendrítica		<p>Possuí um padrão como uma árvore e tributários e muitas direções. Ocorre principalmente em estratos horizontais e uniformemente resistentes e sedimentos não consolidados e em rochas ígneas homogêneas onde não há controles estruturais.</p>
Paralela		<p>Exibe regularmente fluxos principais espaçados e mais ou menos paralelos com tributários unindo-se em ângulos agudos. Desenvolve-se onde os estratos são uniformemente resistentes e a inclinação regional é marcada, ou onde há um forte controle estrutural exercido por uma série de falhas, monoclininas ou isóclinas.</p>
Treliça		<p>Tem uma direção de drenagem dominante com uma direção secundária paralela a ela, de modo que as tributárias primárias se juntam às correntes principais em ângulos retos e as tributárias secundárias correm paralelas às correntes principais. Está associado a bandas alternadas de camadas de imersão dura ou macia ou dobradas ou detritos glaciais recentemente depositados e alinhados.</p>

Radial		<p>Tem correntes fluindo para fora em todas as direções a partir de um trato elevado central. É encontrado em cúpulas topográficas, como cones vulcânicos e outros tipos de colinas cônicas isoladas. Em grande escala, as redes de drenagem radial se formam nas margens continentais fendidas sobre as plumas do manto, que criam cúpulas litoesféricas Cox (1989); Kent (1991) <i>apud</i> Hugget,(2007).</p>
Centrífuga		<p>É semelhante ao radial e ocorre onde, por exemplo, em calhas que se desenvolvem no interior de laçadas sinuosas.</p>
Centrípeta		<p>Tem todos os riachos fluindo para o ponto central mais baixo em uma bacia. Ocorre em caldeiras, crateras, dolinas e bacias tectônicas.</p>
Distributivo		<p>Tipifica os rios desembocando a partir de desfiladeiros estreitos nas montanhas e atropelando planícies ou vales, particularmente durante as inundações ocasionais quando eles ultrapassam seus bancos. Muitos deltas exibem um padrão semelhante de drenagem.</p>
Retangular		<p>Exibe uma rede perpendicular de fluxos com tributários e fluxos principais unidos em ângulos retos. É menos regular que a drenagem da treliça e é controlada por juntas e falhas. A drenagem angular é uma variante da drenagem retangular e ocorre onde juntas ou falhas se unem outro em ângulos agudos ou obtusos em vez de em ângulos retos.</p>

Anelar		Tem fluxos principais dispostos em um padrão circular com fluxos subsidiários que estão em ângulo reto com eles. Ela evolui em uma cúpula ou bacia rompida ou dissecada, na qual a erosão expõe faixas de rocha duras e suaves, dispostas concentricamente.
Multi basal		São tipicamente observadas em terrenos calcários ou em áreas de materiais glacialmente derivados.
Contorcida		São geralmente associadas a paisagens sujeitas a atividade neotectônica e vulcânica.

Fonte: modificado de Huggett (2007) e Brierley & Fryirs (2005).

Dentro do contexto dos fatores litológicos e estruturais, Howard (1967) deu continuidade à discussão de Zernitz (1932) sobre padrões de drenagem ao apresentar dez situações lineares e pontuais do relevo fluvial, denominadas anomalias geomorfológicas.

Aspectos litológicos podem ser descritos de forma resumida como alicerces geológicos, tipos de rochas (sedimentar, ígnea e metamórfica) e seus atributos físicos e químicos, que influenciam no escoamento superficial e a formação de canais (Densidade hidrográfica e Densidade de drenagem). A estrutura é o reflexo da ação e movimentação da crosta terrestre pelas forças internas que deformam rochas, concebendo feições rúpteis, dúcteis, domos estruturais e soleiras.

Howard (1967) apresenta a classificação dos padrões de drenagem e discute a relação entre os diferentes tipos de drenagem com os aspectos geológicos. De acordo com o autor, uma anomalia de drenagem pode ser compreendida como uma discordância local da drenagem regional e/ou padrão de drenagem, tendo por base sua conhecida estrutura regional e/ou topografia, ou seja, a arquitetura e a geometria inesperada dos componentes hidrográficos são

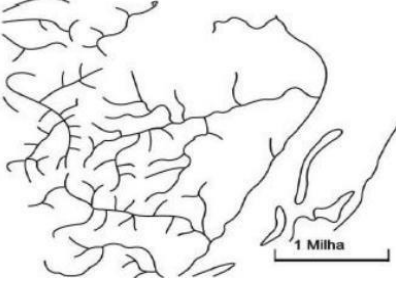
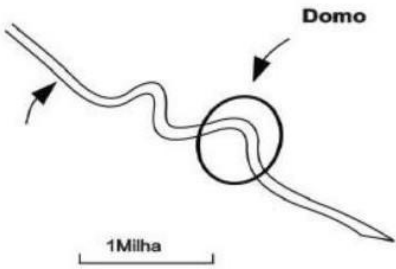
entendidas como desvios locais (anomalias de drenagem), por serem desarmônicos ao conjunto (de fatores da paisagem) esperado para uma área.

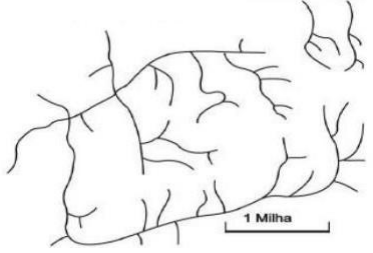
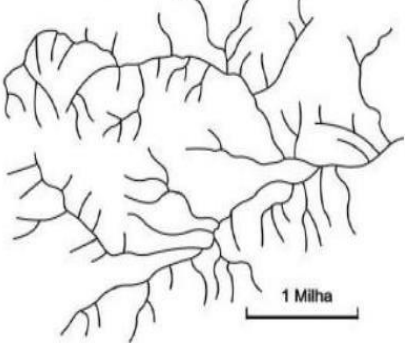
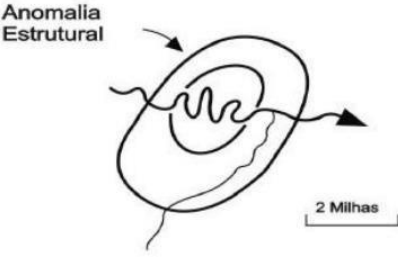
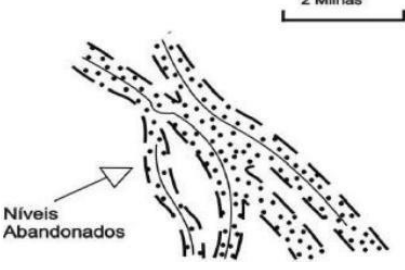
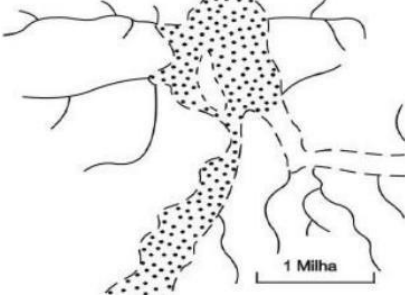
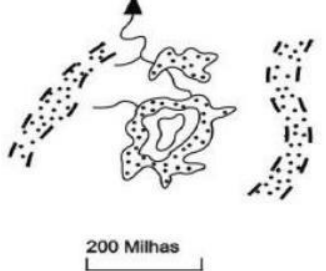
Segundo Bishop (1995) um canal fluvial tende a seguir o caminho mais fácil e que acompanhe a declividade regional. Sendo assim, a identificação da ocorrência de um trecho do canal que discorde da declividade, sugere a imposição de um desvio que pode estar associado a uma litologia distinta ou a estruturas que podem, por sua vez, correlacionar eventos neotectônicos.

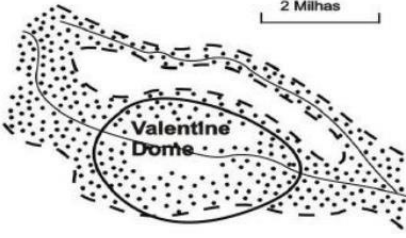
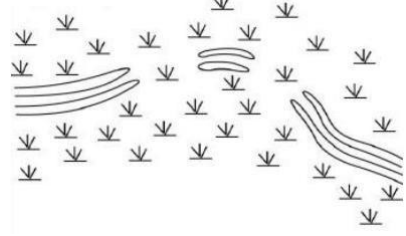
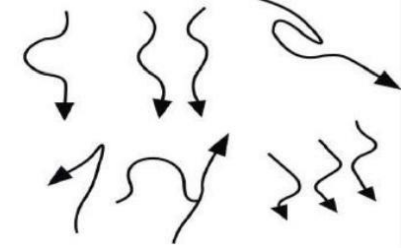
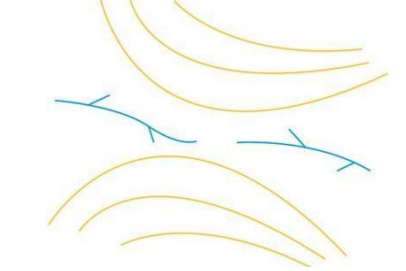
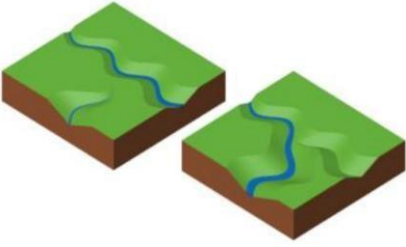
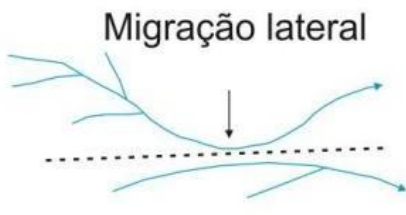
A discussão dos cientistas sobre inesperadas feições (aparecimento abrupto e localizado de meandros, retilinearidade de canais, meandros comprimidos, ausência de divisores de águas em bacias hidrográficas, processos de avulsão (migração lateral) em vales encaixados, vales assimétricos, bacias hidrográficas assimétricas e capturas de drenagem orientadas e sua estrita relação com a tectônica ativa vem crescendo, segundo Twidale (2004) o controle estrutural não se restringe somente a influenciar a morfologia dos cursos fluviais, mas também pode condicionar o estágio de equilíbrio de um rio.

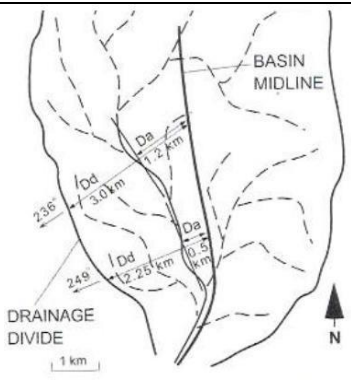
A identificação preliminar dessas anomalias é realizada através de produtos cartográficos e seu reconhecimento, bem como, a caracterização dos processos é realizado em campo. O quadro 2 apresenta alguns processos e seus significados, bem como, a morfologia das anomalias.

Quadro 2: Morfologia das anomalias de drenagem e seus conceitos.

Anomalia	Conceito	Morfologia das anomalias
Retilinearidade	Os canais retilíneos naturais são raros, a ocorrência dessa anomalia geralmente indica que o canal está associado a falhas, juntas, veios e outros elementos estruturais.	
Meandramento local	A ocorrência de meandros localizados pode estar ligada à presença de domos.	

<p>Influência de padrão de treliça em padrão dendrítico</p>	<p>Este tipo de anomalia está relacionado à erosão diferencial nas camadas que afloram paralelamente em faixas estreitas, sendo característicos de áreas com dobramento, ou em zonas cuestiformes.</p>	
<p>Influência de padrão radial anelar em padrão dendrítico</p>	<p>A influência de padrão radial anelar em outros padrões da rede de drenagem pode indicar a ocorrência de soerguimento ou subsidência de um bloco, como domos e crateras respectivamente, fazendo com que a rede de drenagem se adapte a estas alterações.</p>	
<p>Compressão de meandros</p>	<p>Os meandros comprimidos podem estar relacionados a um soerguimento que ocasionou um aumento na erosão e consequente aprofundamento do canal, fazendo com que o meandro fique controlado pela resistência litológica.</p>	<p>Anomalia Estrutural</p> 
<p>Braided localizado</p>	<p>O aparecimento de entrelaçamento localizado pode indicar um aumento na concentração de carga de fundo do canal e consequentemente a diminuição do gradiente do canal. O motivo para esta anomalia pode estar relacionado a movimentos tectônicos em pequenas áreas.</p>	
<p>Vale afogado</p>	<p>Os vales afogados podem estar relacionados à movimentação tectônica, mudanças climáticas e até ação antrópica. Atividades tectônicas podem ocasionar um soerguimento no nível de base, represando assim os afluentes de um canal. Quanto às mudanças climáticas e ações antrópicas, podemos citar a subida do nível do mar e construção de barragens, respectivamente.</p>	
<p>Pântanos, lagos ou preenchimento aluvial</p>	<p>Podem indicar o soerguimento ou subsidência do canal.</p>	

<p>Variações na largura do canal</p>	<p>O canal fluvial pode sofrer um alargamento ou um estreitamento (knickpoint). Essas variações na largura do canal indicam ou uma diferença de resistência à erosão ou níveis de base elevados ou rebaixados.</p>	
<p>Níveis isolados do canal</p>	<p>Os níveis isolados do canal podem indicar soerguimento ou subsidência de blocos. Um exemplo desses níveis isolados do canal são lagos remanescentes em padrões de palimpsestos.</p>	
<p>Curvaturas anômalas</p>	<p>As curvas anômalas em canais fluviais podem representar antigos processos de captura fluvial ou ainda, controle estrutural por meio de juntas ou falhas.</p>	
<p>Drenagens colineares</p>	<p>As drenagens colineares podem ser formadas pelo soerguimento de uma área fazendo com que a drenagem seja desconectada, com os canais fluindo em sentidos opostos. A erosão remontante nessas drenagens pode evoluir ao ponto de causar uma captura fluvial.</p>	
<p>Capturas fluviais</p>	<p>As capturas fluviais são processos em que um canal sofre uma mudança de direção que façam com que o seu fluxo seja direcionado para outro canal. Esse tipo de anomalia pode ocorrer por absorção, recuo de cabeceiras, transbordamento e eventos tectônicos.</p>	
<p>Desvio de canais</p>	<p>Quando os canais fluviais estão deslocados do eixo central da bacia. Podem estar associados à erosão diferencial, quanto a controles tectônicos. A evolução de um desvio de canal também pode gerar uma captura fluvial.</p>	

Assimetria de bacias	Quando o canal fluvial de uma bacia hidrográfica está deslocado em relação ao seu eixo central classifica-se como uma bacia assimétrica. Difere-se do desvio de canal, pois este leva em consideração a bacia como um todo e não somente o canal.	
----------------------	---	---

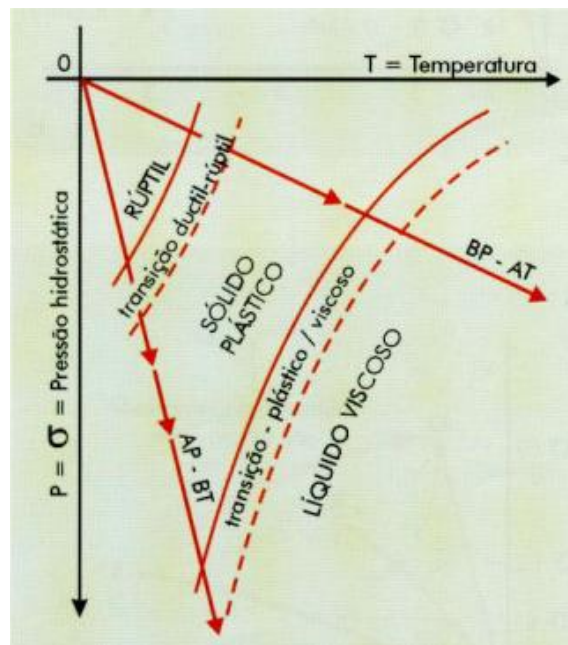
Fonte: Adaptado de Fornaciari (2009); Vargas (2012) e Camolezi (2013).

2.2. RELEVO EM ESTRUTURA DE FALHAS

Para entrarmos no contexto sobre estruturas de falhas, inicialmente é necessário abordar o tema de perturbações de rochas. As condições físicas reinantes durante as perturbações são fundamentais no comportamento do corpo submetido à ação de esforços. Para um material geológico qualquer, as condições físicas são: pressão hidrostática/litostática e temperatura, as quais dependem da profundidade onde ocorre a deformação; condições termodinâmicas; e esforço aplicado à rocha.

Nessas condições, as deformidades podem ser rúpteis e dúcteis, isto é, podem ocorrer, respectivamente, quebras e discontinuidades ou apenas deformações plásticas, sem perda de continuidade (Figura 3).

Figura 3: Relação pressão hidrostática/ litostática e temperatura na deformação natural da rocha.



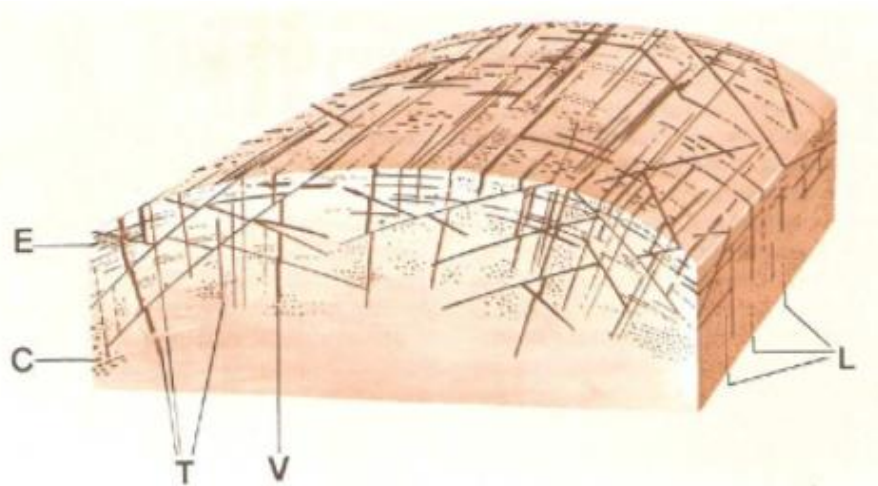
Fonte: MACHADO, M. & SILVA, M. E. (2007).

Entre as deformações rúpteis podem ser destacadas as diáclases, que são planos de fraqueza segundo o qual a rocha tende a romper-se, podendo já se ter dado rompimento. Em qualquer afloramento escarpado de rochas frescas, pode-se observar que a rocha atravessada por numerosas linhas de fraqueza, a maneira de trincas, ou rupturas e planos de certa visibilidade, seguindo normalmente vários planos paralelos entre si chamados de diaclases ou juntas (LEINZ, V.; AMARAL, S. E., 2003). Distinguem-se dois grupos de diaclases quanto a origem:

- Diáclases de compressão: São as mais frequentes, seriam provocadas principalmente por esforços tectônicos e caracterizadas por superfícies planas, ocorrendo em sistemas que se cortam em ângulo.
- Diáclases de tração: Caracterizam-se por superfícies em geral não muito planas, podendo ser sua origem tectônicas, frequentes por exemplo, nas anticlinais. Nas rochas ígneas poderiam ser também originadas pela contração durante o resfriamento, e caracterizam-se por vários sistemas entrecruzados.

Nos grandes corpos magmáticos nem sempre é possível distinguir-se o diáclasmamento (Figura 4) de contração daquele produzido por forças de compressão ou tensão, sendo muitas vezes relacionada ao alívio da carga, que faz diminuir a pressão inicial, quando a rocha se achava a grandes profundidades. As diaclases são importantes auxiliares na solução de problemas tectônicos, podendo esclarecer a eventual direção do esforço tectônicos (LEINZ, V.; AMARAL, S. E., 2003). Um segundo sistema de diáclases (L), chamadas longitudinais, ocorre no sentido paralelo ao da estrutura fluidal, cortando, desta maneira, as diaclases paralelas às isotermas (E).

Figura 4: Algumas diáclases de estrutura de um plúton.



Fonte: Leinz, V.; Amaral, S. E., (2003).

Onde:

T – Diáclases transversais em relação à estrutura fluidal;

L – Diáclases longitudinais;

E – Diáclases paralelas às isotermas, podendo ser também produzidas pelo alívio de carga;

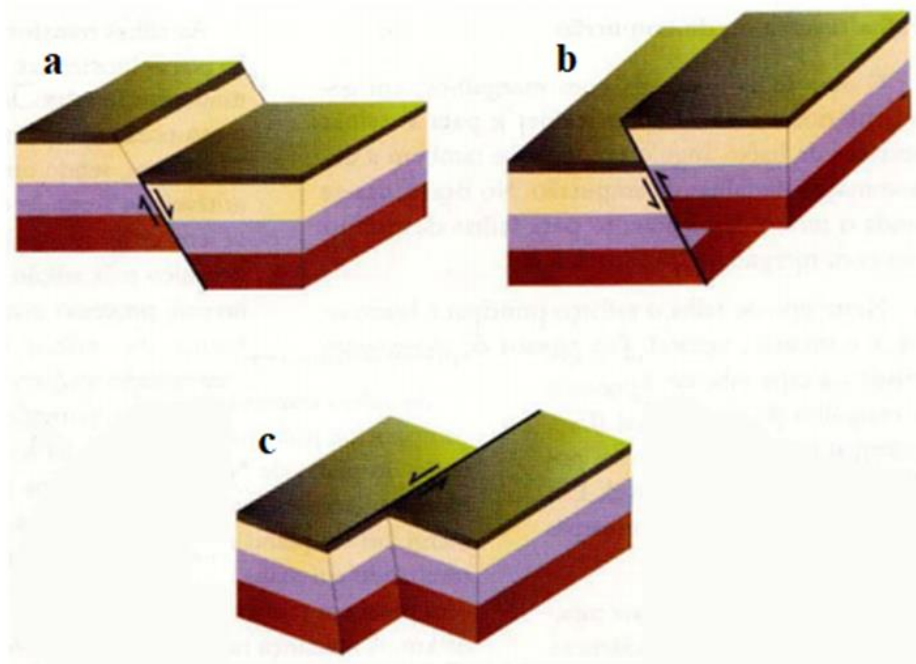
C – Diáclases de cisalhamento;

V – Diáclases preenchidas por meio de soluções ascendentes, constituindo os veeiros.

Outro tipo de deformação rúptil são as falhas, definida por fraturas nas quais ocorrem um deslocamento perceptível das partes, o que se dá ao longo do plano de fratura. A amplitude deste deslocamento pode ter de milímetro até muitas centenas de metros. As falhas podem ser formadas graças a esforços tectônicos ou atectônicos. Os primeiros, de tal importância na geologia estrutural e mais frequentes, podem originar-se de esforços de tração (movimentos epirogenéticos, dobramentos, intrusões magmáticas ou domos salinos). As falhas atectônicas são geralmente de menor amplitude, formam-se por diversos motivos: pelo desabamento provocado por dissolução de rochas da subsuperfície, ou pelo colapso nas proximidades de crateras vulcânicas (LEINZ, V.; AMARAL, S. E., 2003).

Há três tipos principais de falhas caracterizadas de acordo com orientação (Figura 5), movimento ao longo da superfície de falha e campo de tensão de distintos (MACHADO, M. & SILVA, M. E. 2007).

Figura 5: Classificação de falhas com base no movimento relativo entre blocos adjacentes. (a) falha normal; (b) falha reversa; (c) falha transcorrente; (d) oblíqua.



Fonte: MACHADO, M. & SILVA, M. E. (2007)

- ***Falha normal ou gravidade***

Neste tipo de falha um dos blocos é abatido na mesma direção na qual mergulha o plano de falha, resultando consequência num afastamento das camadas, como se observa na figura 6. Associam-se a arqueamentos regionais a estruturas dômicas ou antiformais, sendo aqui o reflexo da fase de relaxamento que acompanha o soerguimento destas estruturas.

- ***Falha reversa ou empurrão***

É uma falha inclinada com mergulhos, no geral, inferiores a 45°. Especificamente para as falhas reversas de baixo ângulo emprega-se também a denominação de falhas de empurrão. No Brasil, usa-se ainda o termo cavalgamento para falhas de empurrão com mergulhos inferiores a 30°. Neste de tipo de falha o esforço principal é horizontal, e no mínimo, vertical. Em termos de movimentos relativos a capa sobe em relação à lapa.

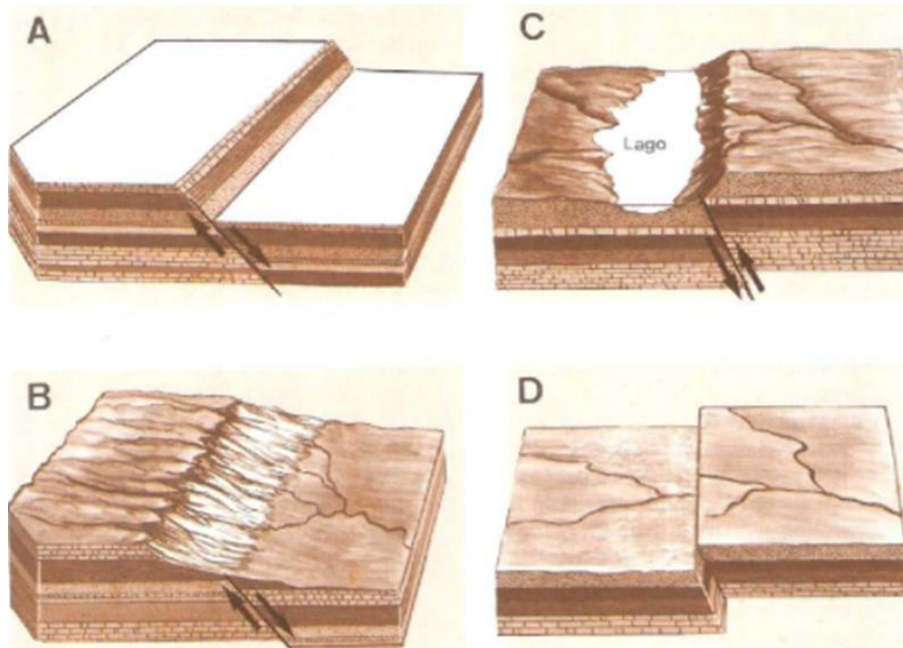
- ***Falha transcorrente ou de rejeito direcional***

As falhas transcorrentes ou de rejeito direcional correspondem a uma das feições estruturais, são comuns faixas de rochas cataclásticas (milonitos) com largura superior a 1 ou 2km e extensão da ordem de dezenas a centenas de km. Outras características das falhas transcorrentes é a possibilidade de servirem de descontinuidades para novos movimentos, causados por outros esforços semelhantes ou diferentes dos originais, propiciando a sua reativação. Essa reativação pode ocorrer com mudanças ou não no tipo de movimento da falha (MACHADO, M. & SILVA, M. E. 2007). No primeiro caso reflete também mudanças no quadro regional das tensões. Assim, falhas originalmente transcorrentes podem ser reativadas tectonicamente como falhas normais ou gravidade, com abatimentos de blocos associados.

Dependendo da amplitude do falhamento e de sua idade, a configuração do terreno poderá ser afetada. Quando aparecem na superfície formam uma linha que se denomina linha de falha. Se a falha for de tal forma recente, que a erosão não tenha ainda aplainado a região falhada, formar-se-á uma declividade coincidente com a zona de espelho. Quando os rios atravessam a falha, aparecerão cachoeiras, corredeiras ou lagos. Outras vezes, dependendo do grau da reativação da atividade erosiva de um rio afetado por uma falha, poderá formar-se um vale suspenso num dos afluentes, que é uma configuração comum nas regiões afetadas pela erosão glacial (LEINZ, V.; AMARAL, S. E., 2003).

A figura 6 nos mostra que a declividade formada pelo plano da falha vai regredindo, à medida que a erosão progrida, podendo situar-se a quilômetros do local onde se deu o deslocamento.

Figura 6: (A) Falha normal; (B) Morfologia de terreno em consequência da falha; (C) Onde uma falha inversa determina o represamento de um rio; (D) Falhamento horizontal, que produz uma flexão bruta de um rio.

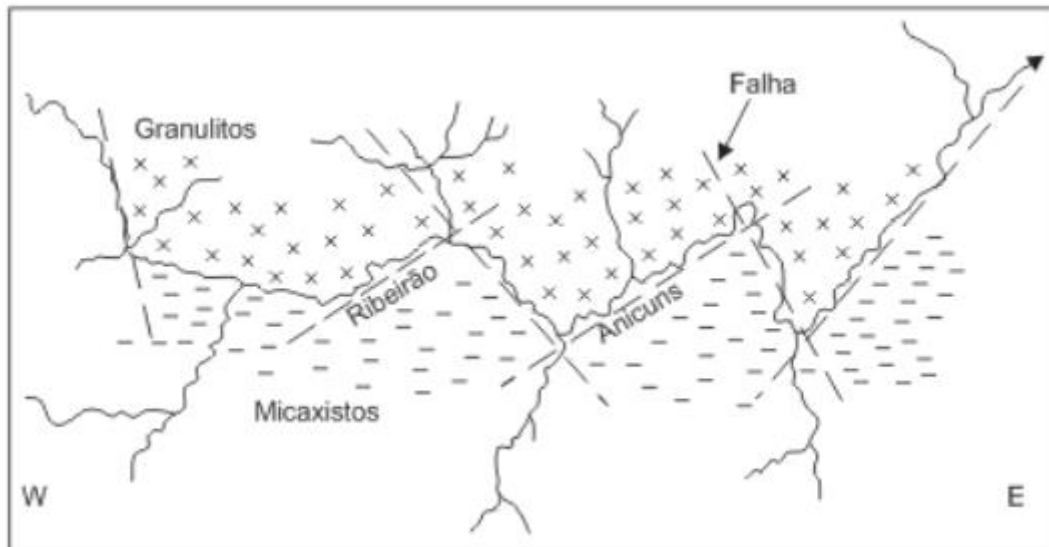


Fonte: Leinz, V.; Amaral, S. E., (2003).

Muitas vezes o plano de uma falha conduz mais facilmente a água de infiltração, seja graças à abertura motivada pela quebra das rochas, seja também pela formação de diversas fontes dispostas no alinhamento da falha com a superfície do terreno. Em muitos não é permitida a constatação de uma falha antiga, se a erosão já aplainou a área afetada (CASSETI, Valter. 2005). Os relevos originados por falhamento dependem do arranjo e extensão dos deslocamentos que afetam preferencialmente regiões cristalinas, dada a rigidez das rochas e a sucessão de forças de compressão a que foram submetidas.

Às vezes, as discrepâncias topográficas processadas por deslocamento de blocos foram mascaradas pelos efeitos morfoclimáticos subsequentes, podendo ser inferidas através de anomalias no próprio traçado dos cursos d'água. Um dos efeitos principais da tectônica quebrante na disposição dos rios é evidenciado pelas angularidades, como as retangulares ou dendrítico-retangulares, particularizando determinado padrão de drenagem (Figura 7).

Figura 7: Angularidades associadas a falhamentos.



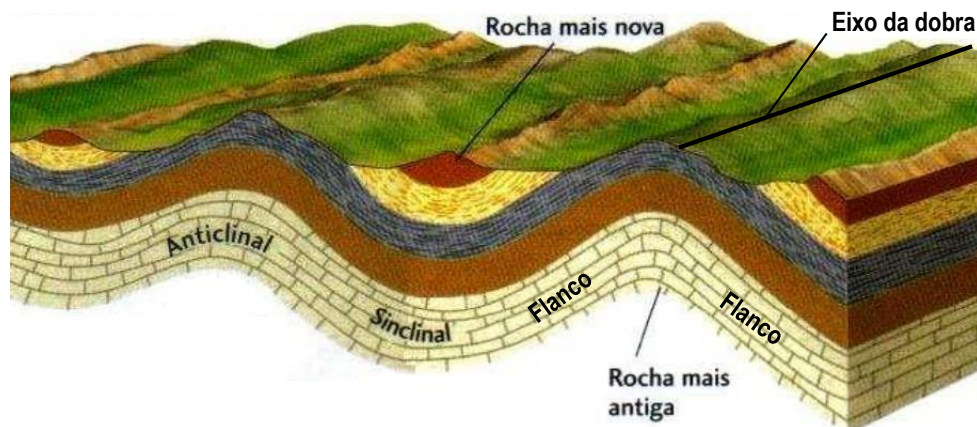
Fonte: CASSETI, Valter (2005).

2.3. RELEVO EM DOBRAS

De acordo com Frank Press et al (2006) dobras são assinaturas das forças deformacionais que resultam da tectônica de placas, essa deformação pode ser produzida por forças horizontais ou verticais na crosta. O dobramento é uma forma comum de deformação observada em rochas acamadas, mais tipicamente em cinturões de montanhas.

As rochas apresentam diversas formas (dobras) resultante dos esforços compressivos, dependendo da propriedade das rochas, da magnitude e direção das forças aplicadas. A figura 8 destaca as principais características da dobra em um substrato acamado, pode-se notar que as rochas que foram dobradas em arco, com a concavidade para baixo, são chamadas de anticlinais, já aquelas dobradas com a concavidade para cima são denominadas de sinclinais, por fim os dois lados de uma dobra são chamados de flancos (Figura 8).

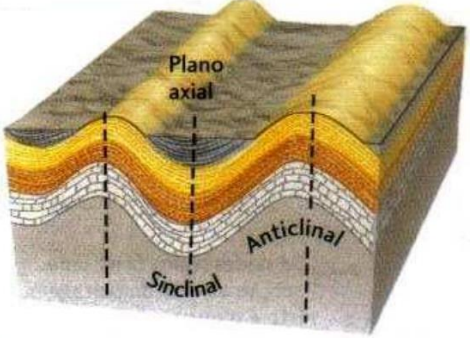
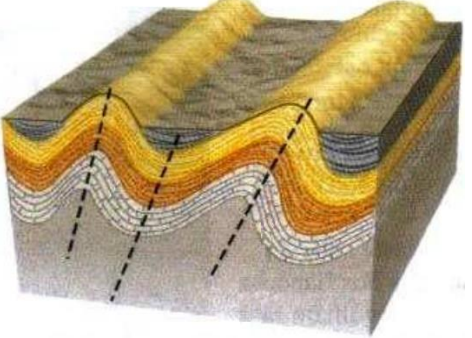
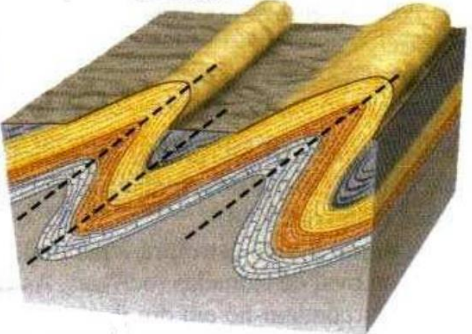
Figura 8: Esquema de dobras em substrato acamado.



Fonte: Adaptado de Frank Press et al (2006).

No quadro 3, é apresentado alguns tipos de dobramentos, sua descrição e ilustrações de acordo com a inclinação do plano axial e dos flancos. Segundo Frank Press et al (2006), o plano axial é uma superfície que divide uma dobra simetricamente, com um flanco em cada lado do plano. A linha formada pela intersecção do plano axial com as camadas é chamada eixo da dobra, como visto na figura 8.

Quadro 3: Tipos de dobramento.

Tipo	Descrição	Dobramentos
Dobras simétricas	As dobras têm os flancos simetricamente mergulhantes afastando-se dos planos axiais	
Dobras assimétricas	As dobras assimétricas têm camadas em um flanco que mergulham mais que as do outro	
Dobras reversas	As dobras reclinadas têm flancos que mergulham na mesma direção. Um ou mais flancos estão inclinados além da vertical	

Fonte: Adaptado de Frank Press et al (2006).

Expressivamente, as camadas geológicas originadas de depósitos feitos em mares rasos e/ou lagos, localizadas as margens continentais sofreram com dobramentos, devido a esforços de origem interna (AB'SABER, 1975). Essas camadas dobradas tem a forma de enrugamentos gigantes da crosta terrestre. Portanto as dobras podem produzir uma grande variedade de formas de relevo, desde as superfícies mais recentes denominadas de faixas móveis, até superfícies

mais antigas e estáveis, que foram reativadas e soerguidas pelos processos compressivos.

Durante o dobramento e o soerguimento inicial, as camadas já começam a ser afetadas pelos processos erosivos (rios, ventos, geleiras e processos climáticos em geral). Quando as estruturas dobradas alcançam certas altitudes, instalam-se nos altos de suas cumeadas alguns centros de glaciação de altitude (AB'SABER, 1975 p. 38).

De acordo com Ab'saber (1975), montanhas de dobramentos corresponde a restos erodidos de grandes sobras que afetaram as camadas de uma bacia sedimentar. Na ausência do processo de erosão, essas camadas dobradas seriam semelhantes a gigantescas telhas ou placas de papelão ondulados. É possível através de contínuas observações, deduzir a posição das remanescentes estruturas dobradas, distinguindo quais setores correspondem às partes côncavas das dobras (sinclinais) e quais os trechos correspondentes aos setores convexos das mesmas (anticlinais) (AB'SABER, 1975).

2.4. GEOMORFOLOGIA DOS MACIÇOS ANTIGOS

Os maciços são corpos cristalinos formados em geral sob a forma de cinturões de montanhas em margens convergentes. A partir da formação da cadeia montanhosa segue-se o desgaste da mesma e o ajuste isostático assim como postulado por Hack (1975), e que por fim, obedecendo às imposições gravitacionais, resultaria em uma superfície ampla e plana com altitudes próximas às do nível do mar, com processos formativos variando de acordo com as diversas teorias que tratam sobre o tema (BIGARELLA, 2003; MONTEIRO, 2010).

Estes maciços são formados por rochas antigas, em geral complexos metamórficos compostos por gnaisses, migmatitos, xistos, entre outros. Estes complexos metamórficos não raras vezes são cortados por intrusões graníticas na forma de batólitos, diques e sills. Sua ocorrência é associada às plataformas estáveis e possuem importância fundamental no entendimento da evolução dos continentes, pois entender como estes maciços de desenvolveram é peça vital no entendimento dos processos evolutivos e geodinâmicos pelos quais passam os continentes.

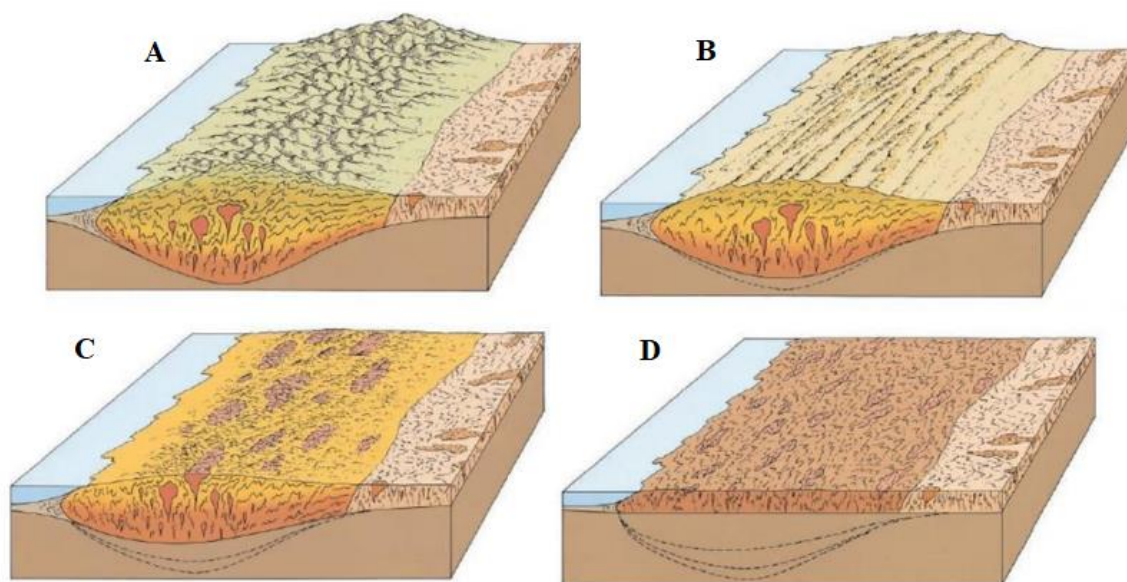
A figura 9 elaborada por Hamblin & Christiansen (2003) *apud* Monteiro (2014), descreve de maneira compreensiva como os maciços cristalinos se originam, é possível observar na figura 9-A que os estágios iniciais de desenvolvimento o relevo é máximo. Alguns vulcões andesíticos podem permanecer na superfície. Falhas de empurrão e dobras são as estruturas dominantes na superfície. As cabeceiras fluviais começam a organizar o padrão de drenagem adaptando-se aos principais trends estruturais. Os Andes estão nesta fase. Na figura 9-B à medida que a erosão remove o material da montanha o ajuste isostático acresce material

à base da montanha. Falhas geradas na base da cadeia montanhosa são expostas em superfície e as cabeceiras de drenagem se ajustam aos padrões de falhas. Muitos tributários drenam paralelamente às estruturas, e as capturas fluviais começam a se formar entre os lineamentos de cristas em níveis topográficos diferentes. Os Apalaches se encontram em fase semelhante a esta.

Seguindo na figura 9-C a continuação da erosão e do ajuste isostático reduz a topografia do relevo e as maiores profundidades da base do cinturão orogênico começa a aflorar. Complexos de dobras e intrusões ígneas formadas originalmente em regiões profundas do cinturão são expostas na superfície. As drenagens se ajustam às novas estruturas expostas. O relevo e as taxas de erosão são drasticamente reduzidos. Os cinturões da Escócia e Noruega possuem estruturação semelhante a esta.

Por fim a figura 9-D mostra que o equilíbrio isostático é restabelecido. As rochas formadas em profundidade são expostas na superfície e o relevo local é de poucos metros. A drenagem se ajusta aos terrenos metamórficos. Neste estágio o cinturão compõe um novo segmento do escudo, um maciço. O escudo canadense apresenta estágio de desenvolvimento compatível com esta fase de evolução.

Figura 9: Desenvolvimento de um escudo a partir de uma cadeia de montanha.



Fonte: Monteiro, K. A. (2015) adaptado de Hamblin & Christiansen (2003).

2.5. LINEAMENTOS

O termo lineamento, utilizado na bibliografia geológica consultada, está geralmente relacionado a qualitativos como: lineamento estrutural, lineamento topográfico e lineamento tectônico, ou até mesmo correlacionado ao termo “lineação”, gerando, portanto, confusões as

atribuições do conceito.

A definição de lineamento foi originalmente elaborada por Hobbs (1912) *apud* Veneziani, (1987), onde as feições geralmente lineares na paisagem revelam a arquitetura estrutural do embasamento rochoso. Foi utilizada pelo autor para caracterizar as relações espaciais de feições tais como cristas, bordas de áreas elevadas, alinhamentos de contatos geológicos ou tipos petrográficos, ravinas ou vales, e de fraturas ou zonas de falhas visíveis.

O lineamento é qualquer linha condicionada topograficamente e observável em mapas topográficos, no terreno ou em qualquer tipo de imagem supramencionada (LOCZY e LADEIRA, 1980). Segundo O’Leary (1976) *apud* Chiessi (2004) refere-se lineamento como feições lineares topográficas ou tonais observáveis nas imagens fotográficas, acrescentando que são alinhados de modo retilíneo ou suavemente curvo, que podem representar discontinuidades estruturais. De forma geral, os lineamentos refletem estruturas geológicas que se manifestam em superfície, como falhas, fraturas, foliação e zonas de contato litológico, passíveis de mapeamento.

No aspecto interpretativo a partir de dados adquiridos dos produtos de sensoriamento remoto, Veneziani (1987) destaca a distinção entre lineamentos estruturais e falhamentos. Os lineamentos não se restringem a apenas um tipo de movimento tectônico ao longo de toda sua extensão ou durante o decorrer dos diferentes ciclos ou fases tectônicas que afetaram uma determinada área. Uma zona de falha pode dar origem a vários lineamentos paralelos a subparalelos, ou vice-versa, ou seja, várias fraturas associadas a uma zona de falha podem dar origem a apenas um lineamento distinguível nos produtos de sensoriamento remoto (VENEZIANI, 1987).

No presente trabalho seguiu-se o conceito de lineamento proposto por Etcheberere (2007), referente a feições lineares topográficas ou tonais observáveis nas imagens fotográficas, que podem representar discontinuidades estruturais.

2.6. ÍNDICE RDE

Em seu artigo de 1973 chamado “*Stream-profile analysis and stream gradient index*”, Hack propõe a aplicação do índice pressupondo que em uma paisagem erosivamente equilibrada, o perfil longitudinal de um rio tenderia a uma simples função logarítmica e que está seria uma característica da geometria da drenagem que fornece subsídios para um sistema útil de análise, fornecendo informações sobre a energia do rio relacionada ao tamanho dos materiais transportados pelo fluxo do rio e as características do canal, substratos que resistiriam a ação erosiva desses fluxos.

Em seu trabalho Jhon Tilton Hack chama atenção para a necessidade de caracterização das formas dos canais fluviais em relação a formação de seu leito e sua capacidade de retirada e transporte de material ao longo de seus canais, como ele afirma:

The gradient index is a significant quantity because it is crudely related to the power of a stream to transport material of a given size and to the characteristics of the channel that resist flow. This conclusion is supported by empirical evidence. It was found, for example, that streams in the Potomac basin on the average have the following relation between particle size on the bed, channel length, and channel slope (HACK, 1973; p. 422).

Mais tarde Seeber & Gornitz em seu trabalho “River profiles along the himalayam arc as a indicators of active tectonics” relacionaram diretamente o cálculo do índice de Relação Declividade-Extensão com investigação dos eventos tectônicos modeladores do substrato geológico.

Segundo Seeber & Gornitz (1983) o Stream-Gradient Index permite a análise de características do perfil longitudinal, e a identificação de possíveis anomalias, essas são representadas pelos Knckpoints, rupturas de declives ocasionados por um estágio erosivo mais pronunciado do leito do rio em decorrência de diferenciações litológicas e/ou influência estrutural.

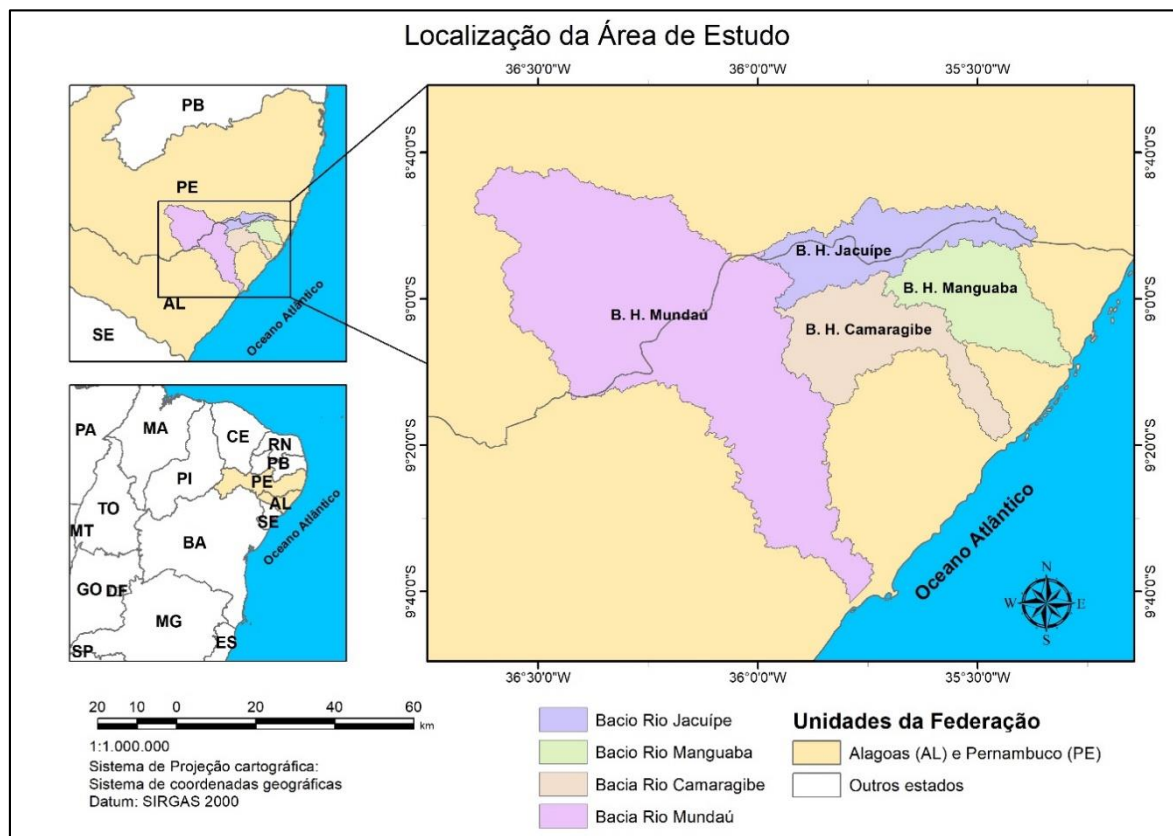
Ao longo das últimas décadas alguns trabalhos foram realizados em diferentes regiões do Brasil com o objetivo de identificar regiões sujeitas a deformações tectônicas, como exemplo tem-se trabalhos de Etchebehere et al (2005); Fujita (2011), nas bacias do Rio do Peixe, em São Paulo, e Ivaí, no Paraná, respectivamente, Monteiro et al (2010 e 2014) aplicando o índice RDE nos rios Tracunhaém e Ipojuca, em Pernambuco, e Souza et al (2010) na bacia do rio Ribeirão das Antas, entre os estados de São Paulo e Minas Gerais. Esses estudos mostram a contribuição do método para identificar knickpoints ao longo dos rios aliando a regiões de morfologia condicionada por processos tectônicos.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. DELIMITAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

As bacias dos Rios Mundaú, Jacuípe, Camaragibe e Manguaba, que compõem a área de estudo, são responsáveis por drenar a escarpa sudeste do Planalto da Borborema, na porção sudeste da Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas (CORRÊA et al, 2010). Esses rios que as compõem drenam também uma porção da Bacia sedimentar Sergipe-Alagoas (ZÁLAN, 2012; CPRM, 2016) e correspondem a quatro das dez bacias que constituem a depressão pré-litorânea em Alagoas (AB' SABER 1951; 1956). As bacias Mundaú e Jacuípe estão localizadas entre os estados de Alagoas e Pernambuco, já as bacias do Camaragibe e Manguaba estão inseridas apenas em território alagoano (Figura 10).

Figura 10: Localização da área do estudo



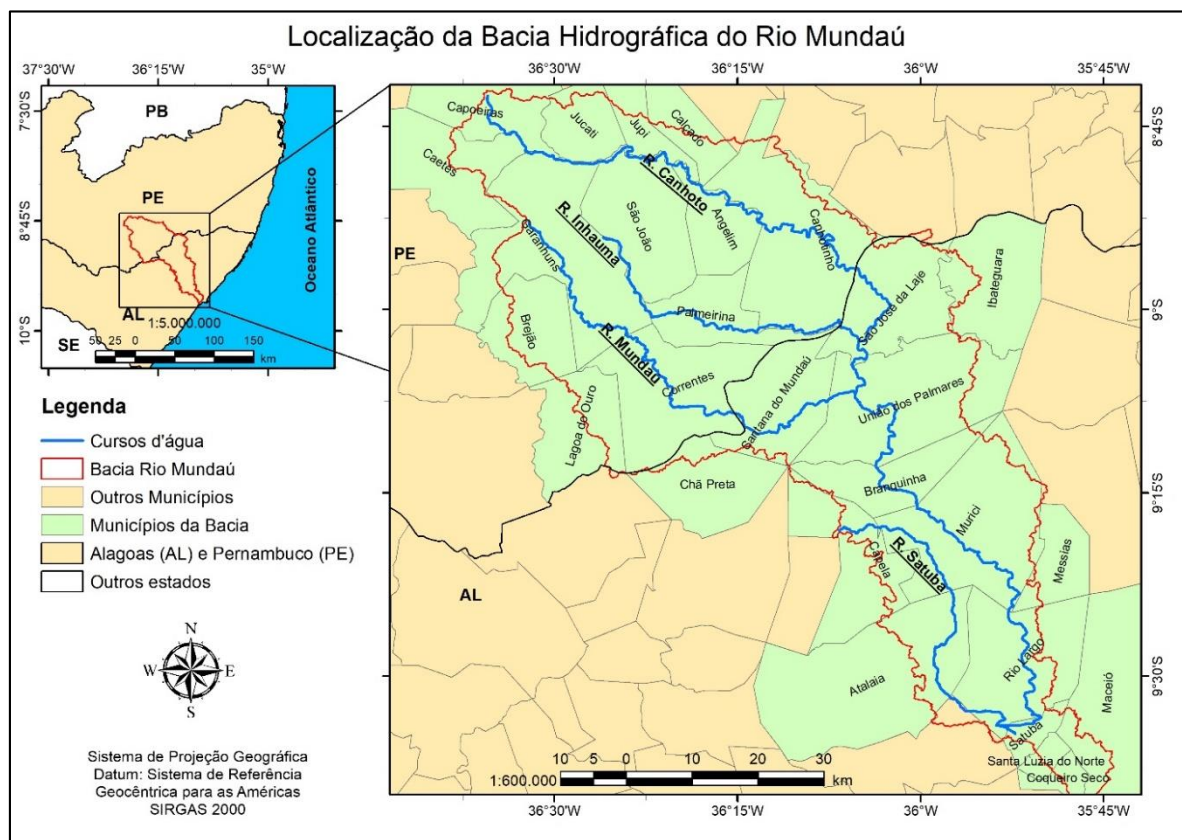
Fonte: Autor (2020). Construído com a base de dados geográficos ao milionésimo IBGE (2010).

A bacia hidrográfica do Rio Mundaú (Figura 11) está localizada entre a mesorregião do Agreste Pernambucano e o Leste Alagoano, entre as coordenadas 8°42' e 9°36' de latitude S e 36°39' e 35°47' de longitude W, abrangendo 16 municípios de Pernambuco (Angelim, Brejão, Caetés, Calçado, Canhotinho, Capoeiras, Correntes, Garanhuns, Jucati, Jupi, Jurema, Lagoa do Ouro, Lajedo, Palmeirina, Quipapá e São João) e 17 municípios de Alagoas (Atalaia,

Branquinha, Capela, Chã Preta, Flexeiras, Ibateguara, Maceió, Messias, Murici, Pilar, Quebrangulo, Rio Largo, Santa Luzia do Norte, Santana Do Mundaú, São José Da Laje, Satuba, União Dos Palmares) (GOMES et al, 2014).

O Rio Mundaú nasce a oeste de Garanhuns, na parte sul do Planalto da Borborema e entra em Alagoas pela cachoeira da Escada, ao sul de Correntes e a noroeste de Santana do Mundaú (SILVA, 2009). Atravessa a área central da Mata Alagoana e chega ao litoral, com a sua foz afogada formando a laguna Mundaú.

Figura 11: Localização da Bacia do Rio Mundaú



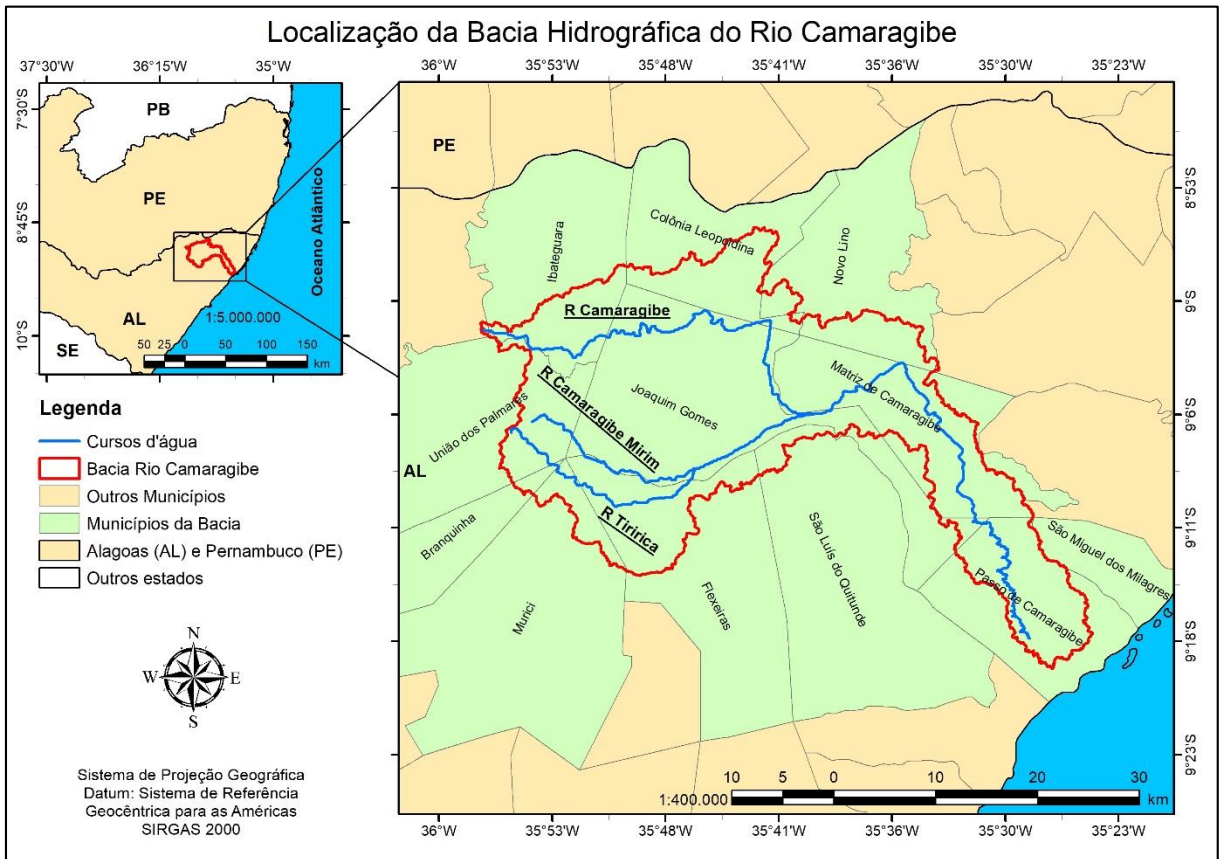
Fonte: Autor (2020). Construído com a base de dados geográficos ao milionésimo IBGE (2010).

Na delimitação da bacia e sub-bacias hidrográficas do Rio Mundaú, para o cálculo do índice RDE, de outros parâmetros morfométricos, lineamentos de relevo e drenagem seguiu-se a delimitação feita por Gomes et al (2014), dividindo a bacia do Rio Mundaú em 6 sub-bacias: Mundaú (alto, médio e baixo), Canhoto, Inhaúma e Satuba.

A bacia do Rio Camaragibe (Figura 12) está localizada no litoral norte do estado de Alagoas entre as coordenadas 35° 55', 35° 24' de longitude W; 8° 56', 9° 19' de latitude S, ocupada por quatro municípios: Joaquim Gomes, numa porção bem centralizada; Matriz do Camaragibe, na parte inferior; São Miguel dos Milagres e Passo do Camaragibe, onde o Rio

principal deságua. Nesse estudo, a bacia do Rio Camaragibe foi dividida em: Alto Camaragibe, Médio Camaragibe, Baixo Camaragibe e Camaragibe Mirim.

Figura 12: Localização da Bacia do Rio Camaragibe



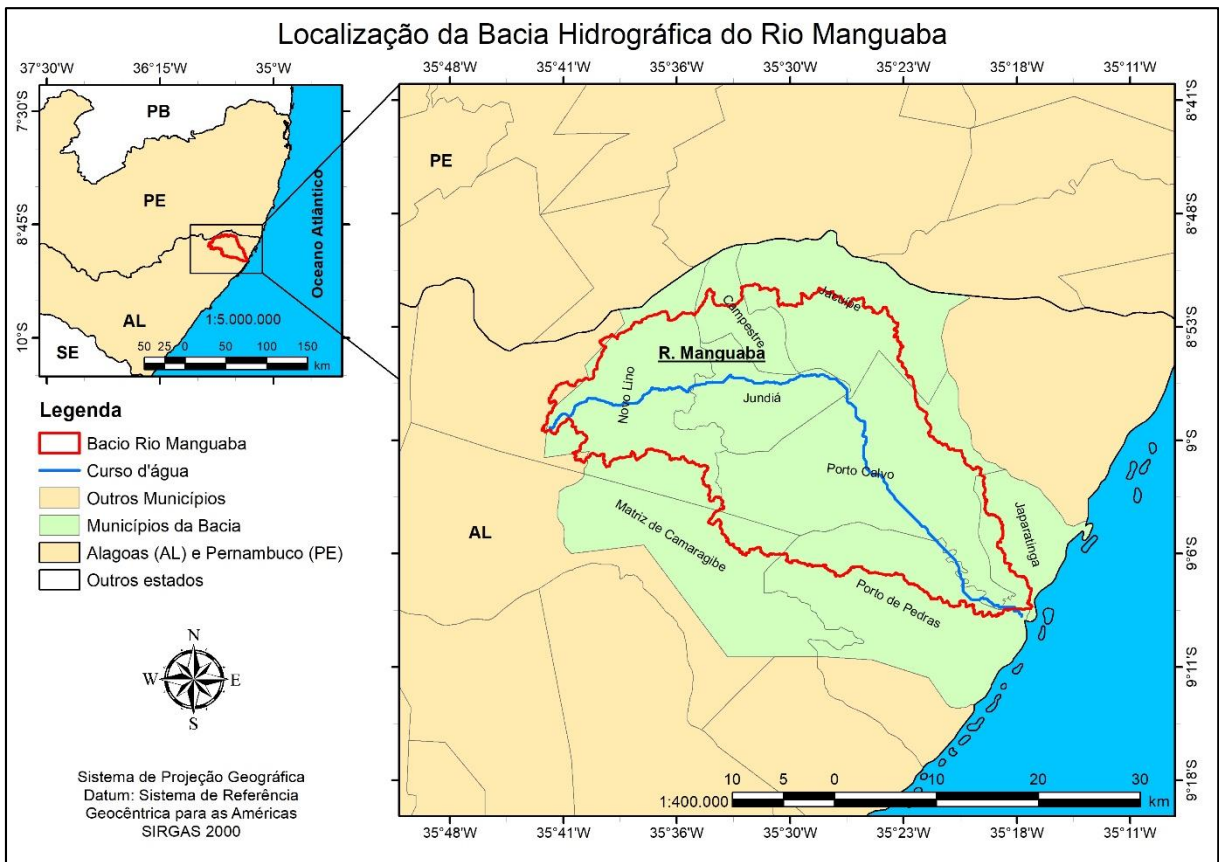
Fonte: Autor (2020). Construído com a base de dados geográficos ao milionésimo IBGE (2010).

A nascente do Rio Camaragibe está situada em duas serras do norte do Estado: Serra da Palha e Serra Galho do Meio. Suas cabeceiras encontram-se em cotas altimétricas de 500 a 600 metros, quase na fronteira entre Alagoas e Pernambuco, nas coordenadas $9^{\circ} 6' S$ e $35^{\circ} 52' W$ (CARVALHO, 2004).

A bacia do Rio Manguaba (Figura 13) está localizada entre as coordenadas $8^{\circ} 51'$, $9^{\circ} 10'$ latitude S e $35^{\circ} 17'$, $35^{\circ} 43'$ longitude W, apenas no Território Alagoano, na mesorregião da Zona da Mata Alagoana. Localizada entre os Rios Camaragibe e Jacuípe e seu Rio principal nasce ao sul da sede municipal do Novo Lino e deságua no Oceano Atlântico. Na sua extensão territorial estão inseridos os municípios: Colônia Leopoldina, Novo Lino e Campestre, ao noroeste da bacia (próximos cabeceira de drenagem); Jundiá e Porto Calvo, na porção mais central; Matriz do Camaragibe a sul; Jacuípe a norte; e os municípios de Japaratinga e Porto de Pedras a sudeste da bacia hidrográfica, próximas da foz. A bacia do Rio Manguaba foi dividida

em: Alto, Médio e Baixo Manguaba.

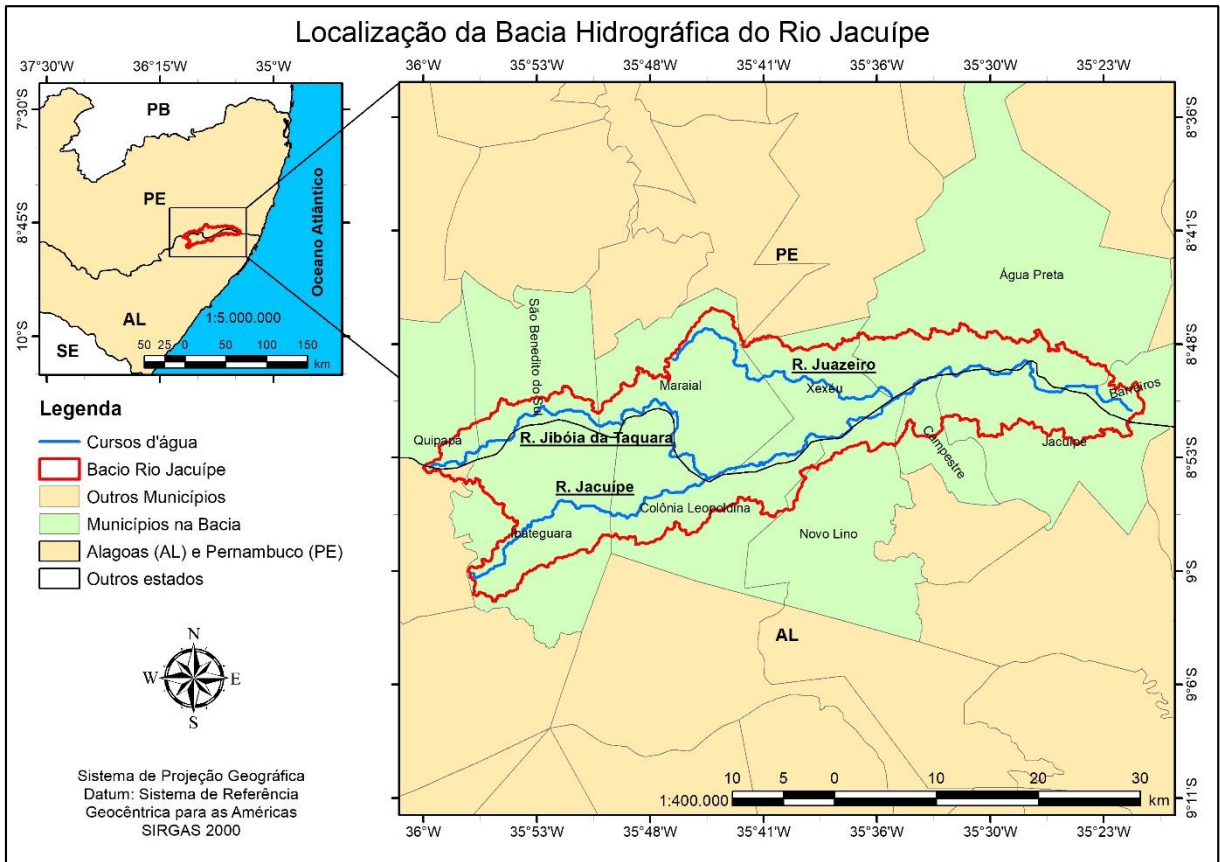
Figura 13: Localização da Bacia do Rio Manguaba



Fonte: Autor (2020). Construído com a base de dados geográficos ao milionésimo IBGE (2010).

A bacia do Rio Jacuípe (Figura 14) está localizada entre os estados de Alagoas e Pernambuco, na mesorregião da Zona da Mata, entre as coordenadas 8° 45', 9°02' latitude S e 35° 21', 36° 01' longitude W. Limita-se ao norte com a bacia hidrográfica do Rio Una; ao sul com as bacias dos Camaragibe, Manguaba e Salgado; a leste com as bacias dos Rios Maragogi, Rio dos Paus e Rio Tabaiana e ao oeste com o Rio Mundaú. Em Alagoas, a bacia passa pelos municípios de Ibateguara e Colônia Leopoldina (próximos a cabeceira de drenagem), Novo Lino (na porção do médio Jacuípe); Campestre e Jacuípe (no baixo Jacuípe), e no lado Pernambucano pelos municípios de Quipapá, São Benedito do Sul e Marajá (no alto Jacuípe), Xexéu (no médio Jacuípe), Água Preta (no baixo Jacuípe). A bacia do Rio Jacuípe foi dividida em: Alto Jacuípe, Médio Jacuípe, Baixo Jacuípe e Contribuinte.

Figura 14: Localização da Bacia do Rio Jacuípe



Fonte: Autor (2020). Construído com a base de dados geográficos ao milionésimo IBGE (2010).

3.2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO

3.2.1. CICLOS TECTÔNICOS

A plataforma geológica brasileira é composta por um escudo cristalino muito antigo, com rochas de origem datada dos Éons Arqueanos e Proterozoicos, e circundada por formações sedimentares mais recentes, ao longo de área circundantes ao planalto da Borborema e demais depressões interiores.

O diverso embasamento geológico brasileiro passou por muitas transformações e os responsáveis por essas diversas alterações foram os eventos geológicos conhecido como ciclos tectônicos.

Na bibliografia são encontradas diversas menções aos diferentes ciclos tectônicos aos quais o substrato geológico brasileiro passou e que foram responsáveis pela configuração geológica e tectônica atual. Neste trabalho, toma-se como ciclo tectônico o conceito definido por Hasui (2012), sendo o conjunto dos processos que iniciam com a fragmentação de um supercontinente e culminam com a agregação dos continentes em novo supercontinente e sua estabilização, envolvendo os processos distensivos, compressivos e distensivos finais. O

Quadro 4 apresenta os ciclos tectônicos do substrato brasileiro.

Quadro 4: Ciclos tectônicos brasileiros. O ciclo atual está em desenvolvimento desde a ruptura do Gondwana

Ma	Era / período	CICLO TECTÔNICO (Eventos orogênicos em Ga)		Supercontinente
			(Futuro)	
0-20	Quaternário-Neogeno	(Ciclo atual)	Neotectônica	(Neopangea)
20-230	Paleogeno-Triássico		Etapa de distensão (Ativação Mesozoica)	
230-440	Triássico-Siluriano			Pangea
440-1.000	Siluriano-Neoproterozoico	Ciclo Brasileiro 3) Etapa de colapso orogênico ou exumação 2) Etapa de convergência: eventos brasileiros: I 1.000-700, II 670-530, III 580-460 Ma 1) Etapa de divergência	Nos crátons: algumas coberturas	(Gondwana)
1.000-1.900	Mesoproterozoico-Paleoproterozoico (pós-Transamazônico)	Ciclo Cariris Velhos: 1,1-1,0 Ga Ciclo Sunsas: 1,3-1,0 Ga Evento Rondoniano-San Ignácio: 1,5-1,3 Ga Evento Rio Negro-Juruena: 1,9-1,5 Ga	Nos crátons: tectônica intraplaca (rifteamento, bacias, magmatismo anorogênico). Cinturões intracontinentais.	Rodínia
1.900-2.500	Paleoproterozoico (Transamazônico)	Ciclo Transamazônico: 2,5-1,9Ga		Colúmbia
2.500-2.800	Neoarqueano	Ciclo Jequié = Rio das Velhas: 2,8-2,5 Ga		Kenorlândia
2.800-3.200	Mesoarqueano	-		
3.200-3.400	Paleoarqueano	-		

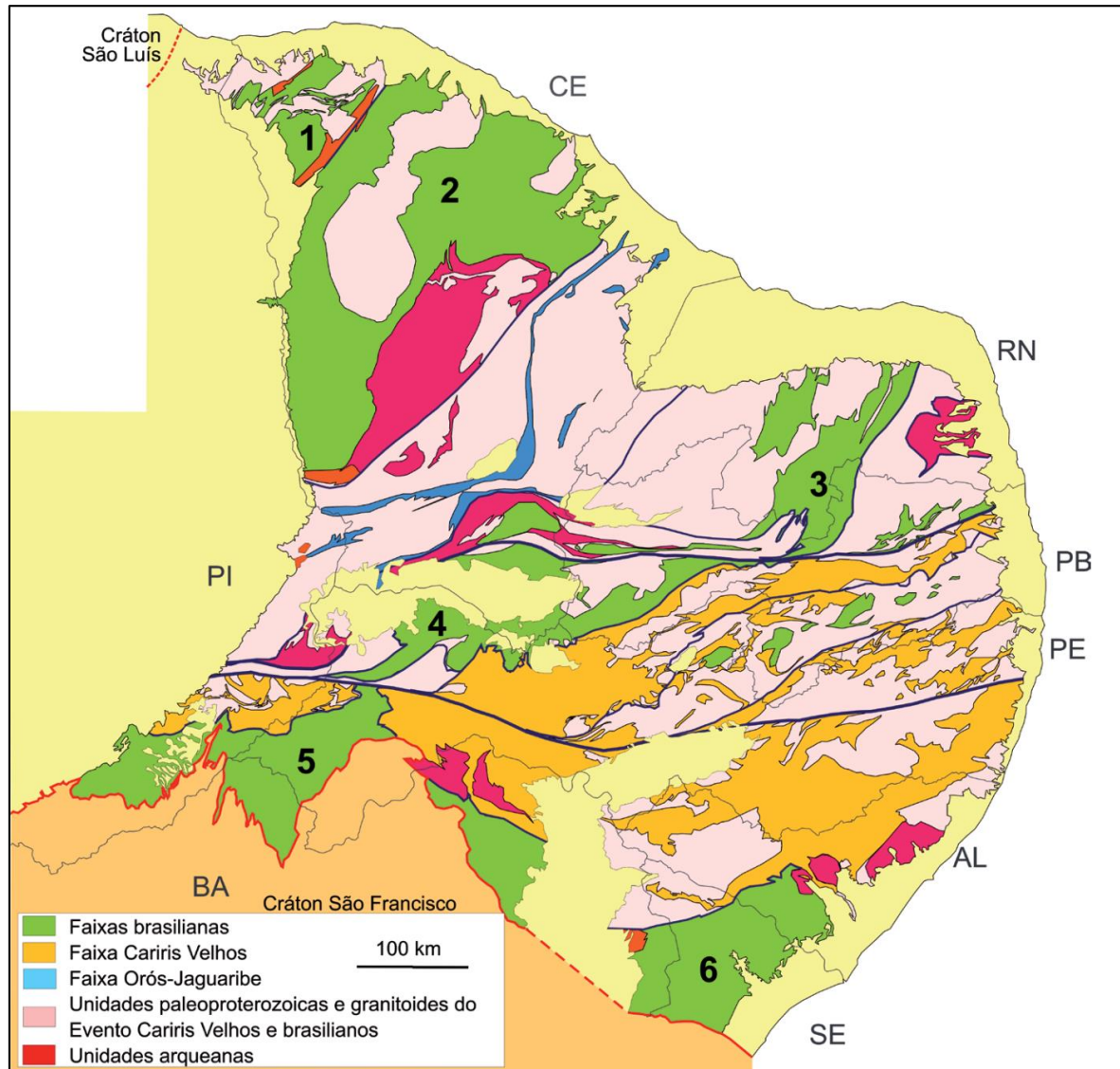
Fonte: Hasui (2012).

A partir do contexto dos ciclos tectônicos brasileiros, destaca-se por apresentar maiores evidências da influência na Província Borborema, onde a área estudada está inserida, os ciclos Transamazônico, o Cariri Velhos e o Brasileiro (Figura 15).

De acordo com Neves (2001) o embasamento da Província Borborema foi formado e consolidado durante o Paleoproterozoico (Ciclo Transamazônico). Esse embasamento aparece em núcleos maiores se comparados aos arqueanos, tanto nos crátons neoproterozoicos, no interior dos cinturões e sistemas orogênicos mais novos e também envolvem núcleos de rochas arqueanas retrabalhadas (HASUI, 2012), formando-se:

- Processos de distensão – *greenstone belts*, pacotes metavulcanossedimentares de riftes e bacias de margens passivas, bem como rochas magmáticas ácidas, alcalinas, e enxames de diques máficos e ultramáficos;
- Processos de convergência – vários cinturões orogênicos foram gerados, reconhecidos nas regiões leste e central da Amazônia, nordeste do Pará e noroeste do Maranhão, leste e nordeste da Bahia, centro-sul de Minas Gerais e Goiás-Tocantins.

Figura 15: Unidades geotectônicas pós transamazônicas do sistema Borborema.

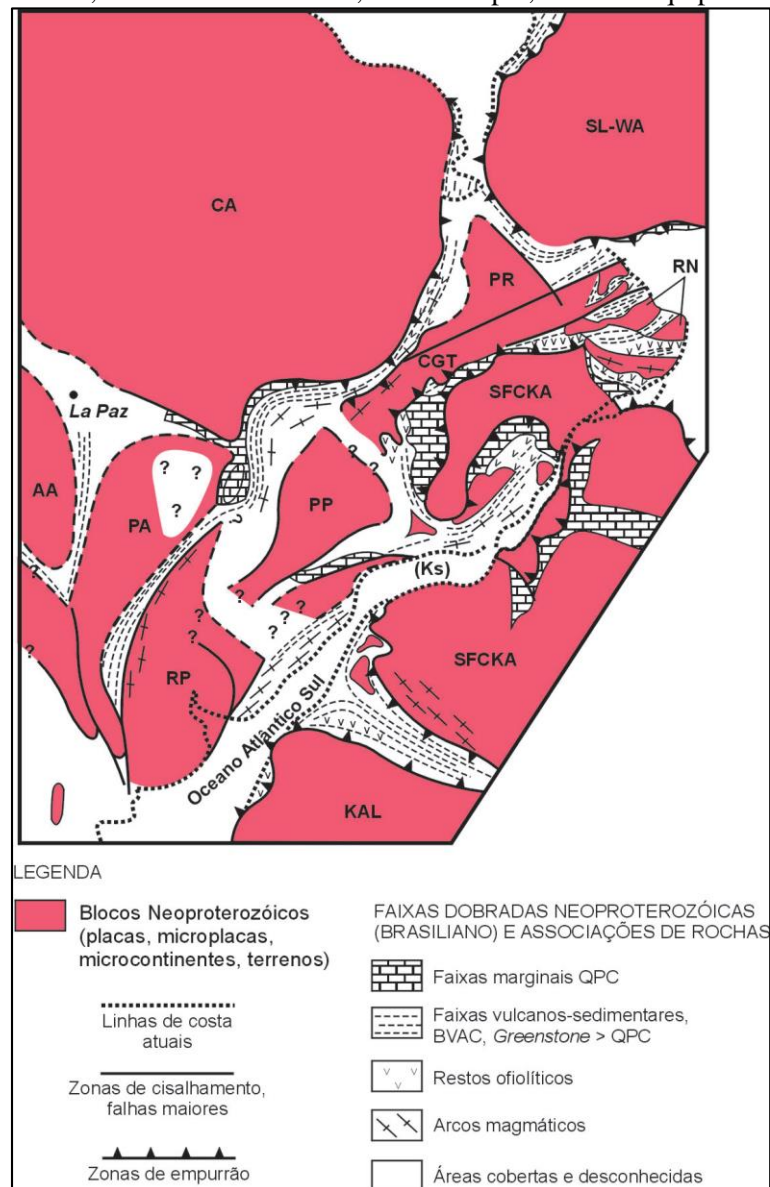


Fonte: Hasui (2012).

O contexto geológico-geográfico do evento orogênico Cariris Velhos está preferencialmente na parte central ("Zona Transversal") da Província, sistemas de dobramentos Piancó-Alto Erigida e Pajeú-Paraíba, imediatamente ao sul do Lineamento de Patos. E ainda, há registros da continuidade de seus eventos na extensão sul do Piancó-Alto Erigida e Pajeú-Paraíba, no chamado Sistema de Dobramentos Riacho do Pontal e na parte mais ocidental do Terreno/Maçiço Pernambuco-Alagoas (NEVES et al, 1995). De acordo com Hasui (2012) esse ciclo envolveu processos de divergência, rifteamento e abertura oceânica, seguido de convergência e fechamento do oceano. Teria resultado da interação de dois blocos paleoproterozoicos, Rio Grande do Norte e São Francisco (Figura 16), formando o Cinturão Cariris Velhos em 1,1-0,95 Ga, no ciclo de mesmo nome, que aparece numa faixa de direção

WSW-ENE entre Piauí e Pernambuco.

Figura 16: Mapa esquemático da paleogeografia final de Gondwana Ocidental. Esboço de cenário paleogeográfico do fecho do Ciclo Brasiliano-Pan Africano, mostrando os principais segmentos colidentes (placas, microplacas, terrenos) e os principais tipos de faixas móveis gerados: QPC = faixas marginais a quartzito-pelito-carbonato; faixas vulcanossedimentares ou interiores + BVAC (vulcânicas bi-modais, arcóseas, conglomerados) e greenstone (predomínio de vulcânicas tholeiíticas sobre sedimentos imaturos) e remanescentes de fundo oceânico. Fonte: Almeida et al. 2000 SL-WA = São Luís; West Africa; CA = Amazonas; PR = Parnaíba; RN = Rio Grande do Norte; CGT = Central Goiás Tocantins; SFCKA= São Francisco– Congo–Angola; PP = Paranapanema; KS = Separação do cretáceo superior; KAL = Kalahari; RP = Rio de La Prata; PA = Pampia; AA = Arequipa.



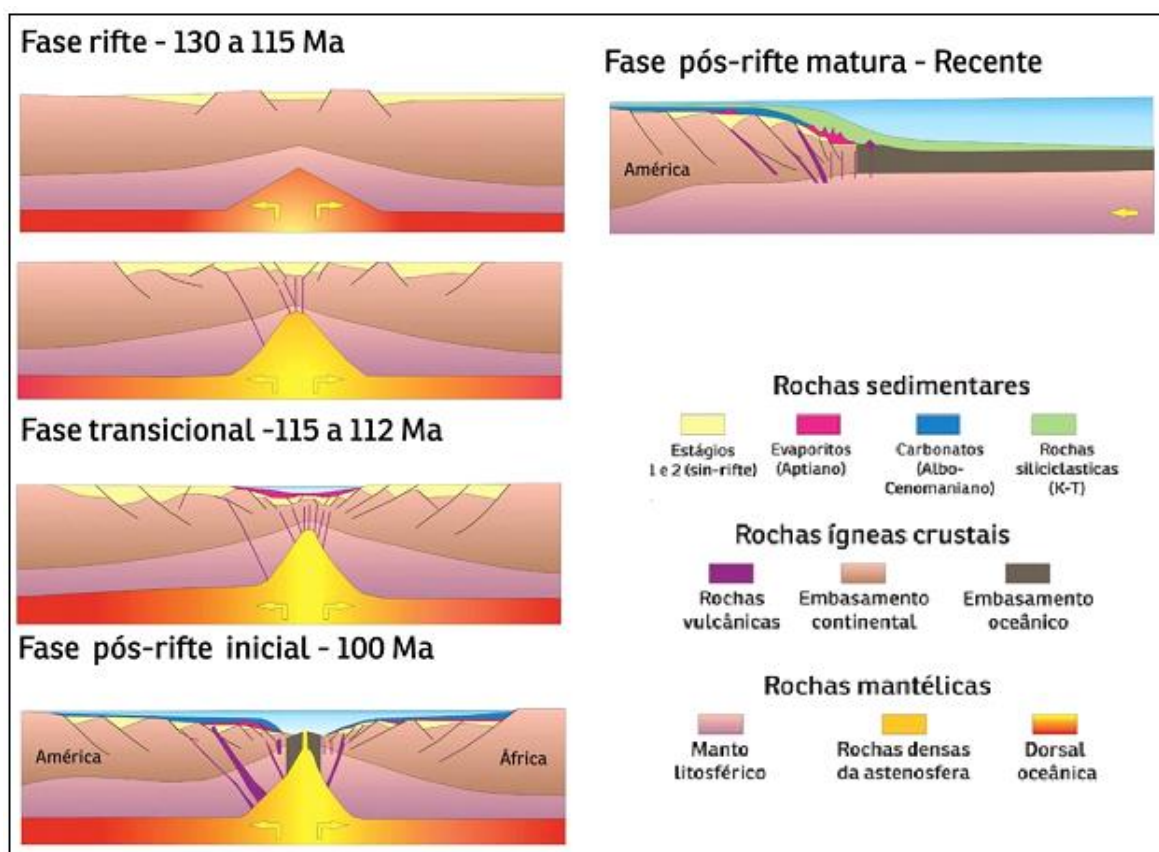
Fonte: Neves (2008).

As idades dos processos orogênicos apresentadas na bibliografia não são consensuais. As designações de eventos Brasiliano I, II e III foram também demarcadas em 900-750, 650-600 e 580-500 Ma (HASUI, 2012).

Segundo Neves et al (2016) o Brasiliano foi responsável pela grande abundância de intrusões graníticas, com grande influência no Maciço Pernambuco-Alagoas (SILVA FILHO et al, 2016), e pela formação do Cinturão Orogênico Sergipano, através da colisão entre o Maciço Pernambuco-Alagoas e o Cráton do São Francisco.

As bacias divergentes da Margem Continental Atlântica são formadas por processos distensivos que levam a ruptura de um continente e a formação de um oceano ao longo de diversos estágios evolutivos (MOHRIAK, 2012). As fases do modelo de evolução em margens passivas são demonstradas na figura abaixo (Figura 17).

Figura 17: Modelo esquemático das diversas fases da evolução.



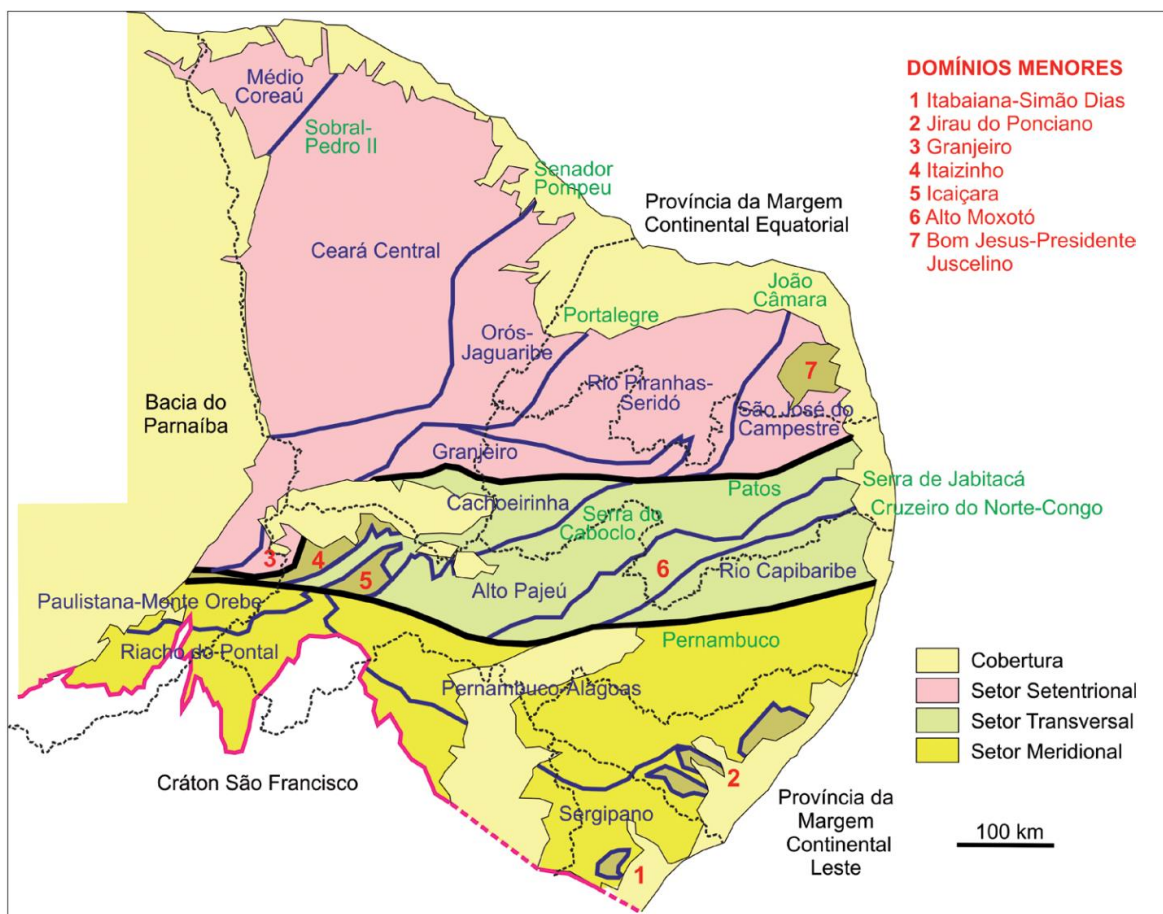
Fonte: Modificado de Mohriak (2012).

O início desse processo, de acordo com Ab' Sáber (1951) em seu artigo “Sucessões de quadros paleogeográficos no Brasil, do Triássico ao Quaternário”, se deu entre o final do Mesozoico e início do Cenozoico, deixando como testemunho sedimentos clásticos em margem continental de *rift*, nomeado no Estado de Alagoas pelo mapeamento da CPRM (2017) de Grupo Coruripe e bacias de sedimentos areno-argiloso em margens oceânicas.

3.2.2. PROVÍNCIA BORBOREMA

De acordo com Rogers e Santos (2002) a Província Borborema (Figura 18) consiste em complexos de embasamento gnáissico e migmatítico, formados principalmente durante eventos orogênicos paleoproterozoicos, juntamente com blocos arqueanos menores, todos parcialmente cobertos por rochas metassedimentares e metavulcânicas mesoproterozoicas e neoproterozoicas, formando um mosaico de porções de embasamento, microcontinentes e faixas orogênicas do Arqueano, em menor parte, ao Neoproterozoico separadas por zonas de cisalhamento transcorrente e de empurrão (HASUI, 2012) e pode ser dividida em três sub-províncias : (i) No norte inclui o Médio-Coreaú, Ceará Central e os domínios do Rio Grande do Norte, (ii) Zona Transversal, incluindo Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e os domínios do Rio Capibaribe e (iii) Sul ou Externo que inclui o Riacho do Pontal, Sergipano e Maciço Pernambuco-Alagoas (CRUZ et al, 2014).

Figura 18: O Sistema Orogrênico Borborema. Zonas de cisalhamento: os maiores, Pernambuco e Patos, traços em preto, separando os três setores; os menores, traços em azul, separando os domínios. Os nomes dos domínios estão indicados em azul e vermelho; as designações das zonas de cisalhamento, em verde, localização da área estudada representada pelo quadrado vermelho.

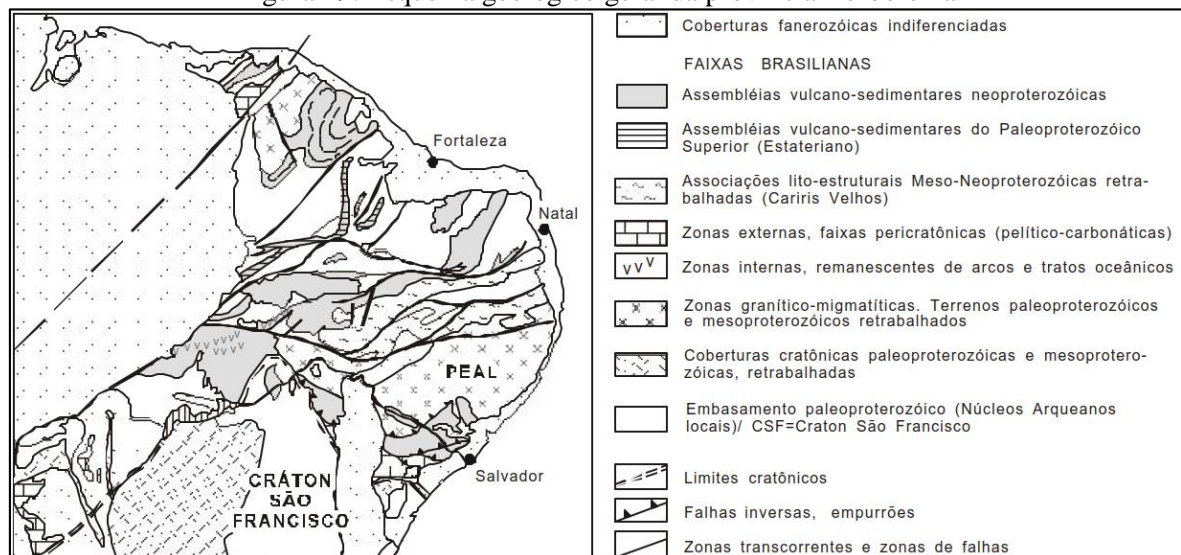


Fonte: Modificado de Hasui (2012).

O Setor Meridional do Planalto da Borborema fica localizada entre a Zona Transversal Pernambucana e o Cráton do São Francisco, é composta pelo Cinturão Orogênico Sergipano e Riacho do pontal e Maciço Pernambuco-Alagoas (CRUZ et al, 2014). Por sua vez o Maciço Pernambuco-Alagoas pode ser subdividido em Maciço Pernambuco Alagoas Oeste e Leste. A parte Oeste corresponde a uma nappe cristalina mesoproterozoica, formada por lascas imbricadas de rochas metaplutônicas e supracrustais, incluindo fragmentos paleoproterozoicos e o Leste, região na qual ficam localizadas as bacias alvo deste estudo, compreende a extensão da nappe cristalina da parte oeste, a qual foi penetrada por imensos batólitos graníticos neoproterozoicos (CPRM, 2017). A parte oriental do Maciço Pernambuco Alagoas compreende cerca de 75% de todo o domínio, sendo a região onde ocorrem os maiores batólitos graníticos da Província Borborema (FILHO et al, 2001).

De acordo com Schmus (1995) a estratigrafia regional da Província Borborema pode ser generalizada como: a) Embasamento de complexos gnáissicos e migmatíticos, b) Sequências supracrustais deformadas (*fold belts*), retrabalhados (NEVES et al, 2003), c) Lineamentos Brasilianos (*Brazilian shear zones*) e d) Plútons Graníticos Brasilianos. Como pode ser visto no mapeamento realizado por Neve et al, (2001), com um pouco mais de detalhes nas coberturas geológicas, mas nota-se o completo domínio do embasamento Pré-Cambriano (Figura 19).

Figura 19: Esquema geológico geral da província Borborema

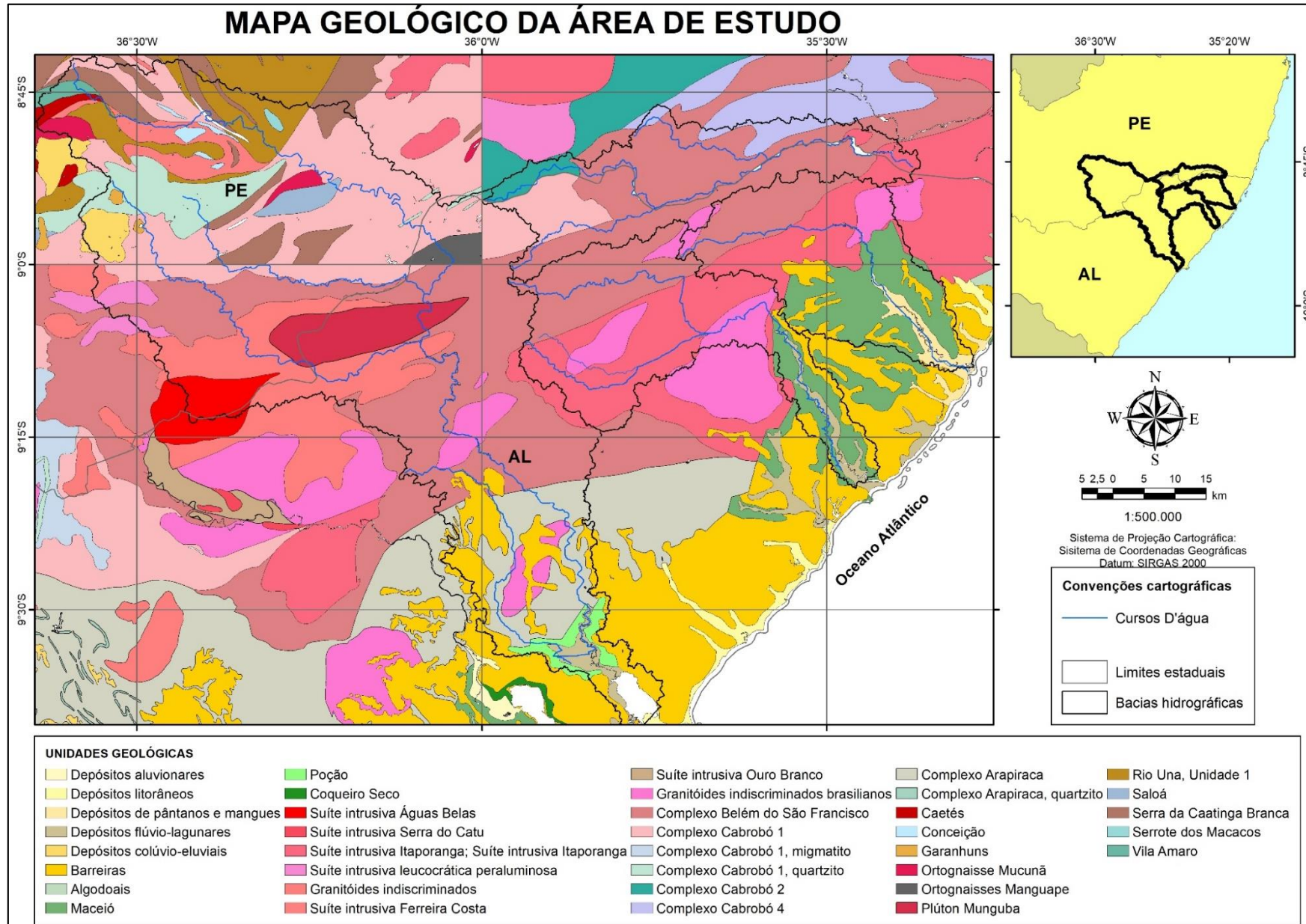


Fonte: Neves et al, (2001).

Dessa forma a Província Borborema tornou-se um amalgamado de rochas ígneas e metamórficas recoberta por um capeamento mais recente de formações sedimentares em sua periferia e em bacias interiores, como pode ser observado na figura 20 o mapa geológico com

o recorte da área de estudo.

Figura 20: Mapa geológico da área de estudo.

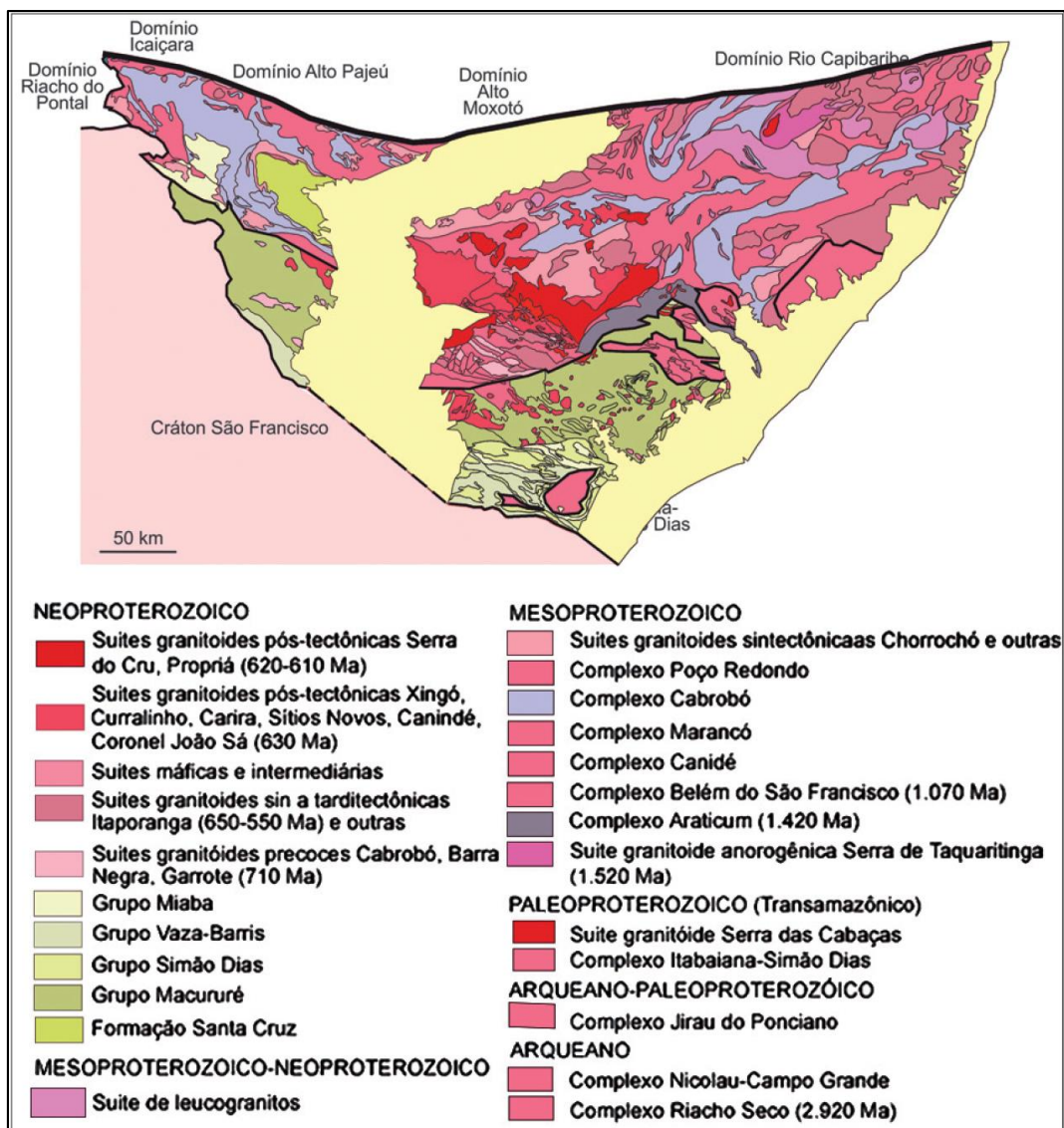


Fonte: Autor (2020). Construído com a base de dados geológicos CPRM (2016).

3.2.3. EMBASAMENTO PRÉ-CAMBRIANO DA ÁREA DO ESTUDO

De acordo com o mapeamento da CPRM (2017) a área estudada possui o embasamento geológico formado basicamente por rochas Proterozoicas (2500 – 542 Ma.), em sua maioria representada pelos Complexos Cabrobó (1200 – 1001 Ma.), Arapiraca (2300 – 1800 Ma.) e Belém do São Francisco (2080 Ma.), compostos por rochas metamórficas derivadas de antigos processos orogênicos (HASUI, 2012). O embasamento Pré-Cambriano da área é basicamente formado por embasamento de rochas metavulcânicas composta por uma enorme variedade de gnaisses e migmatitos, formadas durante antigos ciclos tectônicos (Transamazônico, Cariri Velho e Brasiliano) e rochas oriundas de intrusões graníticas brasileiras (Figura 21).

Figura 21: Os domínios Pernambuco-Alagoas ao norte, Sergipano, Itabaiana-Simão Dias e Jirau do Ponciano ao sul, localização da área estudada representada pelo quadrado vermelho



Fonte: Modificada de Hasui (2012).

3.2.3.1. UNIDADE RIO UNA

É uma unidade estratigráfica de idade Paleoproterozoica (2500 a 1600,1 Ma.), formado basicamente por rochas metamórficas como biotita gnaiss e Muscovita gnaiss, de acordo com o mapeamento da folha Garanhuns da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM. Segundo este mapeamento é possível observar a unidade estratigráfica ao norte do município de São João, na porção nordeste da cabeceira de drenagem da bacia hidrográfica do Rio Mundaú.

3.2.3.2. COMPLEXO BELÉM DO SÃO FRANCISCO

O complexo Belém do São Francisco ocorre na área estudada com maior predomínio do lado alagoano, de oeste a leste, desde os municípios de Bom conselho e Quebrangulo, na bacia do Rio Mundaú, passando pela bacia do Camaragibe, entre os municípios de União dos Palmares, São José da Laje, Ibateguara, Colônia de Leopoldina e Novo Lino, até a bacia do Jacuípe ao sul de Água Preta – PE. De acordo com Silva Filho et al, (2001); Cruz et al, (2014); Silva Filho et al, (2016) o Complexo Belém do São Francisco é uma unidade Paleoproterozoica (Transamazônico) Migmatítica-gnáissica composta por gnaisses tonalíticos, dioríticos, monzoníticos, granodioríticos e graníticos. O complexo possui seu metamorfismo datado de 650 Ma (Neoproterozoico), que são basicamente as rochas encontradas dessa formação na área estudada.

3.2.3.3. COMPLEXO CABROBÓ

O Complexo Cabrobó, ocorre com maior predomínio do lado pernambucano, na porção mais a montante da bacia hidrográfica do Rio Mundaú, próximo a cabeceira de drenagem, ao norte da fronteira do município de Garanhuns, o Complexo Cabrobó também ocorre entre a região sul de Garanhuns e os municípios de Canhotinho, São José da Laje e Ibateguara, compreendendo a região da cabeceira da bacia hidrográfica do Rio Jacuípe, e na parte mais a jusante do Jacuípe próximo do município de Água Preta em Pernambuco. É uma unidade metavulcanosedimentar supracustal, de idade Mesoproterozoica, formada, de acordo com Silva et al, (2001); Cruz et al, (2014); Silva Filho et al, (2016), por gnaisses de granada, ortognaisses e migmatitos, com alguns núcleos diatexíticos e nebulíticos, e com outras variações de migmatitos com intercalações de quartzitos, calcissilicatos e anfíbolitos.

3.2.3.4. COMPLEXO ARAPIRACA

O Complexo Arapiraca é uma unidade que ocorre entre o leste de Atalaia, oeste de São Luís do Quitunde, norte de Maceió e sul de Murici, na região próxima da desembocadura do

Rio Mundaú na Laguna Mundaú, formada por quartzito, paragranulito, metamafito, magnetita quartzito, formação ferrífera bandada, mármore dolomítico, magnetito, metaultramafito, muscovita quartzito, rocha calcissilicática, metapiroxenito, metarcóseo e anfibolitos, de idade Paleoproterozoica (CPRM, 2017).

3.2.3.5. GRANITOIDES E SUÍTES INTRUSIVAS

Em geral são apresentados corpos graníticos de idade Neoproterozoica oriundos do magmatismo tardi a pós-tectônico e sin a tardi-orogênico (CPRM, 2017).

- ***Granitoides tardi a pós-tectônico***

Suíte intrusiva Xingó (650 e 641 Ma. / Neoproterozoica):

Granitoides indiscriminados: monzogranitos, sienogranitos, granodioritos, tonalitos e sienitos predominantemente equigranulares finos a médios, às vezes grossos e, localmente, porfiríticos, isotrópicos, em alguns pontos exibem foliação magmática. (600 Ma. R b - S r. / Neoproterozoico)

Descriminada como granitoides (CPRM, 2017) ocorrem de forma fragmentada entre os municípios de São Luís do Quitunde, Matriz do Camaragibe e Novo Lino, pertencentes as bacias do Camaragibe e Jacuípe, e nos municípios de Branquinha e Chã preta, em Alagoas, e Lagoa do Ouro e Correntes, em Pernambuco, todos pertencentes a bacia do Rio Mundaú.

Suíte intrusiva Itaporanga (632 ± 13 Ma. e 612 Ma. / Neoproterozoico):

Plútons: Granodioritos, monzogranitos e sienogranitos, equigranulares médios a grossos a inequigranulares porfiríticos, com fenocristais subédricos a euédricos de K- feldspatos (1 cm a 7 cm) e plagioclásio (0,5 cm a 1 cm). Possuem enclaves dioríticos e fácies intermediárias de mistura. Suíte metaluminosa a levemente peraluminosa, calcioalcalina de alto potássio a levemente shoshonítica. Ocorre a partir do médio Camaragibe até o Baixo Jacuípe, entre o norte do município de Murici e Sul de Barreiros, assim como também ocorrem na bacia do Rio Mundaú denominado como Plúton Munguba.

Suíte intrusiva Serra da Catinga Branca (630 e 542 Ma. / Neoproterozoica):

Suíte intrusiva formada por rochas metamórficas (Gnaiss granodiorítico) localizada próxima a cabeceira do Rio Mundaú, ou seja, no estado de Pernambuco, mais precisamente nos municípios: Palmeirina, São João, Jucati e Capoeiras.

Suíte intrusiva Ferreira Costa (630 e 542,1 Ma. / Neoproterozoica):

Suíte intrusiva formada por rochas ígneas e metamórficas (Álcali-feldspato granito, Ortognaisse tonalítico, Ortognaisse) também próxima a cabeceira do Rio Mundaú, ao norte dos municípios de São João e Garanhuns.

- ***Plutonismo sin a tardi-orogênico***

Granitoides indiscriminados (1600 e 1001 Ma. / Mesoproterozoico):

Ortognaisses e ortognaisses migmatíticos, com anfibólio e biotita, de composições monzograníticas a granodioríticas, quartzo-monzoníticas e tonalíticas. Possuem enclaves máficos.

3.2.4. SEDIMENTOS MESOZOICOS-CRETÁCEOS

3.2.4.1. Grupo Coruripe (145,5 a 99,7 Ma.)

Este grupo, que possui o nome atribuído ao rio por onde atravessa grande parte dos sedimentos, é dividido em sete formações, que abrange: Feliz Deserto, Penedo, Barra de Itiúba, Morro do Chaves, Coqueiro Seco, Poção e Maceió. Os dois últimos citados representam a área de localização das bacias hidrográficas deste estudo.

Formação Maceió:

A sedimentação desta unidade é caracterizada por depósitos de fandelta associados à falha, composto por arenitos médios a grossos mal selecionados, com níveis conglomerados. Esses níveis conglomerados exibem por clástos “congelados” de rochas graníticas dispersas na matriz e fácies turbidíticas, com conglomerados polimíticos ricos em clástos com argila e intercalações de arenitos, siltitos e folhelhos (CPRM, 2017).

O clima e a tectônica são responsáveis pela sedimentação da Formação Maceió, em períodos de clima seco dominam depósitos lacustrinos predominantemente folhetos e calcilutitos, ricos em algas e gretas de ressecamento (associados a um Trato de Sistema de Lago Alto), enquanto em clima úmido são depositados sedimentos siliciclásticos com acumulação de depósitos turbidíticos hiperpicnais relacionados a um Trato de Sistema Transgressivo (CPRM, 2017).

Formação Poção:

Segundo Feijó (1994) as rochas da Formação Poção possuem características distintas, tornando-se uma unidade independente. Esta unidade é composta por conglomerado, com

matriz areno-conglomerática constituída principalmente por quartzo, feldspatos e micas, a tonalidade varia de amarelado a amarronzado. Os conglomerados são do tipo polimíticos, compostos essencialmente por cláustos de quartzo e fragmentos de rochas graníticas e gnáissicas (CPRM, 2017).

3.2.5. SEDIMENTOS CENOZOICOS

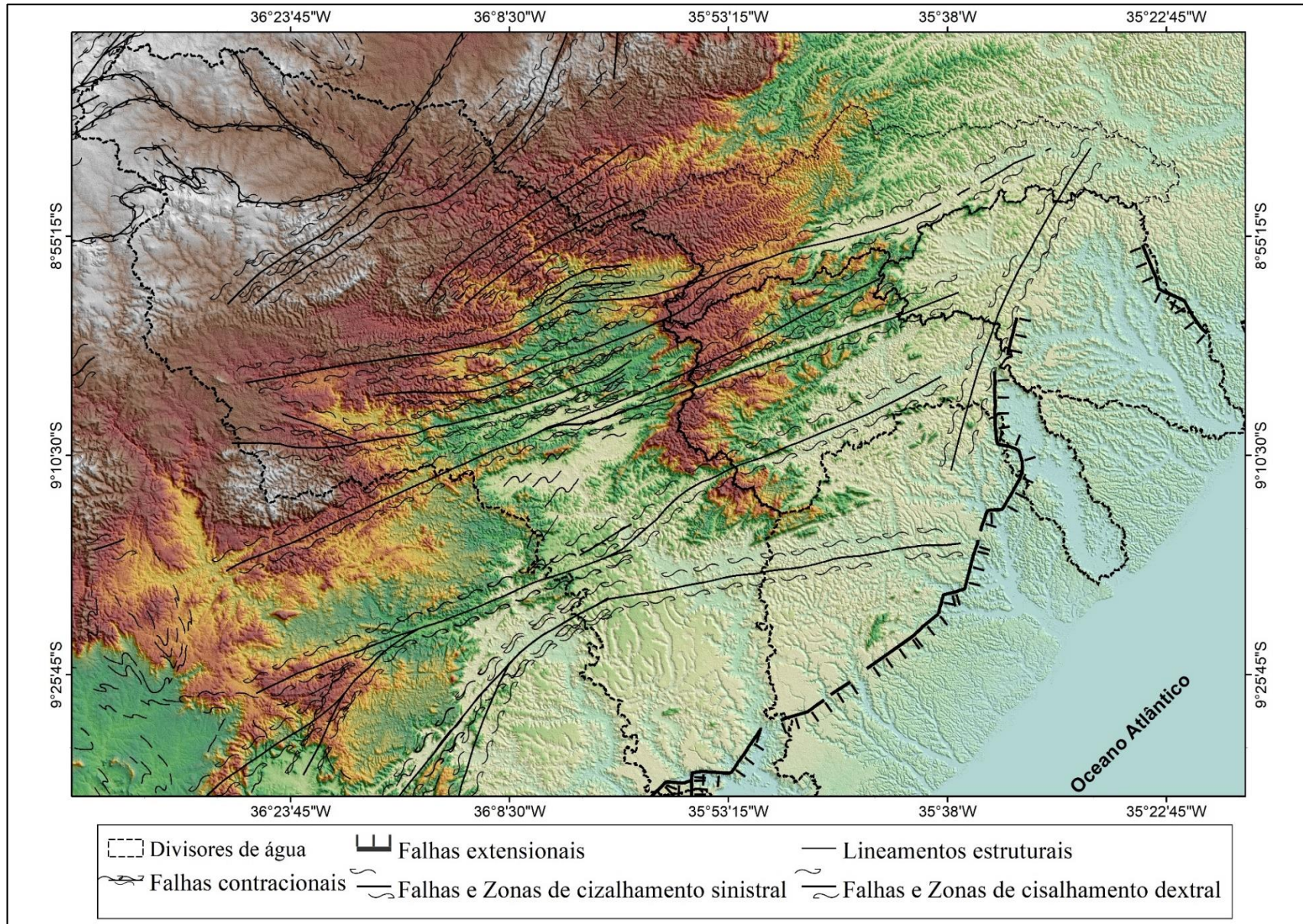
De acordo com o mapeamento da CPRM (2017) os sedimentos datados do Paleógeno são os que formam o Formação Barreiras composto por uma intercalação de sedimentos argilosos a conglomeráticos, argilosos puros a arenosos e conglomerados. E os depósitos holocênicos são formados por depósitos flúvio-lagunares, de lamias arenosas e carbonosas, e depósitos de pântanos e mangues, compostos por areias, siltes, argilas e matéria orgânica.

3.3. TECTÔNICA

A área de estudo é estruturada por uma sequência de zonas de cisalhamento e falhas transcorrentes, falhas extensionais e contracionais, de acordo com o mapeamento da CPRM (2016). As estruturas condicionantes do relevo e da drenagem distribuem-se por toda a área de estudo (Figura 22). Estruturas tectônicas causam grande influência nas formas e distribuição do relevo e da drenagem, interferindo na amplitude dos vales e conseqüentemente na amplitude dos depósitos sedimentares, na amplitude dos topos e das vertentes, nas formas e distribuição dos cursos d'água e conseqüentemente no estado da dissecação do relevo da região onde ela está distribuída. Desta forma, na tentativa de discutir as discontinuidades apresentadas pelos perfis longitudinais dos rios e o motivo das associações com algumas formas do leito do rio ou da rede de drenagem é necessário conhecimento das estruturas tectônicas que controlam a área estudada.

Na faixa litorânea, numa região de baixas altitudes, a CPRM mapeou uma série de falhas extensionais a partir da bacia do Rio Manguaba passando por todas as outras bacias analisadas até a bacia hidrográfica do Rio Mundaú. Essas estruturas tectônicas estão alinhadas principalmente a escarpas de relevo da Formação Barreiras, na bacia sedimentar Sergipe-Alagoas, onde, a partir dessas estruturas, ocorre o alargamento do vale dos rios, maior dissecação do relevo tabuliforme e a presença de uma planície sedimentar flúvio-marinha e em alguns casos a presença de cláustos graníticos e/ou gnáissicos, aliados a sedimentos de arenito.

Figura 22: Estruturas tectônicas na área de estudo



Fonte: Autor (2020). Dados, informações e produtos do Serviço Geológico do Brasil - GEOSGB (CPRM, 2016)

Adentrando um pouco mais nas bacias hidrográficas, foram mapeadas diversas falhas e zonas de cisalhamento transcorrentes, que estão associadas a variadas altitudes, formas de relevo e condicionamento da drenagem (CPRM, 2016). As bacias hidrográficas dos Rios Jacuípe e Camaragibe, mostram nítida encaixe da drenagem por zonas de cisalhamento transcorrentes, gerando cursos d'água retilíneos e paralelos, mudanças de direção abrupta na drenagem, formando ângulos retilíneos nessas mudanças de direção e, muitas vezes, com a presença de várzeas mais amplas.

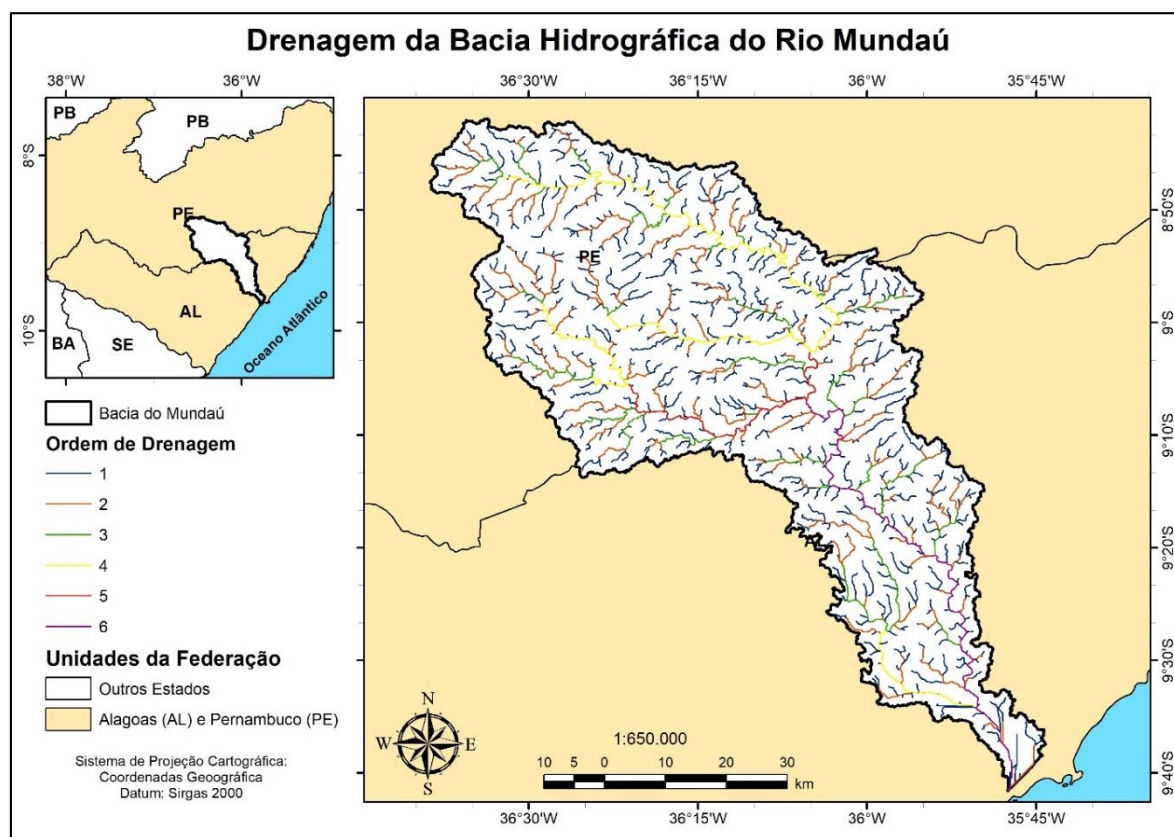
A sudoeste da área de estudo, na região central da bacia hidrográfica do Mundaú, cortando a bacia de nordeste a sudoeste, é possível notar o alinhamento de zonas de cisalhamento transcorrente com linhas de escarpa, drenagens que correm em sentido Leste-Oeste até desagüem no Rio Mundaú, e angulações na drenagem do próprio Rio Mundaú devido a movimentação dos blocos mais a jusante de seu curso de drenagem. Essas estruturas transcorrentes, na área de estudo, estão geralmente mais associadas a regiões de médias altitudes, maior declividade e com a presença de série de morros de topo arredondado, numa área que aparenta ter uma maior rugosidade de relevo do que as demais. A interação dessas estruturas gerou lineamentos estruturais, como foi mapeado pela CPRM no trecho médio da Bacia do Rio Mundaú e no alto trecho da mesma bacia hidrográfica, geralmente fruto de eventos contracionais entre as diferentes zonas de cisalhamento.

Nas regiões mais altas da área de estudo apresentam-se falhas originadas por eventos contracionais, falhas inversas, sendo responsáveis pela origem de serras e relevo de encosta escarpada. Onde o Rio canhoto, bacia do Rio Mundaú, a partir de sua cabeceira percorre por uma linha de falha reversa.

3.4. HIDROGRAFIA

A rede de drenagem das bacias Mundaú, Jacuípe, Camaragibe e Manguaba foi extraída do modelo digital de elevação derivado do Sensor PALSAR, do Satélite ALOS. A nascente do Rio Mundaú localiza-se no alto do Planalto da Borborema próximo do município de Garanhuns no estado de Pernambuco (Figura 23), e seu canal principal percorre cerca de 195 km das nascentes até seu exutório, ocupa uma área de 4.101,90 km² e um perímetro de 506,99 km. Seu canal principal percorre uma distância de cerca de 211,805 km até sua foz, na laguna Mundaú (GOMES et al, 2014).

Figura 23: Malha hidrográfica do Rio Mundaú

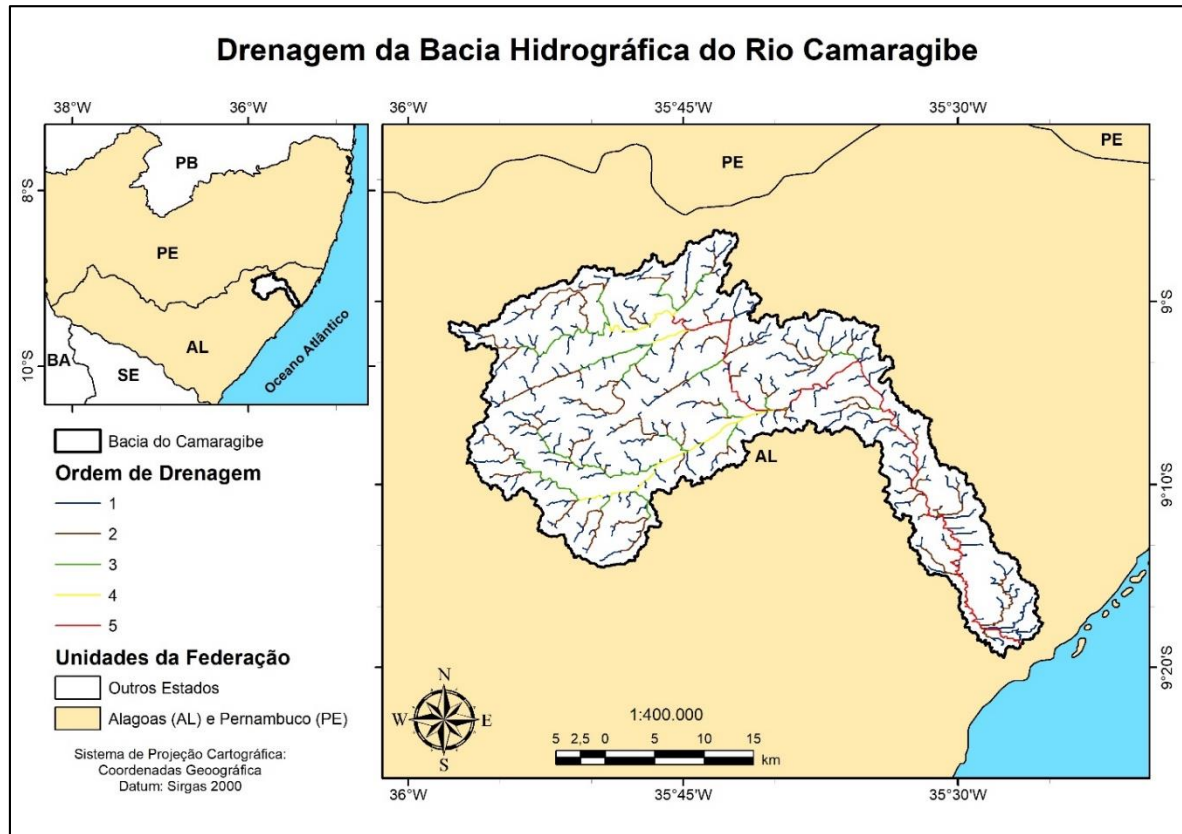


Fonte: Autor (2020). Construído com a base de dados geográficos ao milionésimo IBGE (2010).

As estruturas geológicas presentes na bacia hidrográfica do Rio Mundaú influenciaram diretamente a distribuição e os padrões de drenagem, onde os mesmos podem ser classificados em dendrítica, paralela, treliça e com características meandrantas. Exceto pelas sub-bacias do baixo Mundaú e Satuba, fortemente influenciadas pela alta permeabilidade do substrato Cenozoico (GOMES et al, 2016).

A bacia hidrográfica do Rio Camaragibe (Figura 24), apresenta drenagem do tipo dendrítica e paralelo a semiparalela, tanto em seu terço superior quanto no terço médio. Na parte inferior têm características de drenagem dendrítica, retangular e paralelo (SEPLAN, 1978 *apud* CARVALHO 2004). A drenagem da bacia hidrográfica segue no sentido sudoeste-nordeste no seu terço superior e médio, e sentido noroeste-sudeste em seu terço inferior.

Figura 24: Malha hidrográfica do Rio Camaragibe

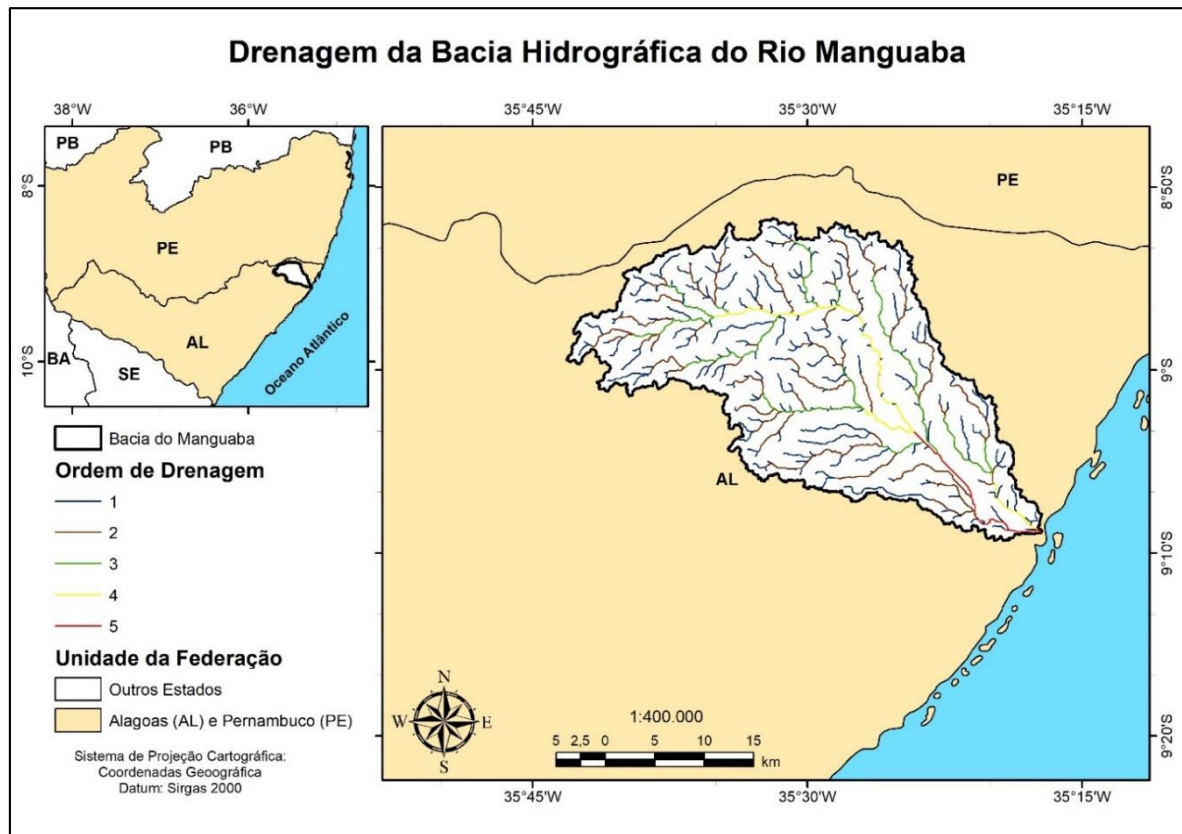


Fonte: Autor (2020). Construído com a base de dados geográficos ao milionésimo IBGE (2010).

A bacia do Rio Camaragibe possui uma área de aproximadamente 960 km², subdividida entre o Alto (180 km²), Médio (194 km²), Baixo Camaragibe (294 km²) e o Camaragibe Mirim (292 km²) em um perímetro com cerca de 276 km. Apresenta hierarquia de drenagem de ordem 6, de acordo com a classificação de Strahler (1952). O seu Rio principal nasce na Serra da Palha, próximo do município de São José da Lage e segue por 89 km até a sua foz no Oceano Atlântico, entre os municípios de São Miguel dos Milagres e Passo do Camaragibe.

A bacia do Rio Manguaba (Figura 25) nasce no município de Novo Lino e segue paralelo ao Santo Antônio em direção ao Oceano Atlântico, drena parte dos municípios de Novo Lino, Jundiá, Porto Calvo, Japaratinga e Porto de Pedras. Possui uma área de aproximadamente 800 km² dividido entre baixo (142 km²), médio (338 km²) e alto Manguaba (320 km²), o seu Rio principal percorre cerca de 71 km até sua foz, no Oceano atlântico.

Figura 25: Malha hidrográfica do Rio Manguaba

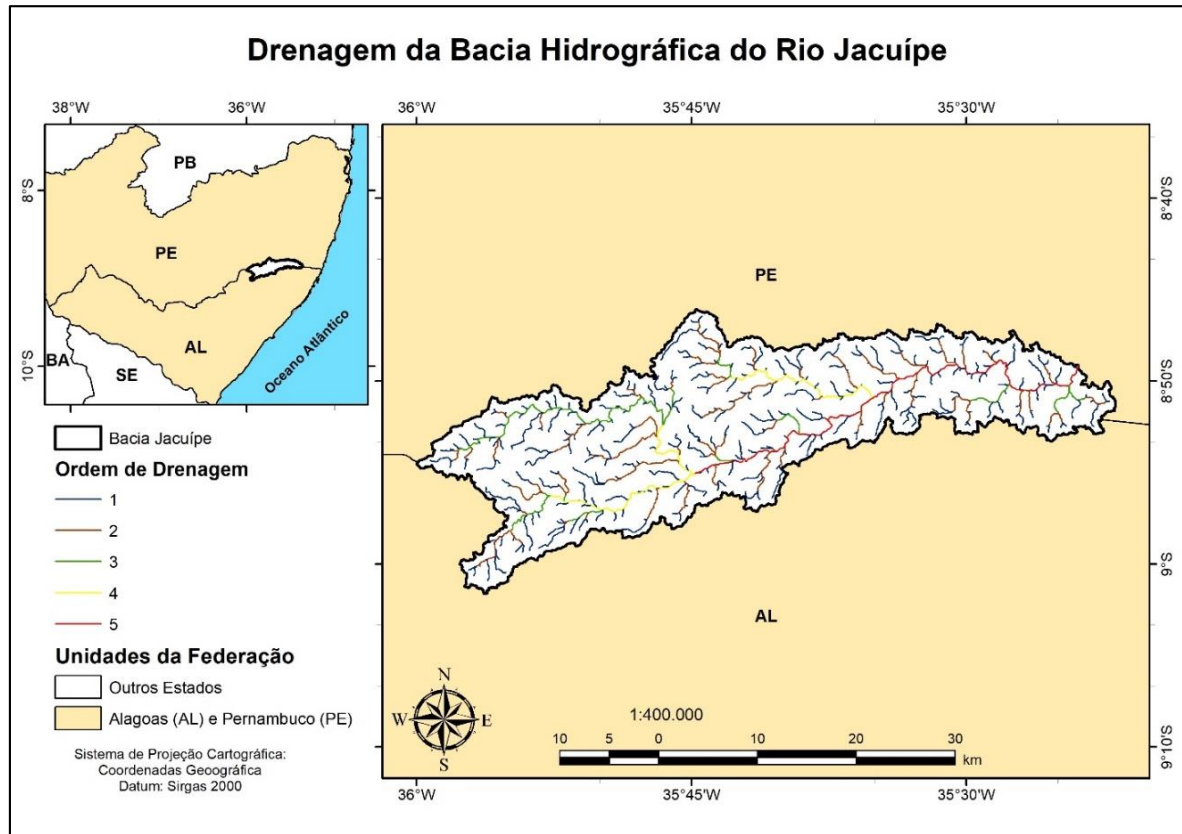


Fonte: Autor (2020). Construído com a base de dados geográficos ao milionésimo IBGE (2010).

A bacia hidrográfica possui uma hierarquização de drenagem de ordem 5, de acordo com a classificação de Strahler, e toda sua drenagem desde o alto até o baixo curso segue de forma paralela a semiparalela até seu exutório, com a formação de alguns cotovelos de drenagem nas extremidades de seu médio curso.

A bacia do Rio Jacuípe (Figura 26) nasce no município de Ibateguara, em Pernambuco e percorre cerca de 90 km até sua foz, no município de Barreiros-PE com sua desembocadura no Rio Una, que por fim deságua no litoral sul do estado de Pernambuco. Possui uma área de aproximadamente 815 km² dividido entre baixo (201 km²), médio (257 km²) e alto Manguaba (357km²).

Figura 26: Malha hidrográfica do Rio Jacuípe



Fonte: Autor (2020). Construído com a base de dados geográficos ao milionésimo IBGE (2010).

A bacia possui uma hierarquização de drenagem de ordem 5, de acordo com a classificação de Strahler e como pode ser observado no alto curso do Rio demonstra um padrão de drenagem treliça e também seguindo paralela ao curso superior do Camaragibe até o seu baixo curso, quando deságua no Rio Una.

3.5. CLIMA

As bacias dos Rios Manguaba, Mundaú, Jacuípe e Camaragibe estão localizadas na região Nordeste do Brasil, onde os principais mecanismos de chuvas são de grande escala, responsáveis por cerca de 30% a 80% da precipitação observada dependendo do local, e o mecanismo de meso e microescala que completam os totais observados (MOLION e BERNARDO, 2002). Segundo Molion e Bernardo (2002) o máximo de chuvas na faixa costeira do leste do Nordeste estaria ligado à maior atividade de circulação de brisa que advectiona bandas de nebulosidade para o continente e à ação das frentes frias, ou seus remanescentes, que se propagam ao longo da costa, entre os demais sistemas que atuam próximo as bacias de estudo estão: Vórtice Ciclônico de Altos Níveis; Perturbações Oscilatórias no Campo dos Ventos Alísios; Ondas de Leste; Linhas de Instabilidade.

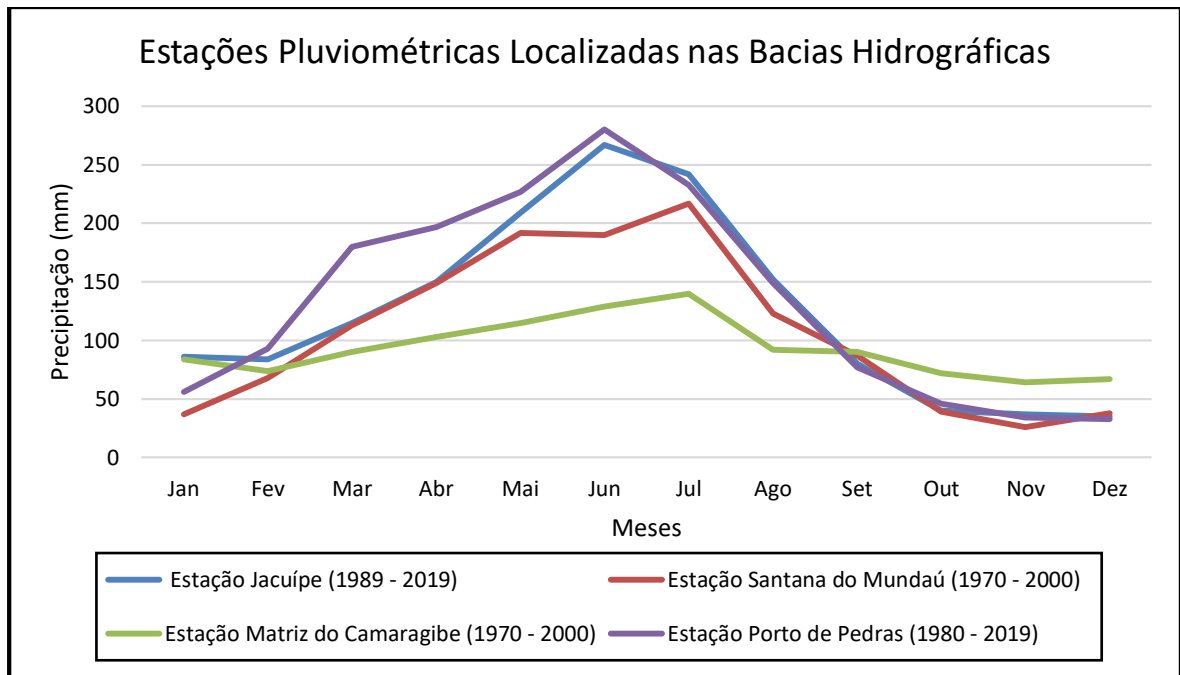
No estado de Alagoas são evidenciados dois períodos climáticos definidos pela precipitação e temperatura média do ar: um período de chuva determinado pela maior pluviosidade e temperaturas amenas (inverno chuvoso) e o outro de estiagem com temperaturas mais elevadas (verão seco). A precipitação é responsável pela variação do fluxo da água em rios e córregos, sendo variável com a estação climática do ano.

As bacias estudadas possuem clima característico, do tipo tropical quente e úmido (As') segundo a classificação de Köppen, foi elaborado a partir de dados das estações pluviométricas disponibilizadas através do site da Agência Nacional de Águas no software HIDROWEB (Figura 27), médias mensais de quatro estações pluviométricas localizadas em cada bacia, entre eles: Estação Jacuípe compreendendo um período de 1989-2019; Estação Matriz do Camaragibe 1970-2000; Estação Santana do Mundaú 1970-2000 e Estação Porto de Pedras 1980-2019 a fim de caracterizar os meses mais chuvosos e secos.

A bacia do Rio Manguaba possui índices pluviométricos compreendidos entre 750 a 1400 mm, onde os meses de maio a setembro são considerados períodos chuvosos e os meses de outubro a abril período de estiagem (ALMEIDA, 1994). A estação chuvosa do Rio Jacuípe concentra-se nos meses de abril a agosto, e as precipitações chegam a atingir 1.400 mm anuais, o que condiciona a predominância de rios perenes (SEMARHN, 2005).

Na Mundaú, o período chuvoso da região, de fevereiro a julho, totaliza aproximadamente 72,6% do total médio anual de precipitação. A precipitação média anual na bacia é de 900 mm. Os máximos valores de precipitação concentram-se próximos à região litorânea, com médias anuais em torno de 2000 mm. Esses valores são consequências de influências de brisas marítimas e de sistemas atmosféricos globais que transportam mais umidade para o continente, provocando maior concentração de chuvas nessa área (SILVA, 2009). E por fim a estação chuvosa da bacia do Rio Camaragibe é entre os meses de abril a julho, com uma precipitação anual média de 1240 mm na Leste Alagoano e 1500 mm no litoral (CARVALHO, 2004).

Figura 27: Regime climático da área de estudo



Fonte: Autor (2020). Dados disponibilizados pela Agência Nacional de Águas (ANA).

3.6. MATERIAIS UTILIZADOS

O sensor utilizado neste trabalho, o PALSAR (*Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar*) a bordo do satélite ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*) da Agência Espacial Japonesa (JAXA), foi escolhido, pois trata-se de um produto que possui uma resolução espacial de 12,5 x 12,5, proporcionando maior detalhe da superfície das bacias hidrográficas e permitindo maior precisão e confiabilidade nos resultados. Trata-se também de um produto de domínio público e apresenta a melhor resolução existente quando comparado com os demais satélites livres disponíveis para download.

O sistema ALOS representa o maior satélite japonês de observação da terra, foi uma missão da Agência de Exploração Aeroespacial do Japão JAXA (*Aerospace Exploration Agency*), lançado em janeiro de 2006 onde capturou dados altimétricos da terra até o ano de 2011, através do radar de abertura sintética de banda L (SAR - *Synthetic aperture radar*).

O satélite é equipado com três instrumentos de sensoriamento remoto: O Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping (PRISM) capaz de adquirir imagens tridimensionais detalhadas da superfície terrestre, o Advanced Visible and Near-Infrared Radiometer type 2 (AVNIR-2) voltado aos mapeamentos de uso e cobertura das terras e o Phased Arrayed type L-Band SAR (PALSAR), utilizado para esse estudo, capaz de realizar observações da Terra durante o dia ou noite e em qualquer condição atmosférica (JAXA, 2012). O ALOS foi desenvolvido para fins de aplicações na ciência, cartografia, observação regional,

monitoramento de desastres e exploração de recursos naturais.

O sensor PALSAR possui dois modos de resolução de precisão: polarização única (FBS – *Fine Beam Single*) e polarização dupla (FBD – *Fine Beam Double*). Algumas especificações técnicas dos modos de resolução são expostas Quadro 5.

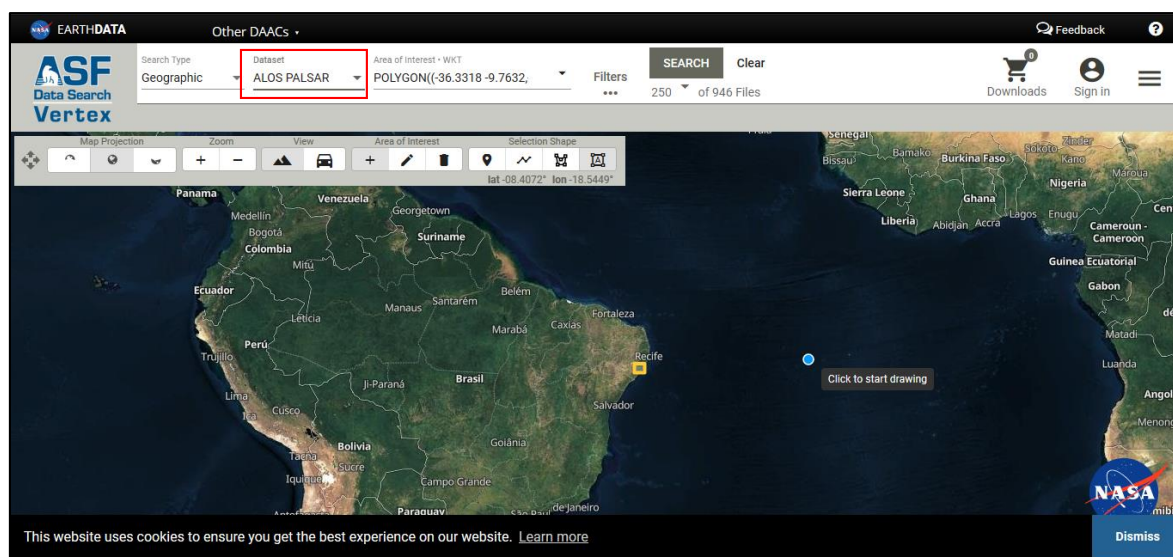
Quadro 5: Características do modelo ALOS PALSAR.

Bandas de baixa resolução		
Modos de resolução	FBS	FBD
Frequência	L-Band (1.27GHz)	
Polarização	HH ou VV	HH+HV ou VV+VH
Resolução espacial	10 m	20 m
Faixa de cobertura	70 km	70 km

Fonte: ASF DAAC (2014).

Os produtos RTC FBS (*radiometrically terrain-corrected*), criados pela ASF (*Alaska Satellite Facility*), disponibilizado de forma gratuita na plataforma VERTEX (Figura 28), tornou o modelo acessível e popular, viabilizando diversas pesquisas acadêmicas.

Figura 28: Interface da ASF, disponível para download do modelo ALOS PALSAR.

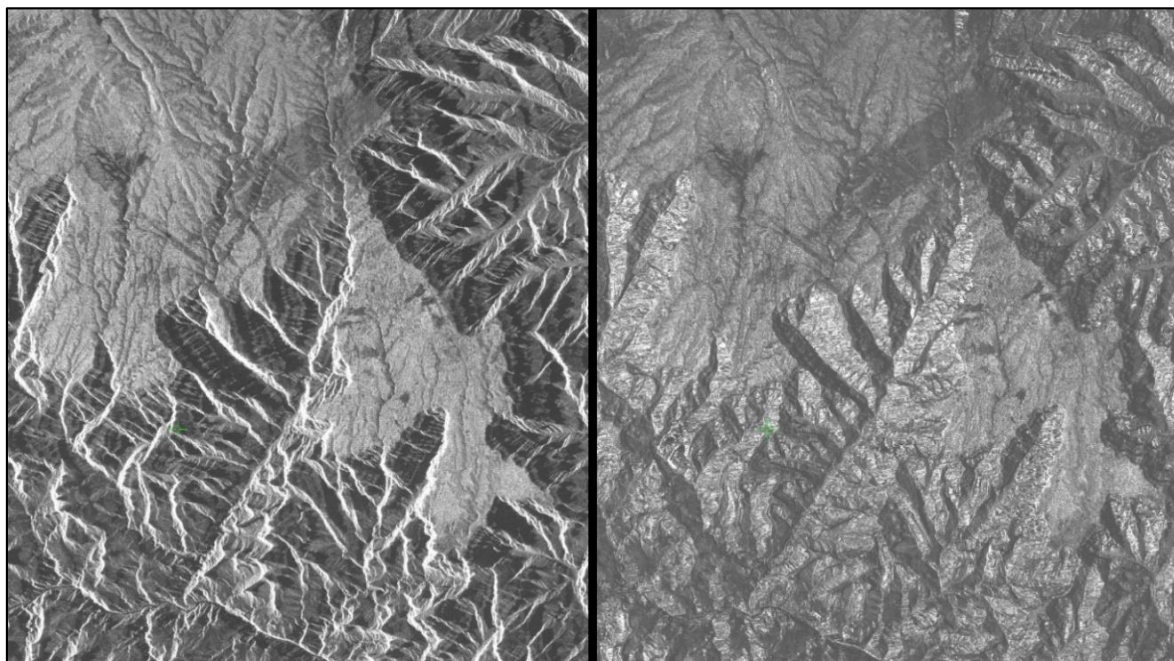


Fonte: ASF DAAC (2014).

A criação dos produtos RTC na forma original era de 10 metros, porém foi reduzida a 30 metros, em virtude das correções de terreno e para a exportação dos produtos no formato GeoTIFF. Posteriormente a resolução tornou-se 12,5 metros e foram adicionados arquivos de navegação KMZ e de metadados ISSO e XML. Tais produtos foram desenvolvidos para quase todas as áreas do globo exceto para a Antártida, Groelândia, Islândia, Norte da Europa e Ásia.

A Figura 29 representa a utilização do modelo ALOS PALSAR em parte da região do Grand Canyon processados a partir dos mesmos dados, e elaborados em dois momentos: antes (esquerda) e depois da correção (direita). Na imagem esquerda (não corrigida) mostra que os lados do Canyon parecem estar esticados de um lado e comprimidas do outro lado. Enquanto que após a correção (imagem direita) mostra os Canyos de forma centralizada sem qualquer deformação.

Figura 29: Correção do satélite ALOS PALSAR, a esquerda não corrigida e a direita corrigida.



Fonte: ASF DAAC (2014).

Os recortes cartográficos para as bacias do litoral norte de Alagoas, área de estudo, encontram-se disponíveis com as seguintes nomenclaturas (Quadro 6; Figura 30):

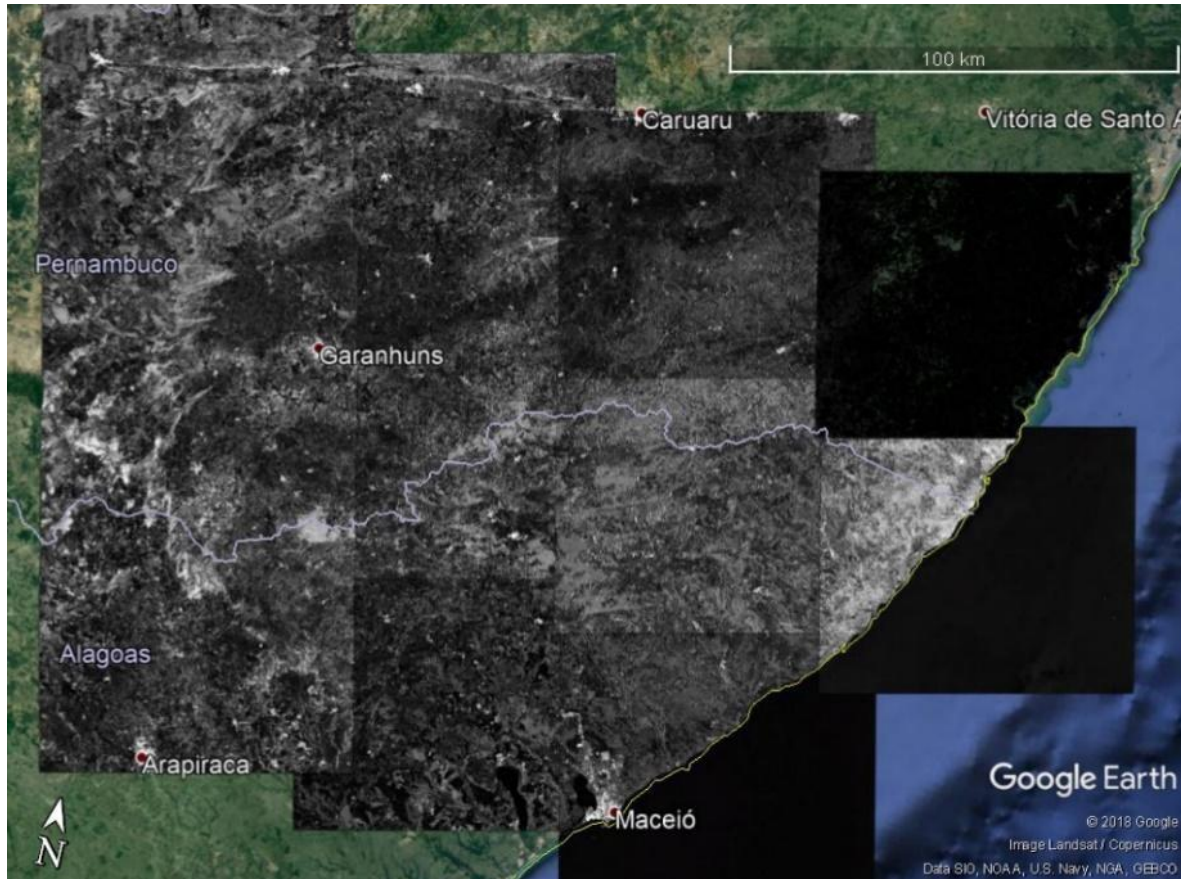
Quadro 6: Nomenclaturas dos recortes cartográficos das bacias do litoral norte de Alagoas.

AP_26270_FBS_F6990,	AP_26270_FBS_F7000,	AP_26270_FBS_F7010,
AP_26518_FBS_F6990,	AP_26518_FBS_F7000,	AP_26518_FBS_F7010,
AP_26693_FBS_F6990,	AP_26693_FBS_F7000,	AP_26693_FBS_F7010,

AP_26445_FBS_F7000,	AP_26445_FBS_F7010.
---------------------	---------------------

Fonte: ASF DAAC (2014).

Figura 30: Articulação das folhas do modelo ALOS.



Fonte: ASF Data Search e Google Earth.

As informações relacionadas a geologia foram retiradas de dados vetoriais disponibilizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), na plataforma do GeoSGB (Figura 31), que podem ser acessadas através do link: <http://geosgb.cprm.gov.br/>. Os dados vetoriais são referentes aos recortes cartográficos: Folha Arapiraca (1:250.000), Garanhuns (1:250.000) e o Mapa Geológico de Alagoas, disponíveis na escala 1:250.000, e o mapa de geodiversidade de Pernambuco utilizada para compor a área da bacia do Rio Jacuípe pertencente ao estado de Pernambuco, apenas disponível na escala 1:500.000. Para complementar os dados disponíveis, buscou-se diversos trabalhos voltados a área da Borborema, próximo a Alagoas que dispõem contextos geológicos relacionados a área de estudo.

Figura 31: Plataforma GeoSGB, Companhia de pesquisa de recursos minerais (CPRM).



Fonte: CPRM (2019).

3.7. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Os dados adquiridos na plataforma VERTEX da ASF (*Alaska Satellite Facility's*) apresentavam alguns espaços vazios (pixels sem nenhum valor atribuído) e valores negativos, dessa forma precisou-se passar por algumas correções simples feitas na calculadora Raster do software, para que possuíssem valores representativos na superfície.

Foi feita a substituição dos pixels seguindo a seguinte ordem: Primeiro foram reunidos os recortes cartográficos adquiridos através da plataforma digital para compor um mosaico de toda a área de interesse, em seguida todos os valores negativos foram substituídos pelo valor “1” e os espaços vazios (No Data) foram preenchidos, a eles foram atribuídos o valor “0”.

O modelo ALOS PALSAR foi utilizado em diversos momentos do processo metodológico entre eles: delimitação da área do estudo; obtenção do modelo sombreado do relevo, utilizado na identificação dos lineamentos de relevo; a hierarquização da drenagem analisada; extração das curvas de nível, necessárias para o cálculo do índice RDE e obtenção dos perfis topográficos de cada Rio analisado; por fim na elaboração de mapas temáticos, necessários para a composição do mapa dos domínios morfoestruturais.

3.8. APLICAÇÃO DOS PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS

3.8.1. PERFIL LONGITUDINAL

Utilizando o modelo digital de elevação e ferramentas do software ArcGIS 10.4, foi possível realizar a mensuração do comprimento de cada rio analisado no estudo e também obter valores de altitude em pontos específicos de cada rio e ao longo de seus traçados, entre o

intervalo altimétrico de 15 metros. Os valores extraídos do modelo digital de elevação foram plotados em um gráfico e sobrepostos pelos valores do índice RDE.

3.8.2. ÍNDICE RDE

O gradiente de um rio equilibrado normalmente decresce rio à baixo assim como a descarga aumenta, e o perfil longitudinal desse rio pode ser frequentemente aproximado por uma linha reta em uma função logarítmica (SEEBER & GORNITZ, 1983). A equação desse perfil é:

$$H = C - K \ln L$$

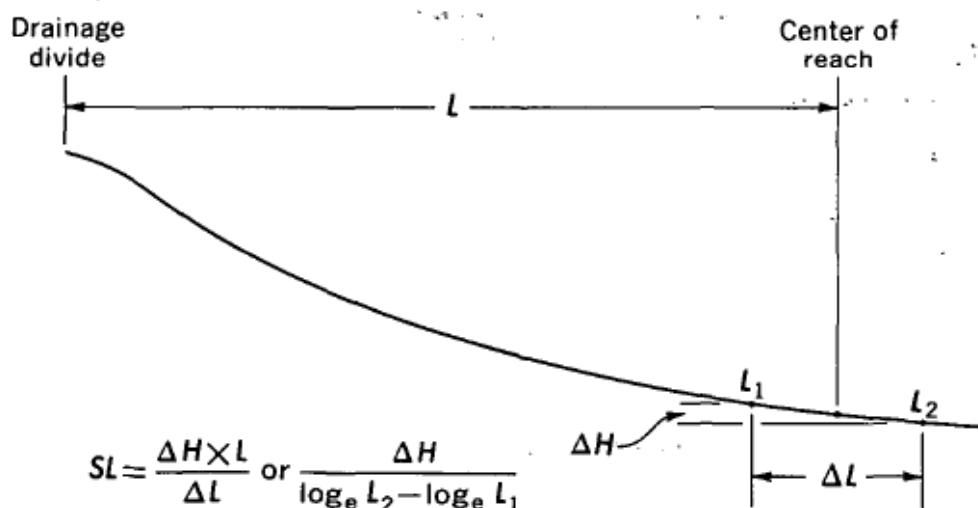
Onde a coordenada vertical é uma escala aritmética e representa a altitude ou altura sobre um dado (H) e a coordenada horizontal é uma escala logarítmica e representa o comprimento do canal ou a distância da nascente (L) (HACK, 1973). C e K são constantes. Os valores dessa equação serão citados no presente trabalho como Relação Declividade-Extensão Total (RDEt) referindo-se à proximidade do perfil real do Rio analisado em relação a seu perfil ideal.

K, a declividade desse perfil ideal, é chamado de índice de gradiente, pode ser usado para caracterizar trechos do Rio assim como todo o perfil (SEEBER & GORNITZ, 1983) e pode ser expressa por:

$$K = \frac{H_i - H_j}{\ln L_j - \ln L_i}$$

Onde i e j representam dois pontos ao longo do Rio. Como o valor de k define a inclinação do perfil logarítmico para tal segmento, ele pode ser considerado como um índice da inclinação relativa do perfil real em um ponto. O valor de k (equivalente ao produto SL ou RDE) difere ao longo do Rio como um todo, mas é constante para qualquer seguimento logarítmico particular (HACK, 1973).

Para calcular a inclinação do perfil para cada segmento foi considerada a equação $SL = K$, apresentada por Hack (1973) e por Seeber & Gornitz (1983):



Onde:

- L é o comprimento medido do Rio a partir do interflúvio (cabeceira) até o meio do trecho para o qual será calculado o índice;
- ΔH é a diferença de elevação entre as extremidades do trecho onde o curso do Rio cruza as curvas de nível;
- ΔL é o comprimento do trecho medido em linha reta.

Portanto a aplicação do método consiste que o índice de Hack de cada trecho do Rio é dividido pelo índice de Hack encontrado para todo seu curso, permitindo a identificação de setores considerados anômalos. Desta forma a análise dos setores anômalos seguindo os critérios de Seeber & Gornitz (1983) são considerados trechos anômalos da drenagem os que apresentam $RDEs / RDEt > 2$. Estas anomalias subdividem-se em anomalias de primeira ordem ($RDEs / RDEt \geq 10$) e anomalias de segunda ordem ($2 \leq RDEs / RDEt < 10$), representando pontos anômalos em relação ao perfil ideal (Knick Points). Os valores de altitude e comprimento dos Rios foram postos em gráficos para a obtenção dos perfis longitudinais, acentuando que para o cálculo do RDE utilizou-se intervalo altimétrico de 15 metros.

3.9. LINEAMENTOS ESTRUTURAIS

O termo Lineamento foi definido originalmente por Hobbs (1912) *apud* Veneziani, (1987) para caracterizar as relações espaciais de feições tais como cristas, bordas de áreas elevadas, alinhamentos de contatos geológicos ou tipos petrográficos, ravinas ou vales, e de fraturas ou zonas de falhas visíveis.

Nesse trabalho, “lineamento” é utilizado no mesmo sentido apontado por O’Leary (1976) *apud* Chiessi (2004) no qual é definido como “uma feição linear de uma superfície,

mapeável, simples ou composta, cujas partes são alinhadas de forma reta ou levemente curva, e que difere distintamente dos padrões de feições adjacentes e presumivelmente reflete um fenômeno de subsuperfície”.

A extração dos lineamentos de relevo foi executada utilizando os mapas de sombreamento de relevo obtidos a partir do modelo digital de elevação, seguindo a metodologia proposta por Chiessi (2004). Neste sentido, foram gerados quatro mapas de relevo sombreado em quatro diferentes azimutes de iluminação 45°, 90°, 315° e 360° e com elevação de iluminação 45°. Um quinto mapa foi gerado a partir da união dos lineamentos dos quatro mapas anteriores, apagando os lineamentos duplicados.

Para a extração dos lineamentos de drenagem em cada bacia a manipulação dos dados do modelo de elevação passou pelas seguintes etapas: 1) elaboração das direções de fluxo; 2) concentração dos fluxos de drenagem; 3) extração das drenagens do modelo. Os lineamentos de drenagem foram obtidos de forma monitorada, conforme a hierarquização da drenagem de acordo com a proposta de Strahler (1952).

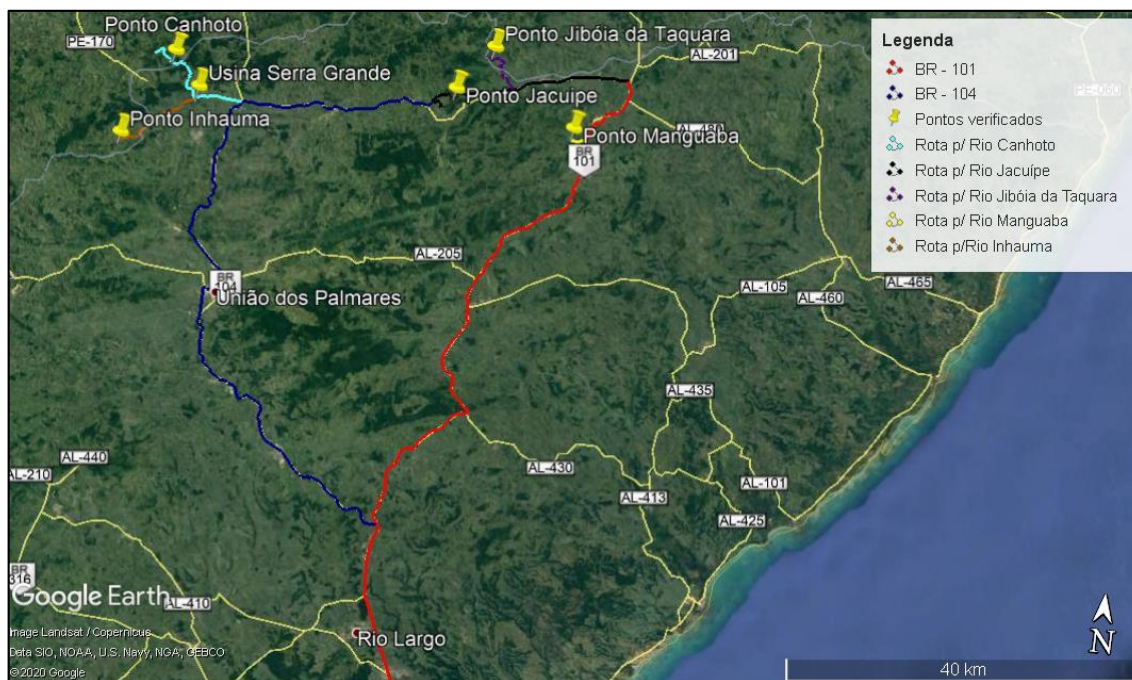
Por fim foram elaborados diagramas de rosáceas aplicados para análise estatística dos lineamentos, apresentando o acúmulo do comprimento e direção dos lineamentos com um intervalo de 10°. Posteriormente a partir dos lineamentos de drenagem e da sobreposição dos quatro mapas dos lineamentos de relevo serão gerados mapas de densidade de lineamentos.

3.10. VERIFICAÇÕES EM CAMPO

As verificações em campo ocorreram para atestar os resultados obtidos através de cálculos no modelo digital de elevação para a identificação das anomalias de drenagem e rupturas de patamar nos perfis longitudinais dos rios analisados. Para então observar pontualmente como esses elementos atuam na morfologia da paisagem das áreas em que elas ocorrem.

O caminho seguido para verificação dos pontos anômalos (Figura 32) partiu da UFAL por volta de 7:30 da manhã, através da BR – 101 e em direção ao município de Novo Lino, onde um pouco antes de alcançar o mesmo município foi feita a primeira parada, em um ponto de interesse na bacia hidrográfica do Rio Manguaba. Por volta do par de coordenada 8° 58' 14”S e 35° 40' 19”.

Figura 32: Mapa das rotas percorridas para as verificações em campo dos trechos de anomalia de primeira ordem.



Fonte: Autor (2020). Elaborado a partir das imagens acessadas do Google Earth (2020).

Após essa única parada no Rio Manguaba, seguiu-se para norte na BR – 101 até um ponto entre as rodovias entre a AL – 480 e a AL – 201, onde foi tomado a estrada a esquerda em direção aos municípios de Colônia de Leopoldina e Ibateguara, onde foram verificados os pontos de interesse na bacia hidrográfica do Rio Jacuípe. Seguiu-se ainda pela mesma estrada até a usina Serra Grande, no município de São José da Laje, onde então partiu para verificação dos pontos de interesse dos Rios Canhoto e Inhaúma, no município de São José da Laje - AL.

Os pontos de anomalias de primeira ordem dos Rios Camaragibe e Camaragibe Mirim já foram verificados em idas a campo anteriores. Alguns pontos do Rio Mundaú não puderam ser visitados de acordo com o trajeto estabelecido pois apresentaram dificuldades em relação a alta inclinação do terreno e o estreito acesso da área. Durante o trajeto, foi possível observar caminhos abertos de forma irregular, na intenção de atender a demanda dos veículos fortes para transporte de cana-de-açúcar e outros acessos construídos por pequenos agricultores. Outros pontos nos quais eram relevantes ao trabalho, não foram visitados por não terem caminho ou acesso algum, por exemplo o Rio Tiririca e os pontos mais altos do Rio Jacuípe. Os pontos visitados foram ilustrados nos mapas das bacias hidrográficas como “Trecho”.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. ÍNDICE RDE E PERFIS LONGITUDINAIS

Os rios que desembocam no Litoral Norte de Alagoas foram analisados através da elaboração de seus perfis longitudinais, ou seja, os dados de altimetria e distância do curso da drenagem, ambos calculados na unidade metros e plotados em gráficos de coordenadas cartesianas onde: o eixo X representa a distância percorrida pelos rios; Y primário (esquerda) representa os valores correspondentes aos diversos pontos de altitude; Eixo Y secundário (direita) os valores do índice RDE.

Seguindo a metodologia proposta por Seeber & Gornitz (1983), foi calculado o SL para cada setor (RDEs) entre as curvas de nível e posteriormente comparado com o SL do perfil completo (RDEt), apresentando valores considerados como anomalias de primeira ordem ao longo dos cursos d'água. Todas as drenagens e curvas de nível utilizadas para o cálculo do índice RDE, foram extraídas a partir do modelo ALOS PALSAR. Os dados obtidos através dos cálculos efetuados no modelo e considerados como anomalias de primeira ordem foram plotados em ambiente GIS gerando mapas que permitem visualizar a relação entre a distribuição espacial e o compartimento geomorfológico sobre o qual as bacias se encontram.

Foram a esses valores de anomalias de primeira ordem onde a análise e a discussão dos resultados obtidos foram concentradas, fazendo uma correlação entre o perfil longitudinal e os valores do índice RDE correspondente a cada trecho, relacionando-os também com a composição geológica e estrutura tectônica. Esse padrão de análise foi adotado para cada rio em todas as quatro bacias hidrográficas, onde posteriormente, a partir dos registros fotográficos através do roteiro de visita a campo os pontos anômalos de primeira ordem são evidenciados por quedas d'águas, corredeiras, sinais na drenagem que indiquem influência geológica ou tectônica.

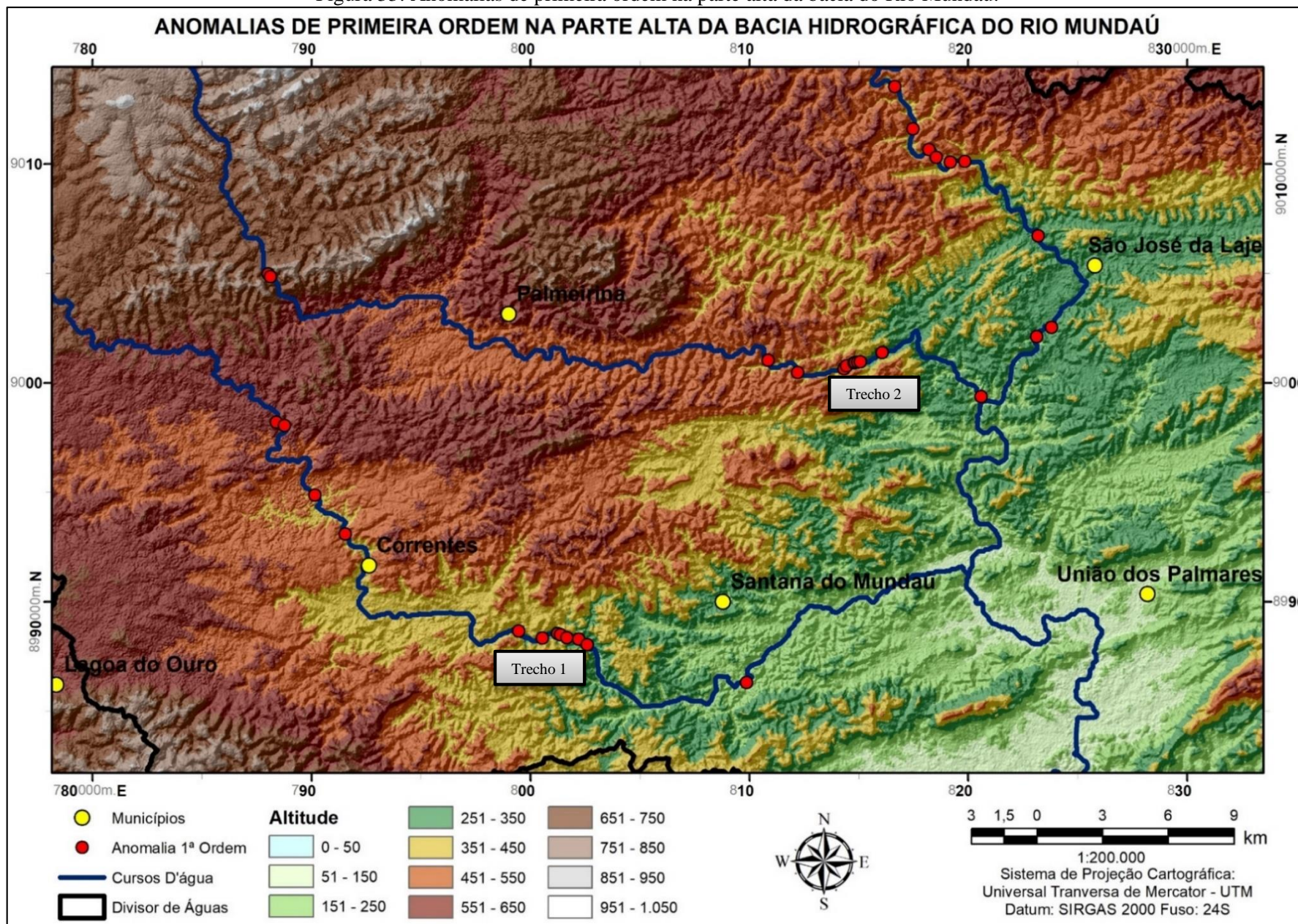
A bacia hidrográfica do Rio Mundaú foi dividida em duas partes (Alta e Baixa) a fim de adicionar uma escala de maior detalhe e verificar como os pontos de anomalias se comportavam em relação ao modelo digital de elevação, contribuindo assim para melhor discussão dos resultados (Figuras 33 e 40).

Em toda a bacia do Rio Mundaú foram analisados três rios afluentes e o rio principal, rios Canhoto, Inhaúma, Satuba e Mundaú, respectivamente. Ao longo do curso d'água, os rios foram divididos em 156 setores altimétricos de acordo com o modelo digital de elevação, onde 48 setores ficaram localizados no rio Canhoto, 37 no rio Inhaúma, 17 no rio Satuba e 54 localizados no rio Mundaú, calculando o índice RDE para cada rio. Ainda sobre o total dos

setores altimétricos distribuídos entre os rios analisados da bacia do Rio Mundaú, para os quais foram calculados o índice RDE, 37 deles foram caracterizados como anomalias de primeira ordem.

Pode-se observar de acordo com a figura 33 os pontos anômalos de primeira ordem na parte alta da bacia hidrográfica do Rio Mundaú. No que se refere ao Rio principal, foram localizados 54 setores altimétricos dentre eles: 13 apresentaram anomalias de primeira ordem, 21 identificados como anomalias de segunda ordem e 20 apresentaram valores abaixo de RDEs / RDEt < 2, caracterizando setores não anômalos. Entre os 13 setores identificados como anomalias de primeira ordem, 12 estão concentrados em seu alto curso e são coincidentes com três quebras de patamar identificadas no perfil longitudinal do Mundaú, essas quebras de patamar ou descontinuidades podem ser expressas através do perfil longitudinal como um desnível entre as altitudes (Figura 34).

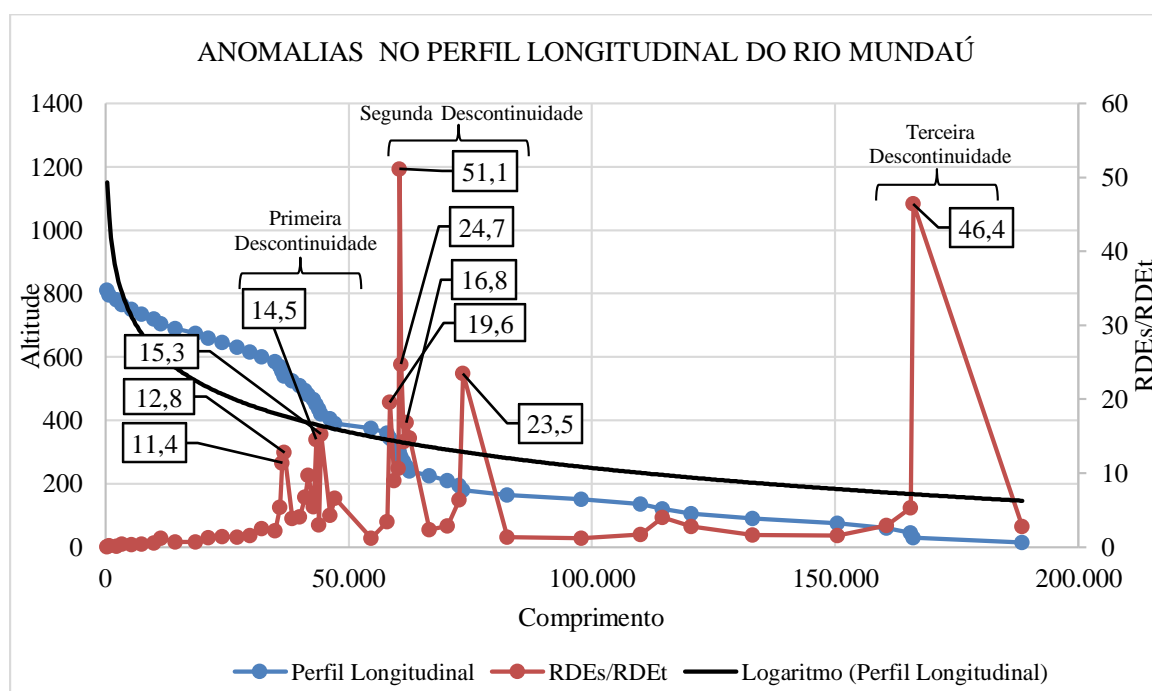
Figura 33: Anomalias de primeira ordem na parte alta da bacia do Rio Mundaú.



Fonte: Autor (2020)

A primeira quebra de patamar, de acordo com o perfil longitudinal do Rio Mundaú, está localizada ao norte do município de Correntes – PE formada por dez trechos, entre eles quatro apresentaram índices de anomalias de primeira ordem e dois valores anômalos nas altitudes de 555 metros ($RDEs / RDEt = 11,4$) e 540 ($RDEs / RDEt = 12,8$). Em seguida ocorre uma sequência de valores de anomalias de segunda ordem até as altitudes de 450 metros ($RDEs / RDEt = 14,5$) e 420 ($RDEs / RDEt = 15,3$), finalizando o primeiro conjunto de anomalias.

Figura 34: Perfil longitudinal do Rio Mundaú e seus respectivos valores do índice RDE.



Fonte: Autor (2020)

O trecho mais a jusante da primeira descontinuidade do Rio Mundaú, localiza-se entre as altitudes de 555 - 540 metros, anterior a uma zona de cisalhamento transcorrente dextral e sobre o Complexo Cabrobó. O trecho entre 450 – 420 metros, encontra-se anterior a uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral do Complexo Belém do São Francisco. A região dessa primeira descontinuidade mostra uma litologia com predomínio de gnaisses ortoderivados, podendo conter porções migmatíticas (CPRM, 2016). Esse tipo de litologia exhibe rochas, normalmente com baixa porosidade, moderada resistência ao intemperismo físico-químico e elevada resistência à compressão, as rochas gnáissicas apresentam bandamento alternado de faixas félsicas formadas por minerais quartzo-feldspáticos e faixas máficas formadas por minerais ferro-magnesianos, como se apresentam intensamente tectonizadas e dobradas, se faz evidente uma elevada anisotropia geomecânica e hidráulica, tanto lateral quanto vertical

refletindo uma grande variação de comportamento frente ao intemperismo físico-químico, essas informações estão disponibilizadas no mapa de Geodiversidade do Estado de Alagoas (2012).

Os solos residuais dessas rochas, em geral possuem textura argilo-síltica-arenosa, com boa capacidade de compactação, baixa a moderada permeabilidade, são moderadamente plásticos e naturalmente pouco erosivos. São solos que apresentam baixa a moderada permeabilidade e boa porosidade, são bem drenados e com boa capacidade de assimilar matéria orgânica. Devido as propriedades da litologia citada, a maior presença de rochas com composição quartzo ocorre em superfícies aplainadas conservadas com rio de leito rochoso, mais a jusante é possível observar também morros e superfícies degradadas, mostrando uma grande variação de comportamento frente ao intemperismo.

Esses trechos são apresentados no modelo digital de elevação sobre uma superfície que sugere ter assumido uma configuração escalonada devido a processos contracionais ocorrentes mais a montante do Rio Mundaú e a direção concorrente assumida pelas zonas de cisalhamento apresentadas pelos dois substratos por onde o Rio Mundaú passa naquela região.

A segunda descontinuidade, ilustrado como Trecho 1, fica localizada a noroeste de Santana do Mundaú – AL e sudoeste de Correntes – PE, apresentado a partir dos registros fotográficos uma corredeira (Figura 35-A). Ela inicia na altitude 345 metros com o valor RDEs/RDEt = 19,6 e seguida por outros sete valores de anomalias de primeira ordem nas altitudes: 315 (RDEs/RDEt = 10,7); 300 (RDEs/RDEt = 51,1); 285 (RDEs/RDEt = 24,7); 270 (RDEs/RDEt = 14,2); 255 (RDEs/RDEt = 16,8) e 240 (RDEs/RDEt= 14,7). Ainda no alto curso do Mundaú uma terceira quebra de patamar pode ser verificada na altitude 180 metros (RDEs/RDEt= 23,8), próxima da sede municipal de Santana do Mundaú, sendo esse o último intervalo altimétrico de quebra apresentada no alto curso do Mundaú.

Figura 35: (A) Área na segunda quebra de patamar do Mundaú. (B) Rio Mundaú na cidade de Santana do Mundaú, mais próximo das áreas dos corpos graníticos.



Fonte: Laboratório de Educação Geográfica de Alagoas (2019).

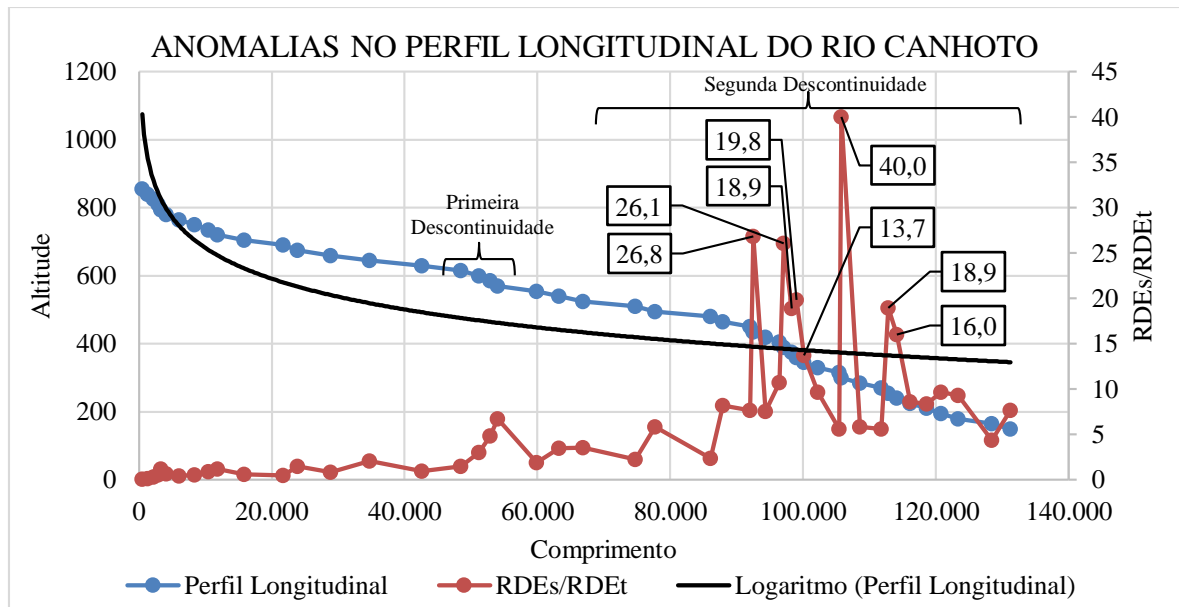
As discontinuidades estruturais apresentadas no Trecho 1, estão concentradas em maior quantidade nas bordas desses corpos de séries graníticas sub-alcálicas: cálcio-alcálicas (baixo, médio e alto-K) e toleíticas. Na figura 35-A, é possível observar que as rochas se apresentam deformadas e fraturadas, a presença de fraturas abertas pode gerar a formação de planos de percolação que favorece ao surgimento e o adensamento da rede de drenagem.

De acordo com o trabalho de Silva et al (2016) e CPRM (2016), esta segunda discontinuidade (Trecho 1) encontra-se numa área onde o rio passa por uma zona de contato entre o Complexo Belém do São Francisco e uma série de Granitoides, entre eles: Correntes, Munguba, Suítes intrusivas Águas Belas e Itaporanga. Essas zonas de contato possivelmente foram altamente dobradas e quebradas pelas zonas de cisalhamento Pré-Cambrianas e Cenozoicas. Essas séries de granitoides com mineralogia quartzo-feldspática podem apresentar textura foliada e faturamentos intensos, mais concentrados nas bordas dos maciços, quando intemperizadas tendem a formar solos argilo-síltico-arenosos (CPRM, 2016). Após essa quebra de patamar ocorre acumulação de sedimentos mais a jusante no leito e nas margens do Rio Mundaú (Figura 35-B).

Ainda de acordo com o mapa de Geodiversidade de Alagoas (2012), as variedades de rochas sub-alcálicas com variações do teor de potássio favoreceram o surgimento de morros e serras baixas, superfícies aplainadas degradadas e escarpas de serras.

O Rio afluente Canhoto, apresentou 48 setores altimétricos, dentre eles identificou-se 17 setores não anômalos, 20 anomalias de segunda ordem e 11 pontos anômalos de primeira ordem, caracterizando valores acima de $RDEs/RDEt \geq 10$ (Figura 36). A primeira discontinuidade no Rio Canhoto ocorre entre as altitudes de 600, 585 e 570, exibidos no perfil longitudinal como um desnível, porém não apresentaram valores de anomalias expressivos, apenas valores de anomalia de segunda ordem. Sendo esse trecho de maior semelhança com a primeira discontinuidade vista no Rio Mundaú em relação a altitude, porém com composição litológica diferente.

Figura 36: Perfil longitudinal do Rio Canhoto e seus respectivos valores do índice RDE.



Fonte: Autor (2020)

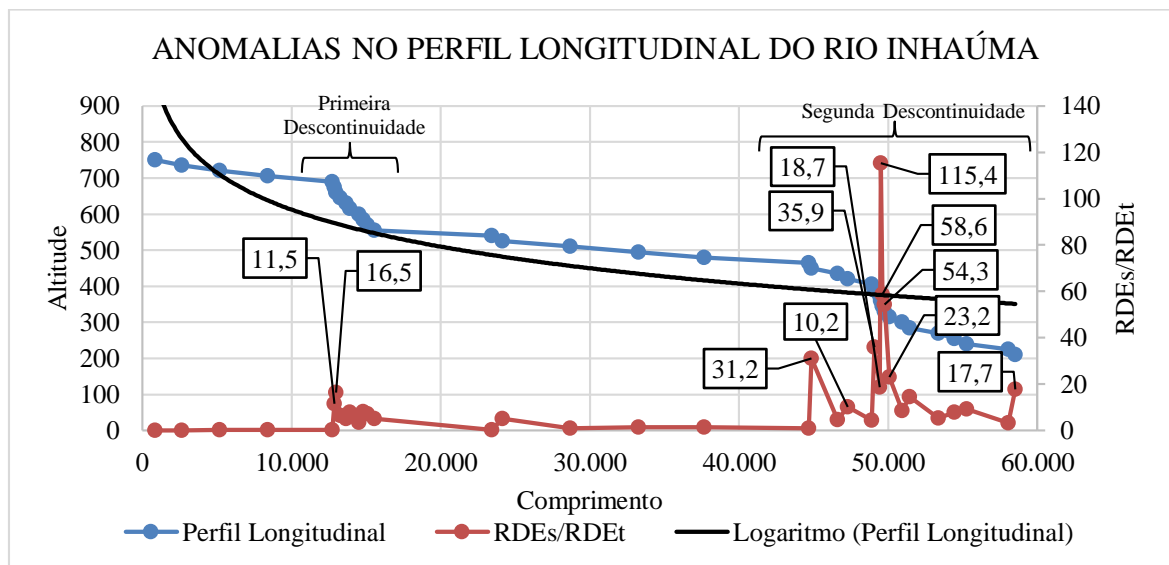
A segunda descontinuidade do perfil longitudinal do Rio Canhoto, apresentaram valores de anomalias expressivos, identificados a partir da altitude 465 metros, próximos ao exutório do Rio Canhoto no Rio principal Mundaú. Os valores de anomalias de primeira ordem no Rio Canhoto estão concentrados entre as altitudes 435 e 195 metros, próximo do médio curso do Rio Mundaú e entre o Leste do município de Canhotinho em Pernambuco, seguindo o padrão até Alagoas a Oeste de São José da Lage. Os valores do RDEs/RDEt nas altitudes são: 435 (RDEs/RDEt = 26,8), 405 (RDEs/RDEt = 10,7) e 390 (RDEs/RDEt = 26,1), 375 (RDEs/RDEt = 18,9), 360 (RDEs/RDEt = 19,8), 345 (RDEs/RDEt = 13,7), 330 (RDEs/RDEt = 10,1), 300 (RDEs/RDEt = 40), 255 (RDEs/RDEt = 18,9), 240 (RDEs/RDEt = 16) e 195 (RDEs/RDEt = 10).

A litologia mais a montante nessa segunda descontinuidade é marcada pelo predomínio gnaises paraderivados, podendo conter porções migmatíticas. As rochas nesse domínio possuem propriedades semelhantes a primeira descontinuidade do Rio Mundaú, principalmente a resistência ao intemperismo. Se comparado ao Rio Mundaú, a descontinuidade do Rio Canhoto apresenta uma região de maior altitude, exibindo planaltos e ao seu entorno colinas dissecadas e serras baixas, e mais a jusante ocorrendo escarpas de serras sobre o substrato geológico do Complexo Belém do São Francisco.

O Rio Inhaúma, uma das sub-bacias da bacia hidrográfica do Mundaú, apresentou 37 setores altimétricos de acordo com a divisão elaborada do modelo digital de elevação, dos quais: 10 não apresentaram anomalia, 15 apresentaram anomalia de segunda ordem e 12 apresentaram anomalias de primeira ordem (Figura 37). Destaca-se que o Inhaúma evidenciou os maiores

valores da relação RDEs/RDEt em toda a bacia do Rio Mundaú.

Figura 37: Perfil longitudinal do Rio Inhaúma e seus respectivos valores do índice RDE.



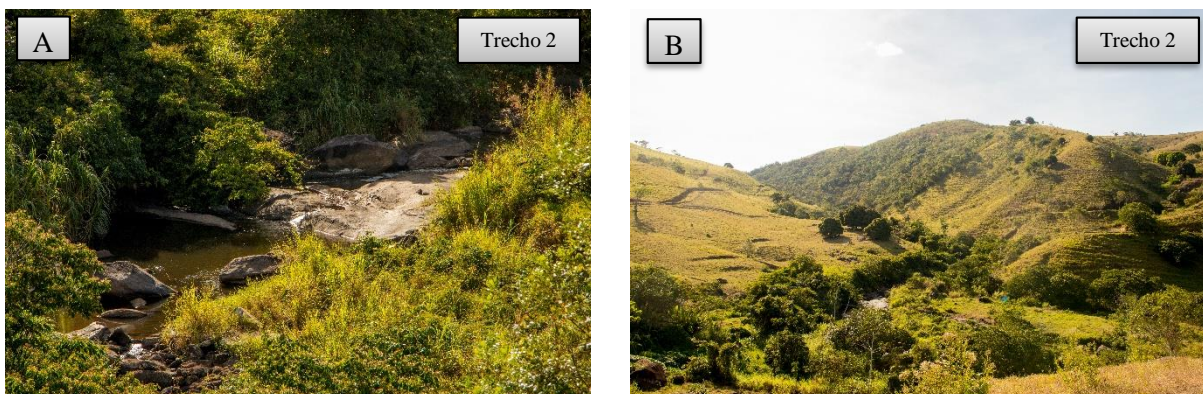
Fonte: Autor (2020)

Duas quebras de patamar expressivas foram identificadas ao longo do perfil longitudinal no Rio Inhaúma. A primeira localizada entre os municípios pernambucanos de Garanhuns e Palmeirinha e a segunda entre a parte sul de Canhotinho e São José da Lage. Os resultados referentes as anomalias de primeira ordem encontrados no Inhaúma, coincidem com os valores apresentados nos Rios Canhoto e Mundaú, apesar dos pontos anômalos do RDE estarem em altitudes ligeiramente diferentes, porém em região litologicamente semelhante. Esses rios correm para uma área mais rebaixada, composta por corpos intrusivos gnáissicos-migmatíticos pré-cambrianos fragilizados por zonas de cisalhamento transcorrentes (CPRM, 2016). As cotas altimétricas da primeira quebra do Inhaúma são descritas por 675 (RDEs/RDEt = 11,5) e 660 (RDEs/RDEt = 16,5), de acordo com os mapas desenvolvidos pela CPRM (2016), essa primeira quebra é influenciada por processos contracionais nas cabeceiras da bacia, numa área com migmatitos e ortognaisses do Complexo Belém do São Francisco, caracterizando uma área resistente a dissecação.

A segunda descontinuidade do Rio Inhaúma apresenta-se por Trecho 2 no mapa da parte alta da bacia do Rio Mundaú (Figura 33) e registrados a partir das figuras 38-A e B como leito rochoso e encostas de alta declividade, respectivamente. A litologia presente é predominante de migmatitos paraderivados com ocorrência de colinas disseçadas e serras baixas, e mais a jusante com escarpas de serras. Entre as altitudes 450 e 285 metros, é destacado a presença de anomalias de primeira ordem, exceto na altitude 435, 405 e 300 metros. Nas cotas altimétricas

de 360 ($RDEs/RDEt = 115,4$), 345 ($RDEs/RDEt = 58,6$), 330 ($RDEs/RDEt = 54,3$) as anomalias apresentaram os maiores valores do índice em toda bacia hidrográfica do Rio Mundaú.

Figura 38: (A) leito rochoso do Rio Inhaúma onde apresenta anomalias de primeiro grau. (B) Vertentes no mesmo trecho do Rio Inhaúma.



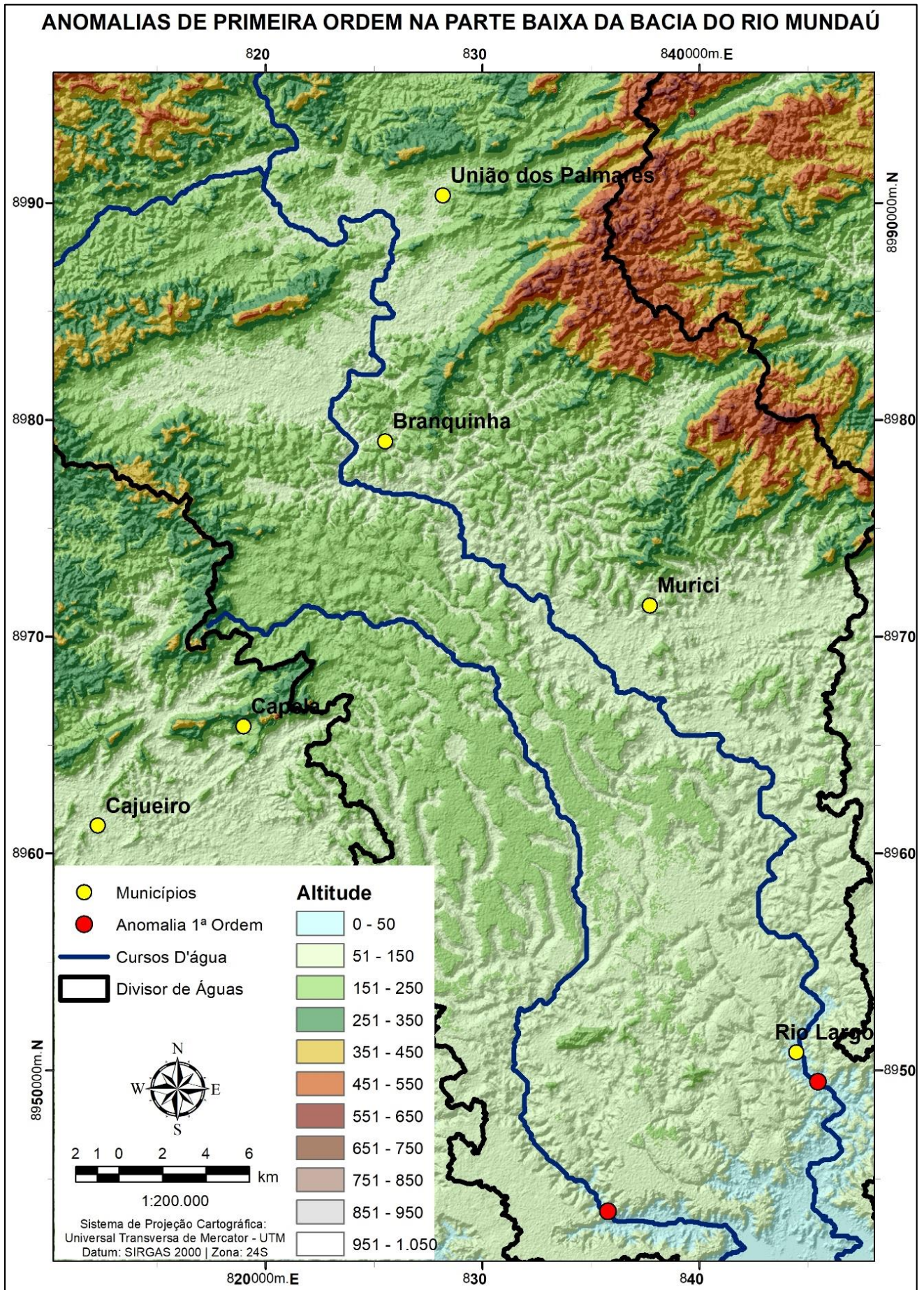
Fonte: Autor (2020)

Numa altitude mais baixa outro trecho é caracterizado como anomalia de primeira ordem, na cota altimétrica 210 metros ($RDEs / RDEt = 17,7$), onde o Rio Inhaúma encontra o Rio Canhoto. De acordo com Hack (1972) e Etchebehere (2005) o encontro de um rio tributário com outro de drenagem mais expressiva pode causar um desnível no perfil longitudinal na foz do rio tributário. O trecho entre duas discontinuidades estruturais descritas no perfil longitudinal do Inhaúma possui percurso mais longo se comparado ao trecho observado no Rio Mundaú entre suas discontinuidades no alto curso da Bacia. Dessa forma o Rio Inhaúma percorre uma área mais longa no Complexo Cabrobó, seguindo na direção da movimentação dos blocos tectônicos, do montante a jusante observados nos pontos de anomalias entre as altitudes 450 e 285.

Após este percurso, segue para a mesma área de corpos graníticos que o Rio Mundaú, em uma zona de contato entre o Complexo Cabrobó e o corpo granítico, sugerindo ser essa uma área de fragilidade criada por zona de cisalhamento Pré-Cambrianas e Cenozoicas, cujo foram altamente dobrados. Criando uma ampla região rebaixada com planícies sedimentares entre cristas, entre municípios de São José da Lage, Santana do Mundaú e Branquinha. Essa mesma região influencia os últimos trechos anômalos do Rio Canhoto. A litologia desta área apresenta textura folheada e fraturamentos intensos, também facilitando a ação erosiva.

A figura 39 apresenta os pontos anômalos de primeira ordem na parte baixa da bacia hidrográfica do Rio Mundaú, evidenciando dois pontos caracterizados por valores acima de $RDEs/RDEt \geq 10$. Esses pontos estão localizados no rio principal e no último rio analisado, Rio Satuba.

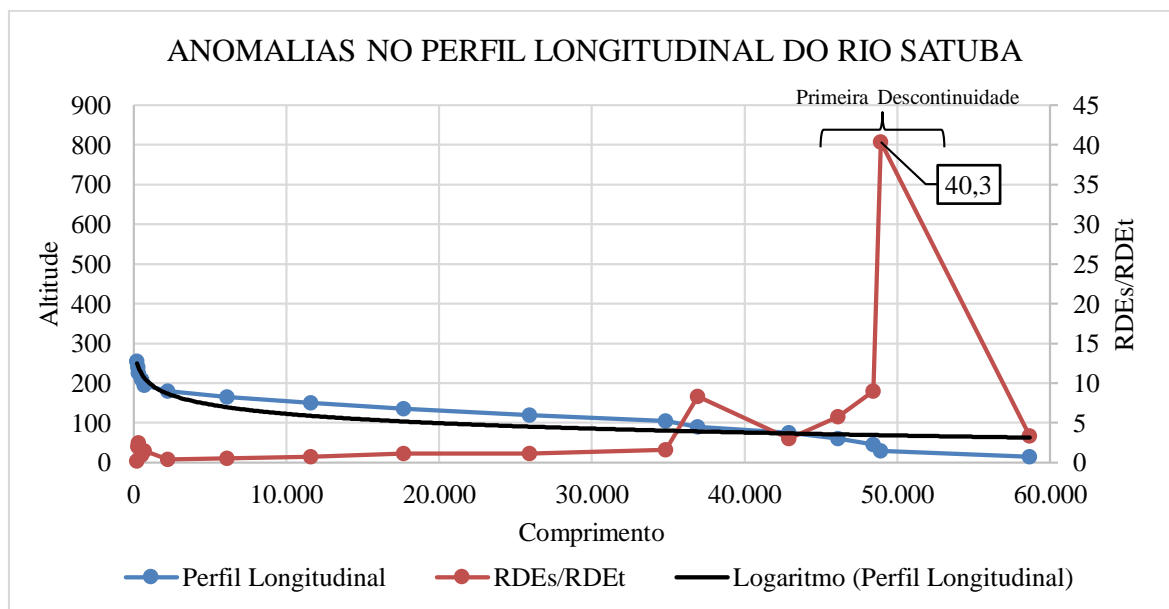
Figura 39: Anomalias de primeira ordem no baixo curso da bacia hidrográfica do Rio Mundaú.



Fonte: Autor (2020)

O Rio Satuba, último afluente calculado, apresentou 17 setores altimétricos (Figura 40), dos quais: 9 não apresentaram anomalia, 7 indicaram anomalia de segunda ordem e 1 setor identificado com anomalia de primeira ordem. Esse único ponto anômalo de primeira ordem está localizado entre os municípios alagoanos de Pilar e Rio Largo, com altitude de 30 metros valor $RDEs / RDEt = 40,3$. O outro ponto isolado de características acima de $RDEs/RDEt \geq 10$ foi apresentado anteriormente no perfil longitudinal do Rio Mundaú (Figura 26), esses dois pontos encontrados no Satuba e Mundaú possuem aspectos semelhantes tanto em valores quanto altitude, indicando altitudes de 30 metros e $RDEs / RDEt = 40,3$; 46,4.

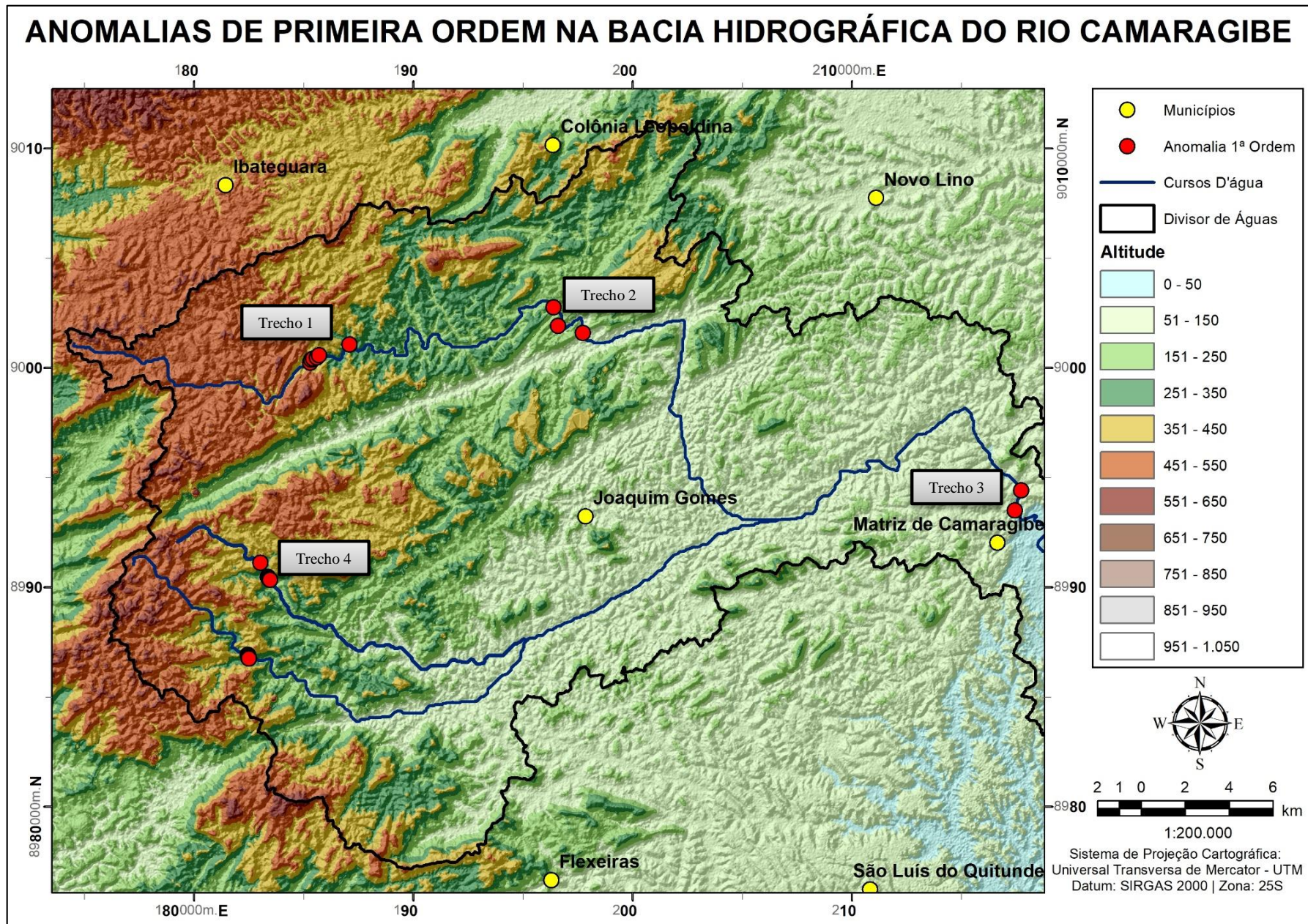
Figura 40: Perfil longitudinal do Rio Satuba e seus respectivos valores do índice RDE.



Fonte: Autor (2020)

Comparando com o mapeamento geológico da CPRM (2016), as anomalias na altitude de 30 metros nos rios Satuba e Mundaú ficam localizadas entre o complexo gnaiss-migmatítico e granulítico e formação sedimentar mesozóica Poção. Diante disso, o desnível se dá por erosão remontante por se tratar de uma zona de contato entre uma litologia mais resistente (Complexo Arapiraca - Gnaisses, migmatitos e/ou granulitos, associados a rochas metamáficas) e uma litologia mais friável (Formação Poção - sedimentos quartzo-arenosos e conglomeráticos com intercalações de sedimentos síltico-argilosos e ou calcíferos.), além de estarem sobre um substrato marcado por falhas de processo extensional. Tais características repetem-se nos perfis longitudinais de outras duas bacias hidrográficas analisadas, as bacias hidrográficas dos Rios Camaragibe e Manguaba.

Figura 41: Anomalias de primeira ordem da bacia do Rio Camaragibe.

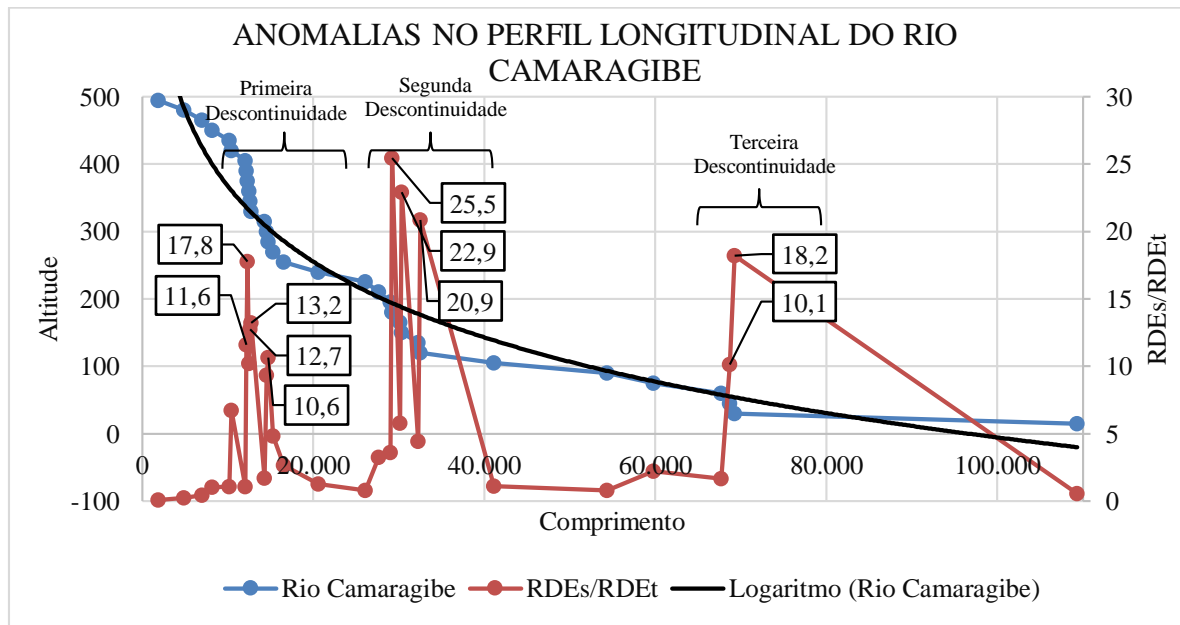


Fonte: Autor (2020)

Na bacia hidrográfica do Rio Camaragibe (Figura 41), analisou-se dois rios afluentes e o rio principal, sendo eles: Camaragibe Mirim, Tiririca e o Rio principal Camaragibe. Foram identificados diversos pontos anômalos ao longo das diferentes altitudes dos três rios analisados, onde calculou-se o RDE para 85 setores: 33 no Camaragibe, 28 no Camaragibe Mirim e 24 no Tiririca. Entre todos os setores, 20 setores apresentaram anomalias de primeira ordem, 28 de segunda ordem e 37 não apresentaram anomalia.

O Rio principal da bacia hidrográfica do Camaragibe apresentou 33 setores altimétricos, dentre eles 11 apresentaram anomalia de primeira ordem, 9 identificados como anomalias de segunda ordem e 13 apresentaram valores abaixo de $RDEs / RDEt < 2$, caracterizando setores não anômalos. O Rio Camaragibe apresentou três descontinuidades ao longo do seu perfil longitudinal (Figura 42), cujo duas delas ficam no alto curso do Rio onde se concentram 9 dos 11 setores de anomalia de primeira ordem.

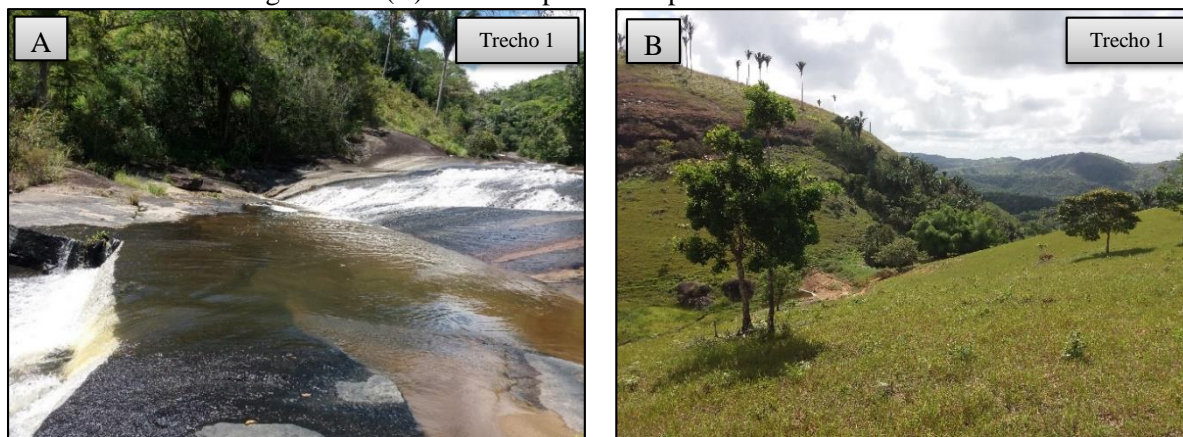
Figura 42: Perfil longitudinal do Rio Camaragibe e seus respectivos valores do índice RDE.



Fonte: Autor (2020)

Ao sul de Ibateguara – AL ocorre a primeira quebra de patamar do Camaragibe, no intervalo altimétrico entre 390 e 285 metros (Figura 43 - A e B), onde o rio apresenta os primeiros pontos de anomalias de primeira ordem expressas por leito rochoso e encostas de alta declividade. Nessa área destacam-se os maiores valores de anomalia nas cotas altimétricas de 375 ($RDEs/RDEt = 17,8$), 345 ($RDEs/RDEt = 12,7$) e 330 ($RDEs/RDEt = 13,2$).

Figura 43: (A) Leito Rochoso do Rio Camaragibe na primeira descontinuidade do perfil longitudinal. (B) Encostas próxima a primeira descontinuidade.



Fonte: Autor (2020)

A primeira ruptura de patamar ou descontinuidade está diretamente relacionada a falhas de rejeito direcional em zonas de cisalhamento na bacia hidrográfica, pois a área dos primeiros trechos anômalos do Camaragibe ficam logo antes de uma zona de cisalhamento sinistral seguida por outra dextral, fazendo com que o bloco adjacente aos trechos anômalos se mova em direção nordeste, causando falhas devido a processos extensivos no substrato rochoso do Complexo Belém do São Francisco, substrato no qual o trecho fica localizado (CPRM, 2016).

A litologia deste ambiente possui rochas com baixa porosidade, moderada resistência ao intemperismo físico-químico e elevada resistência à compressão. Quanto aos solos, possuem textura argilo-síltica-arenosa, com boa capacidade de compactação, baixa a moderada permeabilidade, são moderadamente plásticos e naturalmente pouco erosivos. São solos que apresentam baixa a moderada permeabilidade e boa porosidade, são bem drenados, com boa capacidade de assimilar matéria orgânica segundo o mapa de Geodiversidade do estado de Alagoas (2012).

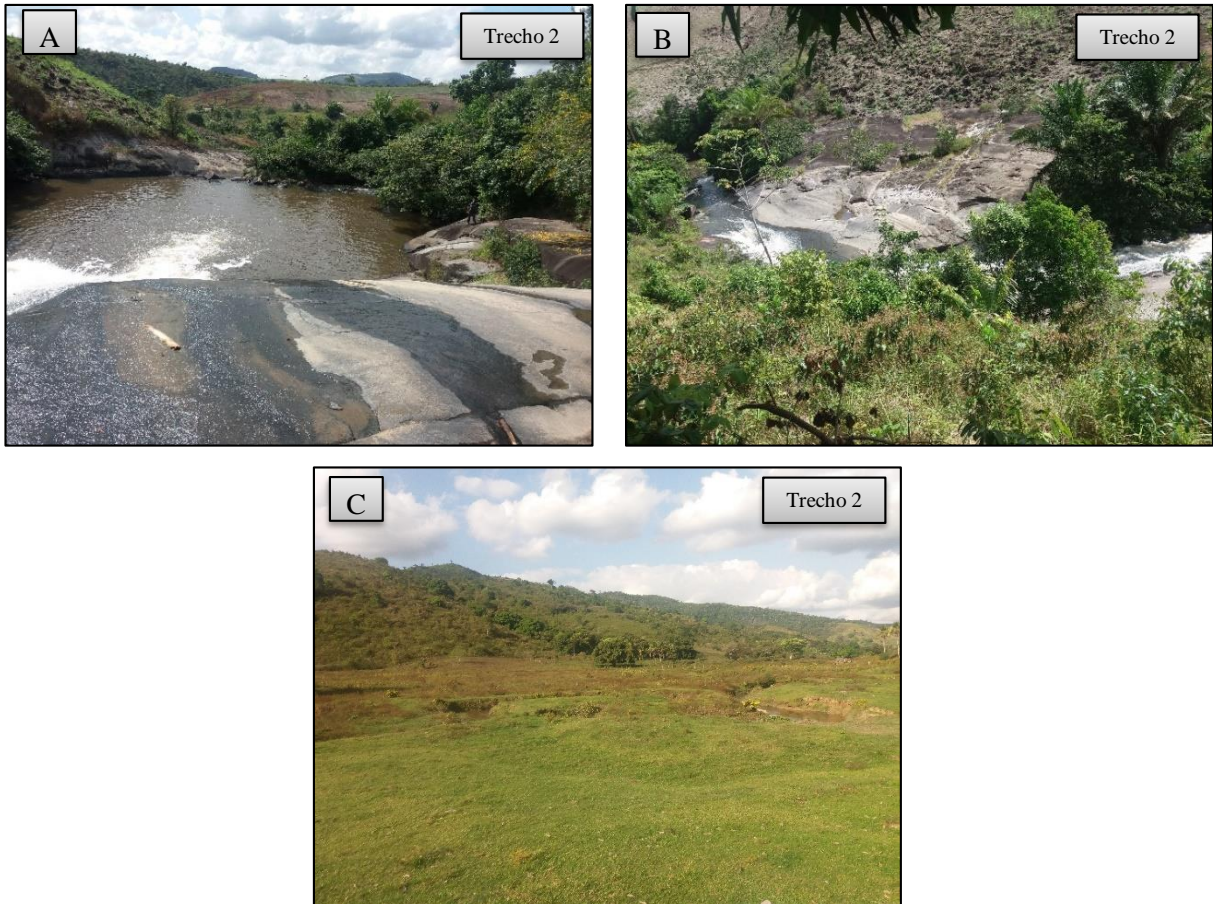
Após o Rio percorrer cerca de 2 km uma segunda descontinuidade (Figura 44-A e B) ocorre ao norte dos limites do município de Joaquim Gomes, nas seguintes altitudes: 180 (RDEs/RDEt = 25,5), 150 (RDEs/RDEt = 22,9) e 120 (RDEs/RDEt = 20,9).

Os trechos anômalos das altitudes entre 180 e 120 metros ficam próximos a um tributário do Camaragibe, que o curso d'água corre encaixado exatamente numa zona de cisalhamento transcorrente que facilitou o desgaste do substrato rochoso e gerando uma planície de várzea com um pacote de sedimentos (Figura 44-C), gerando um desnível em relação aos trechos anteriores no perfil longitudinal do Rio Camaragibe. Segundo Pinho (2003) os maciços podem apresentar fragilidade quando: o material rochoso constituinte do maciço é considerado frágil; quando há uma presença de um elevado número de fraturas ou outro tipo de

descontinuidade que seja responsável por um comportamento de baixa resistência do maciço.

Figura 44: (A) Leito Rochoso do Rio Camaragibe na segunda descontinuidade do perfil longitudinal.

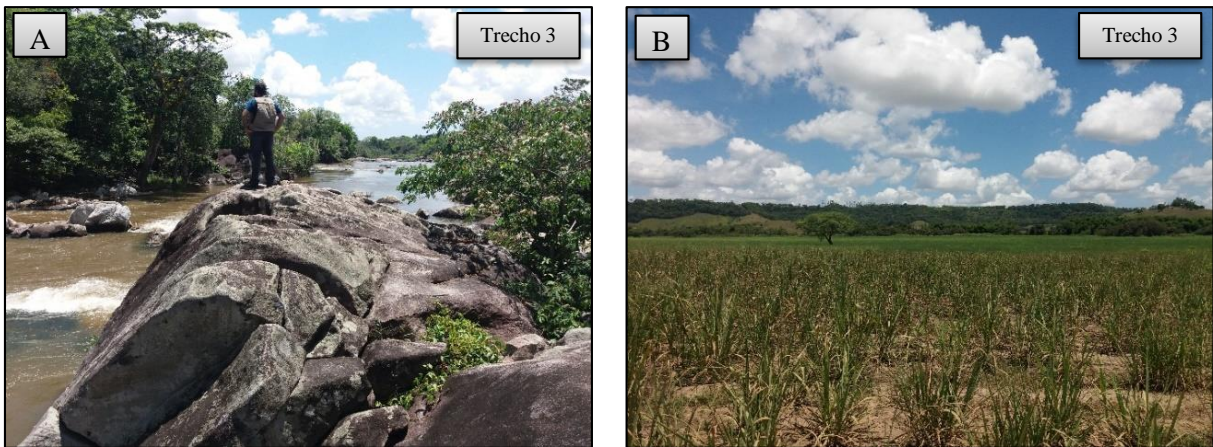
(B) Trecho do Rio Camaragibe, mais a baixo da área onde apresentaram-se as anomalias. (C) Rio Tiririca sobre zona de cisalhamento transcorrente.



Fonte: Autor (2020)

A terceira quebra de patamar do Camaragibe está localizada nos limites municipais de Matriz do Camaragibe – AL entre as altitudes de 45 (RDEs/RDEt = 15,20) e 30 metros (RDEs/RDEt = 15,20) (Figura 45 - A). As duas primeiras descontinuidades identificadas no Camaragibe apresentam aspectos litológicos semelhantes as descontinuidades da parte alta do Rio Mundaú, enquanto que a terceira descontinuidade do Camaragibe, assim como a última descontinuidade apresentada pelo Rio Mundaú e Satuba, é originada devido a erosão remontante pela ocorrência de um substrato resistente seguido de um substrato friável.

Figura 45: (A) Leito Rochoso do Rio Camaragibe na última descontinuidade do perfil longitudinal. (B) superfície de sedimentos após o último trecho anômalo do Camaragibe.

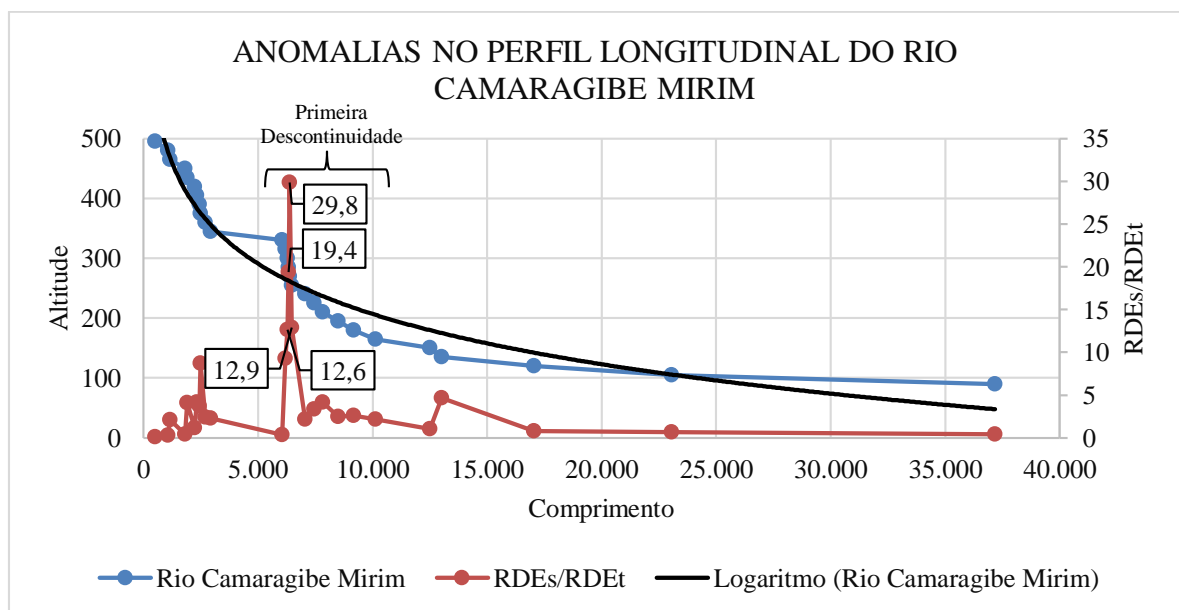


Fonte: Autor (2020)

Os últimos trechos anômalos do Rio Camaragibe, mostraram-se entre uma superfície mais resistente de sedimentos arenosos e com a presença de clástos (Formação Maceió), de idade Mesozoica, sucedida por uma superfície, menos resistente, de sedimentos de idade Pleistocênica (Formação Barreiras), em geral de composição argilo arenosa (Figura 45-B).

O Rio Camaragibe Mirim (Figura 46), uma das sub-bacias da bacia do Camaragibe, foi dividida em 28 setores altimétricos, dentre eles 4 apresentaram anomalia de primeira ordem, caracterizando valores acima $RDEs / RDEt \geq 10$, 14 identificados como anomalias de segunda ordem e 10 não apresentam anomalia.

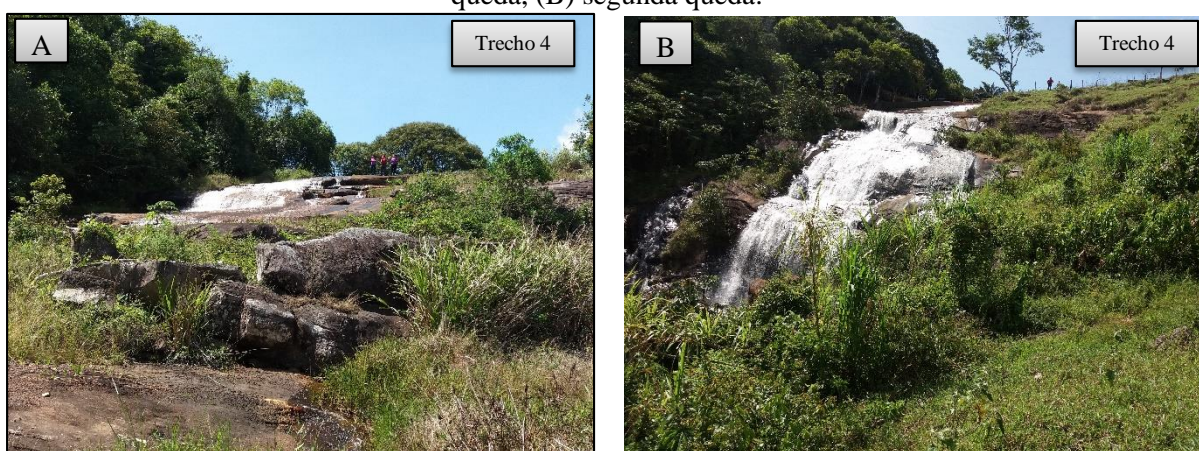
Figura 46: Perfil longitudinal do Rio Camaragibe Mirim e seus respectivos valores do índice RDE.



Fonte: Autor (2020)

A quebra de patamar do Camaragibe Mirim (Figura 47-A e B) ocorre entre as altitudes 465 e 345, no município de União dos Palmares, apresentando 6 cotas altimétricas com anomalias de primeira ordem e os maiores valores do conjunto de trechos anômalos ocorrem nas altitudes 285 (RDEs/RDEt = 19,4) e 270 (RDEs/RDEt = 29,8). A litologia encontrada nesta área é semelhante a segunda descontinuidade do Rio Mundaú, onde apresenta séries graníticas sub-alcálinas: cálcio-alcálinas (baixo, médio e alto-K) e toleíticas. A jusante ocorre planaltos e escarpas serranas, e a montante encontra-se morros e serras baixas.

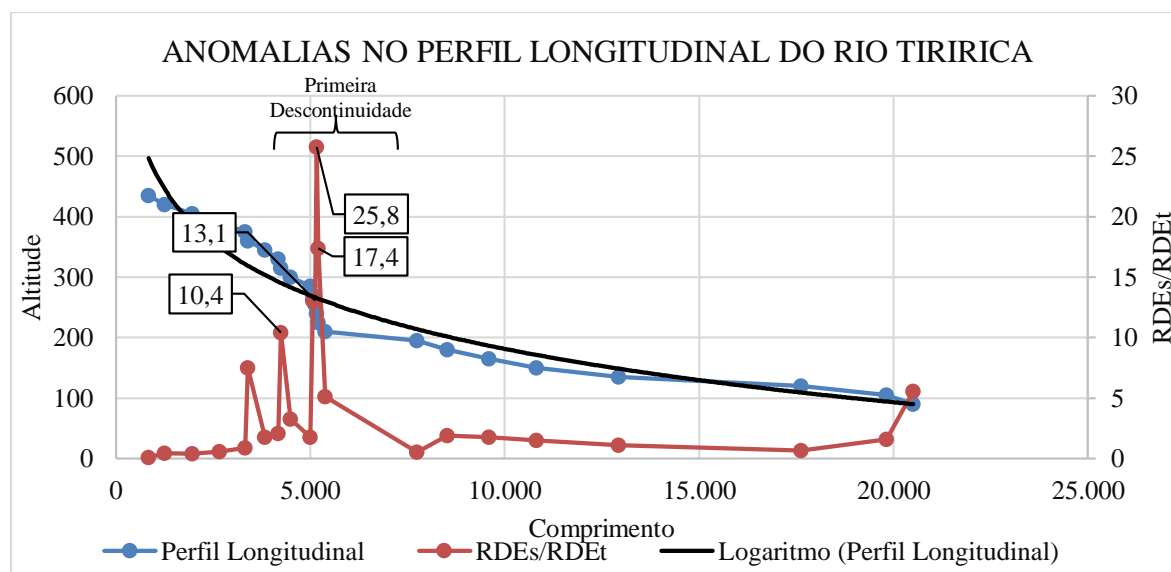
Figura 47: Quedas d'água em sequência no trecho anômalo do Rio Camaragibe Mirim (A) primeira queda, (B) segunda queda.



Fonte: Autor (2020)

O último rio a ser calculado foi o Rio Tiririca (Figura 48), após diversas pesquisas no site da Agência Nacional de Águas, não foi encontrado nenhum nome atribuído ao Rio, portanto foi denominado Rio Tiririca pois fica próximo à Cachoeira da Tiririca. Ele apresentou 24 setores altimétricos, dentre eles 5 apresentaram anomalia de primeira ordem, 5 identificado como anomalias de segunda ordem e 14 não apresentaram anomalia.

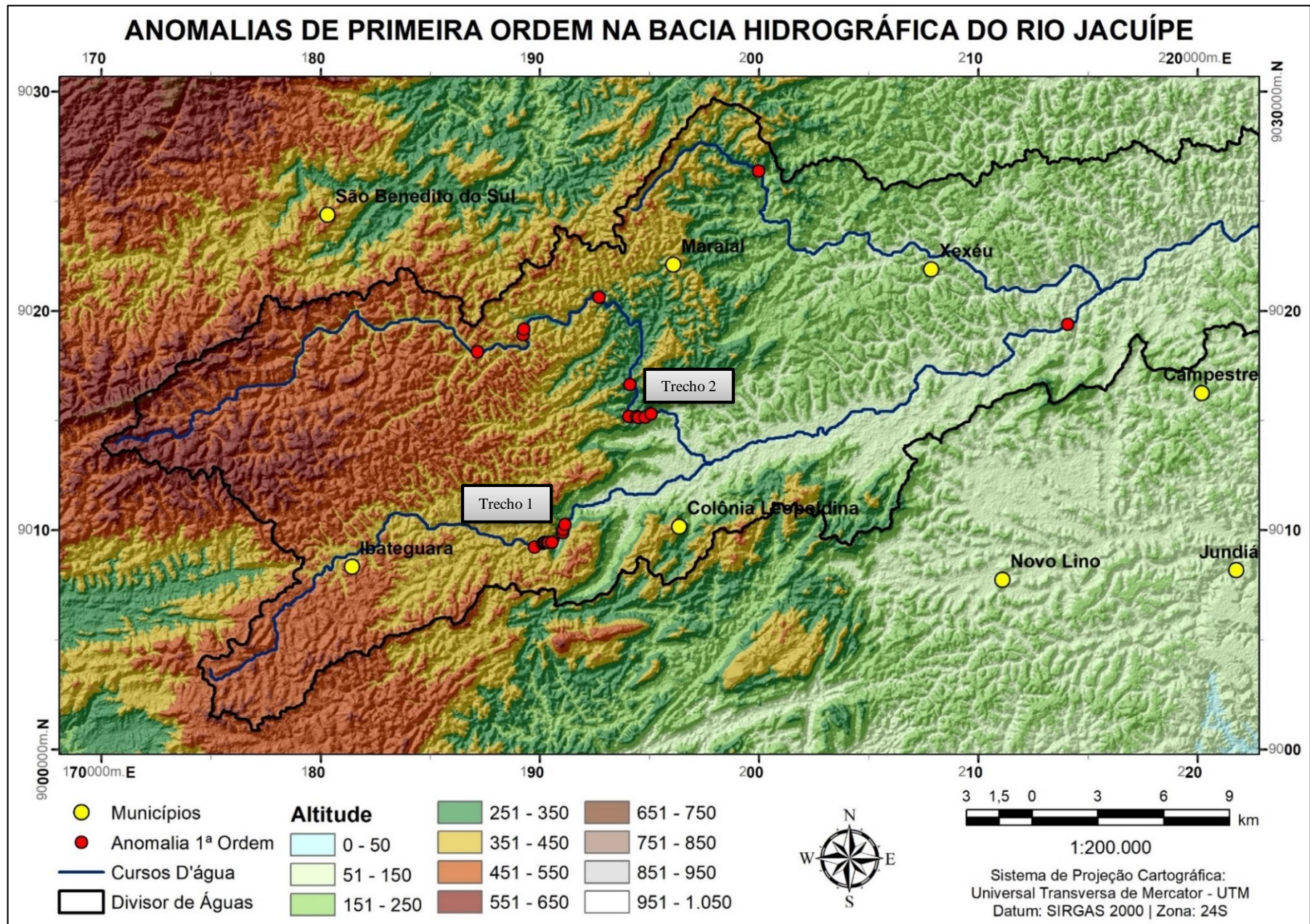
Figura 48: Perfil longitudinal de Rio Tiririca e seus respectivos valores do índice RDE.



Na única ruptura de patamar do Tiririca, os pontos de anomalias de primeira ordem ocorrem nos setores altimétricos de 315 (RDEs/RDEt = 10,4), 270 (RDEs/RDEt = 13,01), 255 (RDEs/RDEt = 13,1), 240 (RDEs/RDEt = 25,8) e 225 metros (RDEs/RDEt = 17,4), com valores altos se comparados aos outros rios da bacia do Camaragibe.

Ao se sobrepor as drenagens ao mapa da CPRM (2016) verifica-se que ambos os rios, o Camaragibe Mirim e o Tiririca, tem suas nascentes sobre uma área plutônica com uma série de rochas graníticas alcalinas e sobre uma área entre duas zonas de cisalhamento de movimentação convergente dos blocos do substrato, possivelmente gerando as maiores declividades. Em todo seu curso os Rios Camaragibe e Camaragibe Mirim seguem por uma região de corpos graníticos alcalinos intrusivos e assume um perfil mais suave em uma superfície de mesma composição geológica, mas onde a movimentação dos blocos correspondentes as zonas de cisalhamento que controlam a direção do curso d'água do Rio Camaragibe Mirim assumem uma direção diferente da anterior, nas nascentes, e o curso do rio corre sobre uma zona de cisalhamento transcorrente, até desaguar no Rio Camaragibe. Onde aparece colinas dissecadas e morros baixos em uma altitude menor se comparado aos trechos de anomalias dos Rios Tiririca e Camaragibe Mirim.

Figura 49: Anomalias de primeira ordem na bacia hidrográfica do Rio Jacuípe.

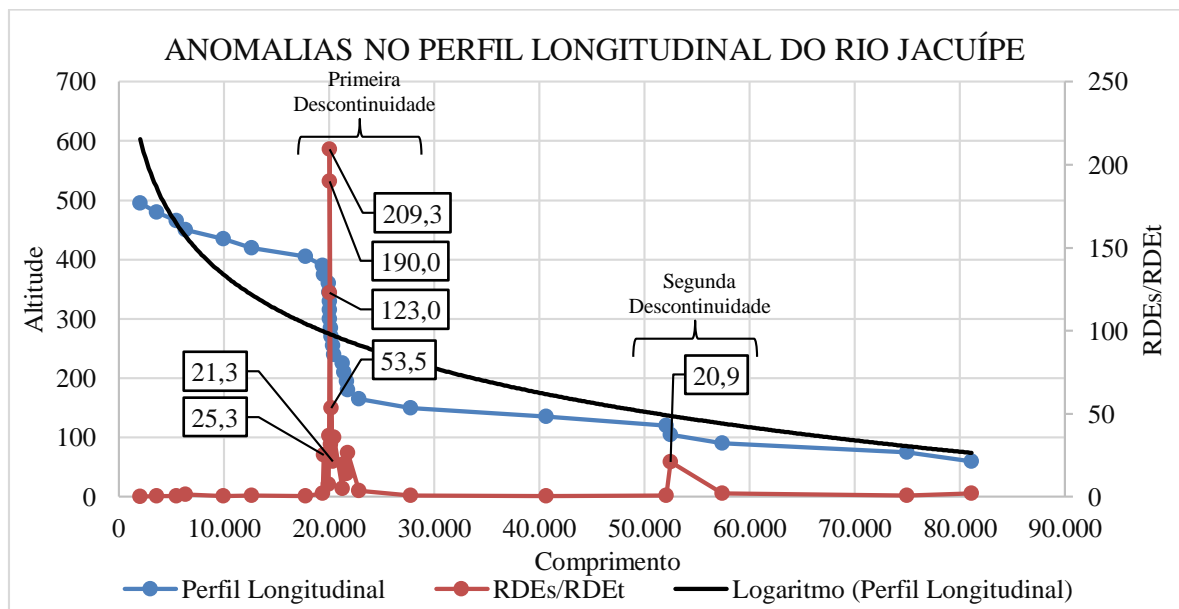


Fonte: Autor (2020)

Na bacia hidrográfica do Rio Jacuípe (Figura 49), analisou-se dois rios afluentes e o rio principal, sendo eles: Jiboia da Taquara, Juazeiro e Jacuípe. Foi identificado diversos pontos anômalos ao longo das diferentes altitudes dos três rios analisados, onde calculou-se o RDE para 81 setores: 30 no Jacuípe, 31 no Jiboia da Taquara e 20 no Juazeiro. Entre todos os setores, 23 deles apresentaram anomalias de primeira ordem, destacando os maiores valores de anomalias de primeira ordem neste trabalho se comparado entre as demais bacias hidrográficas apresentadas.

O perfil longitudinal do Rio Jacuípe (Figura 50) apresentou duas descontinuidades, entre os municípios de Colônia Leopoldina-AL e Ibateguara-AL, é onde ocorrem os maiores valores de anomalias de primeira ordem entre todos os rios das bacias analisadas. Uma sequência de 14 setores de anomalias de primeira ordem a partir da altitude de 375 (RDEs/RDEt = 25,3) e apresentando os maiores valores entre todas as bacias apresentadas 330 (RDEs/RDEt = 123,0), 315 (RDEs/RDEt = 190,0), 300 (RDEs/RDEt = 209,3) e o último trecho em 180 (RDEs/RDEt = 26,5). Após essa sequência aparece apenas mais um ponto de anomalia de primeira ordem na altitude de 105 (RDEs/RDEt = 20,9).

Figura 50: Perfil longitudinal do Rio Jacuípe e seus respectivos valores do índice RDE.



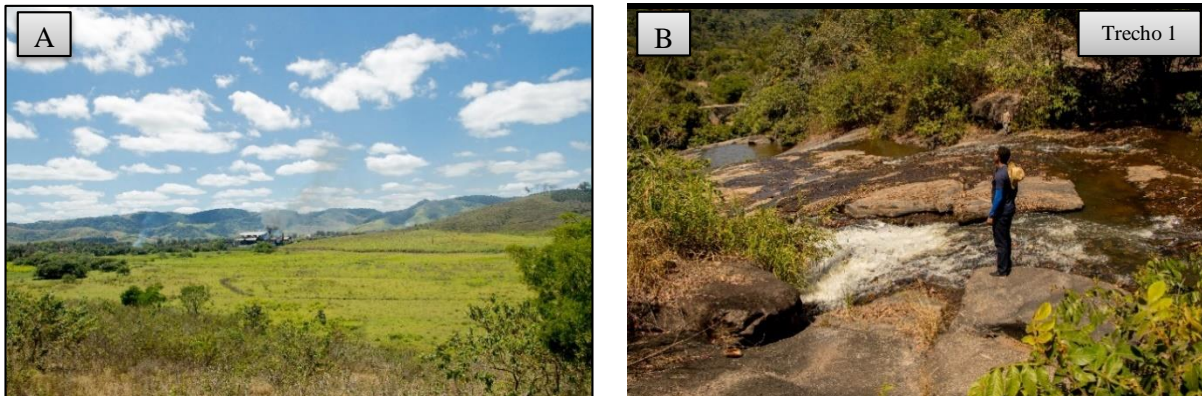
Fonte: Autor (2020)

O curso d'água do Rio Jacuípe fica entre dois diferentes substratos geológicos Pré-Cambrianos, o Complexo Cabrobó e o Complexo Belém do São Francisco, seguindo por uma zona de cisalhamento mapeada pela CPRM (2016). A litologia local é caracterizada por gnaisses ortoderivados, podendo conter porções migmatíticas. Antes da primeira

descontinuidade, são apresentadas de acordo com o relevo circundante ao leito do rio, superfícies aplainadas conservadas em regiões mais altas da bacia do Rio Jacuípe e logo após a primeira descontinuidade ocorre uma formação de amplos vales e planícies de inundação, junto de morros baixos (Figura 51-A), antecedidas por relevo escarpado.

De acordo com o mapeamento realizado pela CPRM (2016) o trecho da anomalia de drenagem fica totalmente localizado sobre o mesmo substrato rochoso (Complexo Belém do São Francisco), dessa forma sugere-se que o causador desse grande desnível entre as altitudes de 375 a 180 metros (Figura 51-B) sejam a passagem do curso do Rio Jacuípe de uma superfície Mesoproterozóica (Complexo Cabrobó) resistente para outra superfície Neoproterozóica (Complexo Belém do São Francisco) ainda resistente, porém com fraturas entre essas duas superfícies causadas por processos extensivos provocados pelo complexo de zonas de cisalhamento, que foram mapeadas pela CPRM, e que também afetam o centro da bacia hidrográfica do Rio Camaragibe, provocando possivelmente o rebaixamento da área, com o alargamento do vale, após as anomalias.

Figura 51: (A) Vales e planícies de inundação após a ocorrência das anomalias de drenagem no Rio Jacuípe. (B) Trecho do Rio Jacuípe que apresenta anomalias.



Fonte: Autor (2020)

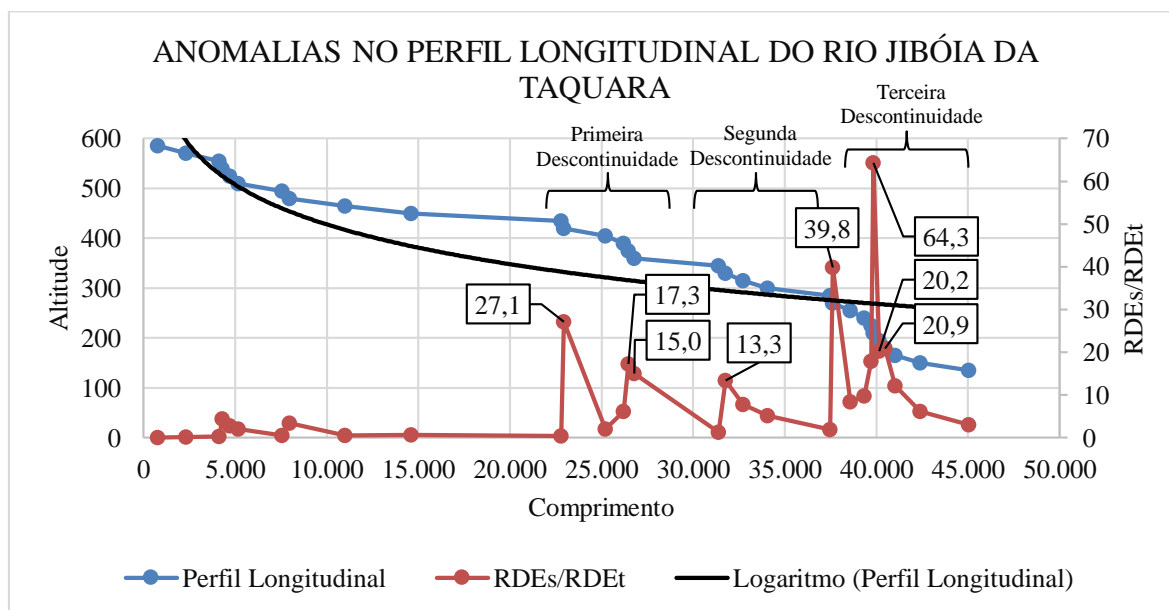
Essas zonas de cisalhamento fragilizam aquela área permitindo um maior desgaste da superfície mais a jusante do curso d'água (em direção a Colônia Leopoldina), erodindo o substrato de forma regressiva ao longo das zonas de cisalhamento, causando o desnível em superfícies geológicas de composição semelhantes.

Os trechos de anomalias de primeira ordem apresentados em áreas de maior altitude pelo Rio Jacuípe, não foi possível visualiza-los devido a inacessibilidade da área, por se tratar de uma área muito escondida pela vegetação Arbórea e densa, dificultando o acesso ao leito do Rio, além de se tratar de uma área de grande declividade e uma grande distância do topo da

encosta até o fundo de seu vale.

O perfil longitudinal do Rio Jiboia da Taquara (Figura 52) também apresentou valores de anomalias de primeira ordem significantes e altos se comparados com valores de anomalias de primeira ordem dos outros rios das outras bacias, em 3 pequenas rupturas de patamar entre dois municípios, Maraial-PE e Colônia de Leopoldina- AL, sendo a última ruptura a maior no Rio Jiboia da Taquara, já próximo de seu exutório no Rio Jacuípe.

Figura 52: Perfil longitudinal do Rio Jiboia da Taquara e seus respectivos valores do índice RDE.



Fonte: Autor (2020)

A primeira ocorre entre as altitudes de 420 e 330 metros, porém não apresenta dados significativos de anomalias. A segunda ruptura de Patamar ocorre na altitude de 270 metros (RDEs/RDEt = 39,8). Por fim, a terceira ruptura de patamar ocorre entre os 225 e 165 metros, apresentando o maior valor de anomalia na cota 210 (RDEs/RDEt = 64,3).

Na figura 53 é possível observar que a litologia apresenta sinais de eventos compressivos no Rio Jiboia da Taquara, na área onde foram identificadas as anomalias de primeira ordem entre as altitudes 225 e 165 metros, com veios de quartzo alojados entre as rochas de idades Proterozoicas, o que possivelmente lhe permite ter maior resistência aos processos erosivos fluviais, e ao mesmo tempo com marcas de estruturas rúpteis sobrepondo-se as estruturas Proterozoicas, sendo estas últimas as estruturas a conduzirem o curso da água do Rio Jiboia da Taquara, que segue os alinhamentos crustais imposta no substrato rochoso antigo.

Da mesma forma do Rio Jacuípe, o Rio Jiboia da Taquara segue para uma superfície rebaixada de mesma composição rochosa, porém com uma planície sedimentar já estabelecida

e com a presença de morros de topo arredondado e declividade mais suavizada.

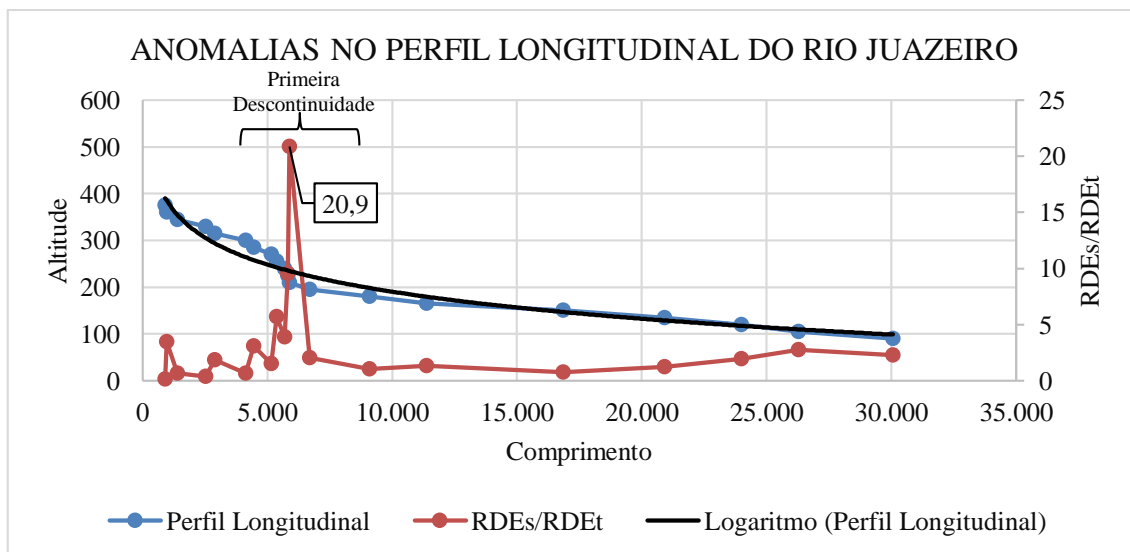
Figura 53: Trecho de anomalias de primeira ordem do Rio Jiboia da Taquara.



Fonte: Autor (2020)

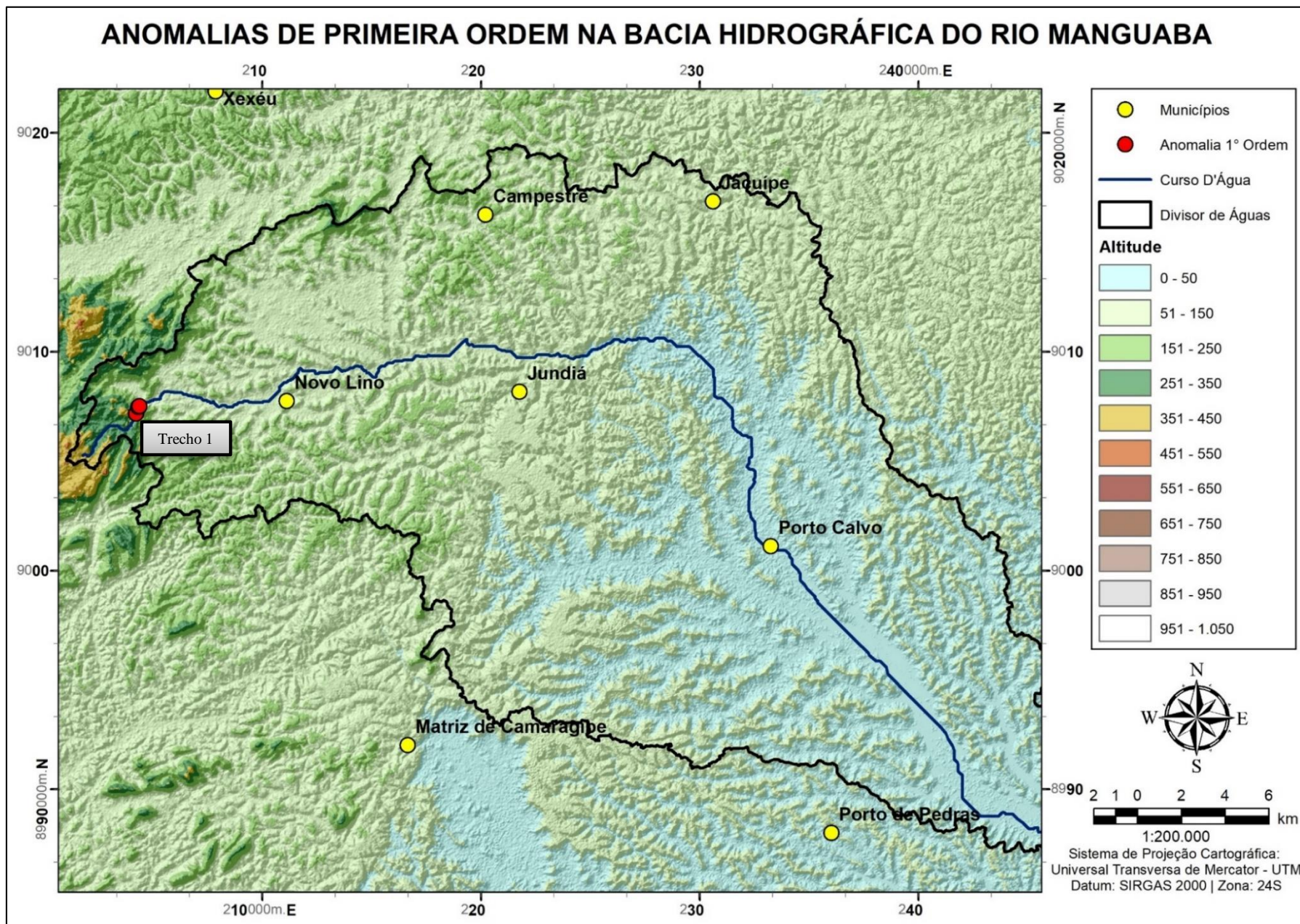
O Rio Juazeiro (Figura 54) apresentou uma descontinuidade em seu perfil longitudinal. Na altitude 210 metros ocorrendo um ponto de anomalia de primeira ordem ($RDEs/RDEt = 20,9$), o curso d'água do Juazeiro origina-se sobre um corpo granítico remanescente do Complexo Belém do São Francisco e segue pelo mesmo substrato até desaguar no Rio Jacuípe.

Figura 54: Perfil longitudinal do Rio Juazeiro e seus respectivos valores do índice RDE.



Fonte: Autor (2020)

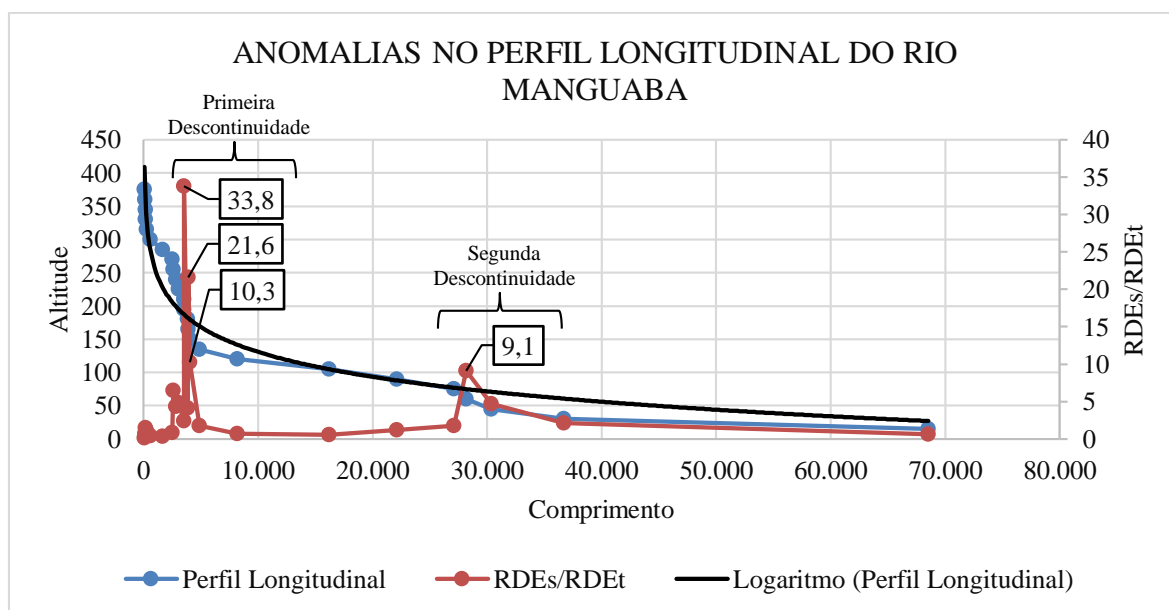
Figura 55: Anomalias de primeira ordem na bacia hidrográfica do Rio Manguaba.



Fonte: Autor (2020)

Na bacia hidrográfica do Rio Manguaba (Figura 55), analisou-se apenas o rio principal (Rio Manguaba). Calculou-se o RDE para 25 setores sendo eles: 3 de primeira ordem, 8 de segunda ordem e 14 identificados sem a presença de anomalia. No perfil longitudinal do Rio Manguaba (Figura 56) é possível verificar duas descontinuidades em todo seu curso. A primeira descontinuidade fica localizada bem próxima da cabeceira de drenagem da bacia, na região oeste dos limites do município de Novo Lino, com valores de anomalias nas cotas 195 (RDEs/RDEt = 33,8), 165 (RDEs/RDEt = 21,6) e 150 (RDEs/RDEt = 10,3).

Figura 56: Perfil longitudinal do Rio Manguaba e seus respectivos valores do índice RDE.



Fonte: Autor (2020)

A descontinuidade entre as altitudes 195 e 150 metros localiza-se entre o complexo Belém do São Francisco, de idade Neoproterozóica – Toniana, e uma área de intrusão granítica, também de idade Neoproterozóica, porém do período Ediacarano, originados no Ciclo Brasileiro. Sugere que a drenagem se adapta em falhas geradas por zonas de cisalhamento transcorrentes que passam através do complexo Belém do São Francisco e o corpo granítico da área visitada, como as que foram mapeadas pela CPRM (2016), encaixando-se em falhas (Figura 57) geradas pela deformação do cisalhamento do substrato rochoso. O litologia dessa primeira descontinuidade próximo a cabeceira de drenagem do Rio Manguaba, é marcado por um corpo granítico sub-alcálico, exibindo descontinuidades estruturais concentradas em maior quantidade nas bordas desses corpos.

Figura 57: Trecho de anomalia de primeira ordem do Rio Manguaba.



Fonte: Autor (2020)

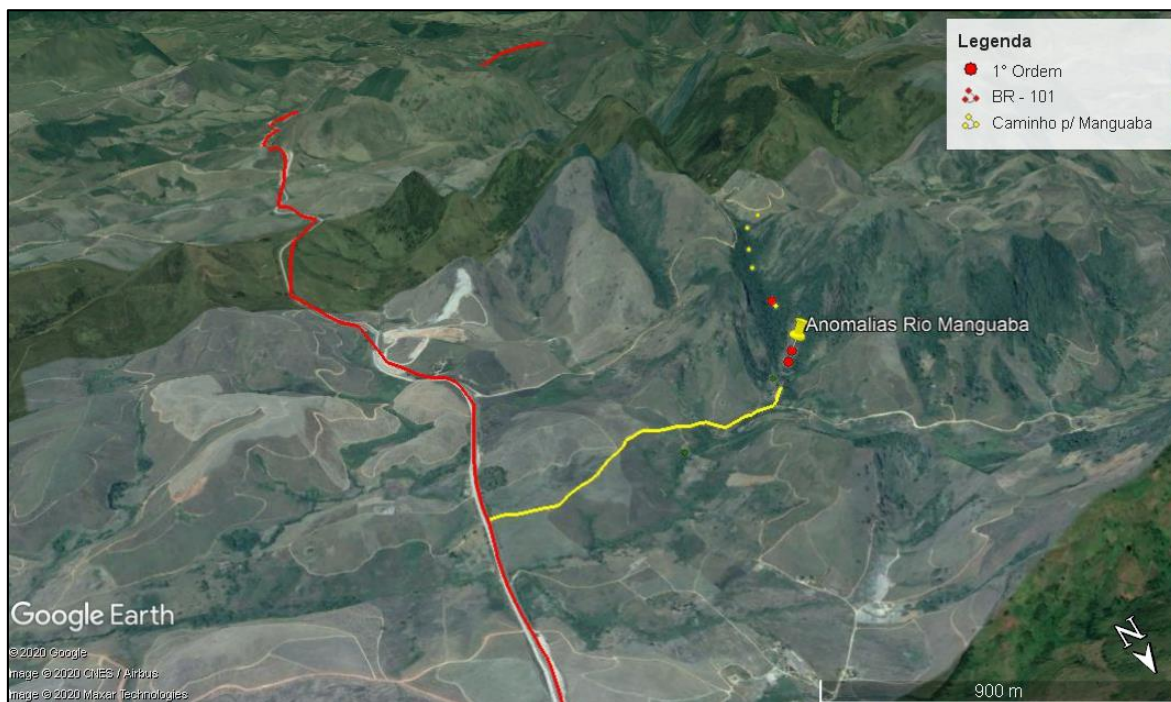
Por se tratar de um substrato resistente e próximo a regiões de maiores altitudes e declividades, o Rio Manguaba apresenta leito rochoso ao longo do ponto anômalo, caracterizando nesta área um nível de base erosivo e dessa forma não permitindo deposição. Sabe-se que devido a ao processo erosivo, áreas caracterizadas como fraturas onde passam os cursos d'águas são mais vulneráveis ao desgaste, gerando regiões rebaixadas. Já de forma menos acelerada, onde o maciço possui aspectos integro e sem discontinuidades estruturais, gera-se áreas altas, erodindo assim de forma diferencial.

Essas falhas encontradas no Manguaba geram zonas de fraqueza a erosão, estimulando o desgaste do substrato rochoso pelos cursos d'água, formando superfícies deposicionais e um leito de acamamento sedimentar, como é apresentado nas formações mais a jusante do leito do rio na parte do Complexo Belém do São Francisco e do corpo granítico mais a leste de Novo Lino e oeste de Jundiá (Figura 58), favorecendo a formação de morros baixos de topo arredondado e amplos vales fluviais preenchidos por sedimentos cenozoicos.

Apesar de se tratar de corpos rochosos de mesma composição podem ter sido rebaixados por processos extensivos gerados pelas zonas de cisalhamento mapeadas pela CPRM, assim como as formações Maceió, composta por sedimentos arenosos e clastos, da Formação

Barreiras, composta por sedimentos Areno-argilosos, intercalados com níveis conglomeráticos e lentes argilas, e as deposições lagunares.

Figura 58: Rota e visão de feições causadas por rejeito direcional entre o divisor de águas entre as bacias hidrográficas do Rio Camaragibe e Rio Manguaba.



Fonte: Autor (2020). Elaborado a partir das imagens acessadas do Google Earth (2020).

Uma segunda descontinuidade fica localizada em torno da cota de 60 metros (RDEs/RDEt = 9,1), porém com um valor de anomalia menor do que foi destacado no perfil longitudinal dos demais rios, como o Mundaú, Satuba e Camaragibe. Ainda assim, pode-se observar algumas semelhanças entre a última descontinuidade apresentada pelo Rio Manguaba e os demais rios citados, onde todos eles apresentam essa descontinuidade em altitudes semelhantes e de acordo com o mapeamento geológico da CPRM (2016) apresentam um substrato de rochas mais resistentes seguido por um substrato de rochas mais friáveis, no caso do Manguaba tem a presença de corpos graníticos intrusivos resistentes, formados ao longo do Neoproterozóico, sucedidos pela Formação Maceió, composta por sedimentos areníticos e clastos de rochas graníticas, de idade Cretácea, e sedimentos lagunares.

4.2. LINEAMENTOS ESTRUTURAIS

Em toda a área de estudo foram observados cerca de 5.266 lineamentos estruturais a partir das imagens de relevo sombreado nos azimutes de iluminação de 45°, 90°, 315° e 360°, somando também um total de 12.954 km de lineamentos estruturais. A análise dos lineamentos foi elaborada no software Spring 5.5, numa escala de 1:250.000, na intenção de obter feições

lineares dentro de uma escala regional, destacando-se lineamentos em todas as direções entre 0° e 90° no sentido Nordeste (NE) e Noroeste (NW). Os dados estatísticos dos lineamentos observados estão apresentados no quadro 7.

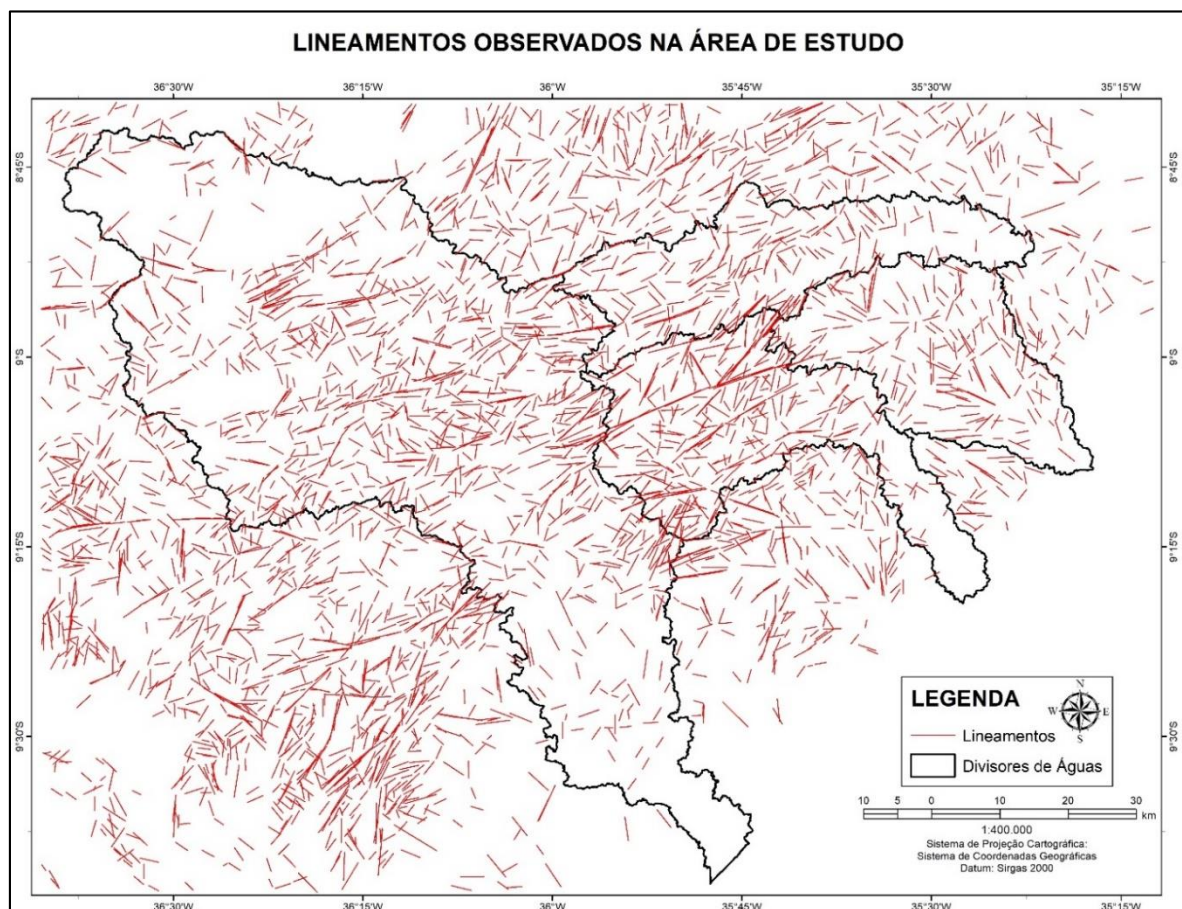
Quadro 7: Valores absolutos dos lineamentos observados nas imagens de relevo sombreado de todos os azimutes (45°, 90°, 315° e 360°).

Intervalo	Freq. Absoluta	Comp. Absoluto (km)	Comp. Absoluto (m)
0 - 10 (NE)	365	911	910.794
10 - 20 (NE)	356	933	932.795
20 - 30 (NE)	462	1.257	1.257.002
30 - 40 (NE)	447	1.158	1.157.543
40 - 50 (NE)	443	1.093	1.093.329
50 - 60 (NE)	443	1.044	1.044.035
60 - 70 (NE)	413	1.063	1.063.457
70 - 80 (NE)	278	667	667.281
80 - 90 (NE)	206	539	539.160
Total	3.413	8.665	8.665.396
Intervalo	Freq. Absoluta	Comp. Absoluto (km)	Comp. Absoluto (m)
0 - 10 (NW)	261	582	582.438
10 - 20 (NW)	129	289	289.122
20 - 30 (NW)	169	409	409.361
30 - 40 (NW)	217	477	476.543
40 - 50 (NW)	271	594	593.940
50 - 60 (NW)	284	621	621.391
60 - 70 (NW)	214	525	525.207
70 - 80 (NW)	168	437	437.201
80 - 90 (NW)	140	354	353.765
Total	1.853	4.288	4.288.968

Fonte: Autor (2020)

Considerando o elevado número de lineamentos observados nas imagens de relevo sombreado (Figura 59), bem como a ampla dispersão visual, optou-se por seguir o procedimento metodológico realizado por Etchebehere (2016) gerando mapa da moda dos lineamentos estruturais, nos quais foram discriminadas as principais direções dos maiores lineamentos e agrupamentos de lineamentos estruturais observados. Esse procedimento teve como objetivo facilitar a análise da influência de cada unidade estratigráfica de interesse, assim como identificar os elementos da paisagem associados a essas estruturas.

Figura 59: Mapa dos lineamentos de relevo (45°, 90°, 315° e 360°) observados na área de estudo.



Fonte: Autor (2020)

A simplificação do mapa de lineamentos estruturais (Figura 60) tornou possível a melhor compreensão da distribuição dos lineamentos de relevo, melhorando a interpretação associada as estruturas tectônicas e os estratos geológicos mapeados. As direções dos lineamentos predominantes na região são representadas por NE/ 30°-10°, NE/ 70°-50° e NE/ 90°-70°.

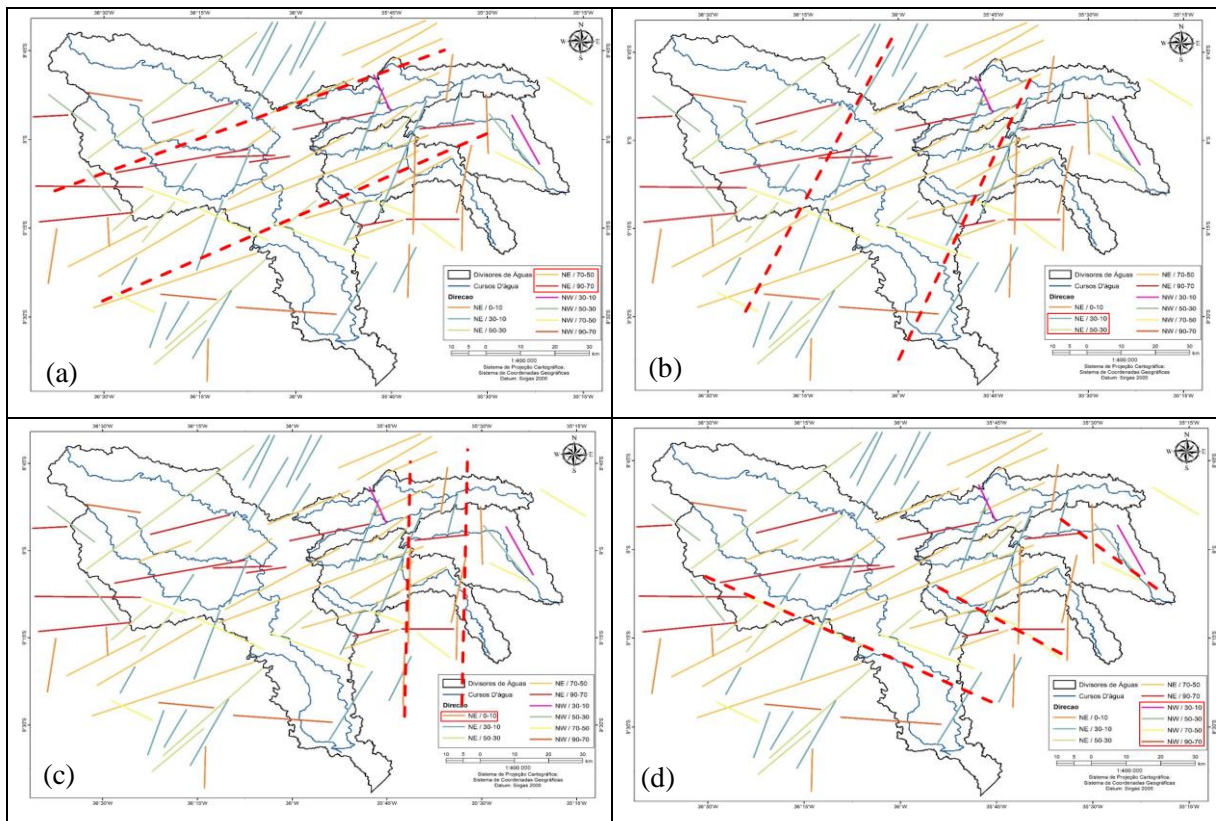
Figura 60: Moda dos lineamentos estruturais na área de estudo.



Fonte: Autor (2020)

Através do mapa das direções modais de lineamentos, foi possível destacar as quatro principais direções dos lineamentos estruturais produzidos pelos processos tectônicos, de forma discordante e concordante ao substrato geológico, que controlam as bacias hidrográficas estudadas (Figura 61). Esses principais direcionamentos destacam como os processos tectônicos direcionaram o relevo e a drenagem ao longo de toda paisagem das bacias hidrográficas do nordeste do estado de Alagoas.

Figura 61: Principais grupos de lineamentos de acordo com a tendência das direções predominantes: (a) Direção NE / 70-50; (b) Direção NE / 30-10, NE / 50-30; (c) Direção NE / 0-10; (d) Direção NW / 10-90.



Fonte: Autor (2020)

Inicialmente é possível observar que os lineamentos estruturais entre os intervalos NE/ 90°-70° e 70°-50°, são mais frequentes e de maior comprimento na área de estudo, também são coincidentes com zonas de cisalhamento transcorrentes mapeadas pela CPRM e sobre um substrato geológico de idade Pré-cambriana, evidenciando então esses lineamentos como representantes dos processos tectônicos mais antigos da área de estudo.

Nas regiões mais ao norte da área de estudo, os lineamentos de direção NE/ 90°-70° e 70°-50° estão associados principalmente a linhas de escarpa entre superfícies de diferentes altitudes, drenagens transversais ao rio principal das bacias hidrográficas, formando ângulos retos com seus afluentes, e algumas drenagens retilíneas, como pode ser observado no alto curso da Bacia do Rio Mundaú e Jacuípe. E nas regiões mais ao sul da área de estudo, esses lineamentos estão associados a grandes vales, drenagens retilíneas e desvios da drenagem com ângulo de 90° em alguns cursos d'água, formando os conhecidos cotovelos de drenagem, podendo ser observado no alto curso da bacia hidrográfica do Rio Camaragibe. Desta forma as bacias dos Rios Jacuípe, Manguaba e Camaragibe mostram ser influenciadas de uma forma diferente da bacia hidrográfica do Rio Mundaú, pelas mesmas feições tectônicas, porém se for

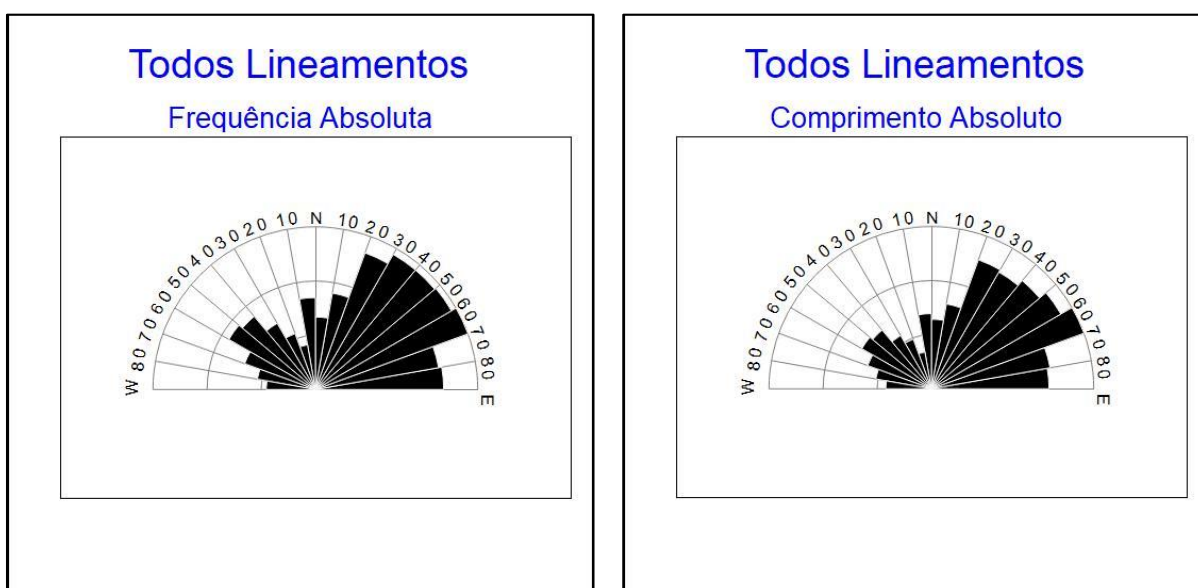
observada o direcionamento dessa classe de lineamentos eles aparecem em concordância com os estratos geológicos pré-cambrianos.

Os lineamentos de direção NE/ 50°-30° e 30°-10° podem ser divididos em dois grupos, levando em consideração a sua posição na área de estudo: o primeiro grupo localizado mais a leste da área de estudo, ou seja, passando pelo alto curso da bacia hidrográfica do Mundaú; e o segundo grupo localizado mais a oeste da área de estudo, cortando o alto curso das bacias hidrográficas do Camaragibe, Manguaba e Jacuípe.

Em relação aos estratos geológicos mapeados pela CPRM esses lineamentos aparecem também associados a alinhamento de escarpas, topos de relevo residuais e sempre sobre o mesmo substrato pré-cambriano dos lineamentos NE/ 90°-70° e 70°-90°, porém aparecem de forma discordante aos mesmos estratos geológicos, com a drenagem sobrepondo-se a eles, e não aparecem associados a vales amplos, drenagens retilíneas e com presença de angularidades.

Os lineamentos de direção NE/ 0°-10° apresentam de forma semelhante aos lineamentos de direção NE/ 50°-30° e 30°-10°, também cortando estratos geológicos de idade pré-cambriana, porém aparecem próximo de estruturas tectônicas responsáveis por processos extensivos e sobre substrato sedimentar da formação Barreiras e de sedimentos flúvio-marinhos, próximas ao exutório dos rios analisados. Onde, de acordo com o modelo, são apresentados sinais de capturas de drenagem, drenagens retilíneas.

Figura 62: Rosetas de direcionamento preferencial de todos os lineamentos estruturais observados na área de estudo.



Fonte: Autor (2020)

Outros lineamentos de direção, em menor frequência e comprimento, podem ser observados (Figura 62) espalhados ao longo da área estudada como: NW/ 90°-70°, 70°-50°, 30°-10°. Esses lineamentos apresentam-se ao longo da região sul da área de estudo, ao longo de toda bacia hidrográfica do Rio Mundaú, e nas regiões a leste da área de estudo, pelo baixo curso das bacias hidrográficas dos Rios Camaragibe e Manguaba, e coincidem com alinhamento de fundo de vales e topos de relevo, aparecendo sobre substratos pré-cambrianos e Cenozóicos.

5. CONCLUSÃO

O cálculo do índice RDE mostrou ser preciso em relação a identificação de pontos de ruptura de patamar ao longo dos perfis longitudinais dos rios das quatro bacias hidrográficas analisadas, com base nas verificações de campo. Identificando sua eficácia na incursão feita a campo, em que pontos anômalos de primeira ordem apresentaram quedas d'água, corredeiras, leitos rochosos e meandros em áreas onde o rio passa por uma grande declividade.

A correlação entre o índice RDE, mapeamento da geologia e das estruturas tectônicas da Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) mostraram como os trechos identificados como anômalos são influenciados pelas diferentes resistências da composição litológica e como as movimentações tectônicas fragilizaram ou geraram maiores declividades no substrato.

Os rios apresentaram anomalias em áreas de mudança de substrato rochoso ou, quando percorria um substrato de composição mais homogênea, as falhas tornaram-se responsáveis pela fragilização do substrato rochoso, possibilitando maior erosão desse determinado substrato. Como por exemplo, os rios da parte alta da bacia hidrográfica do Mundaú que corre de forma paralela até que convergem para uma superfície rebaixada, próxima aos municípios de Santana do Mundaú-AL e União dos Palmares – AL, apresentando anomalias antes dessa superfície rebaixada ou depressão. Essa depressão é formada por um conjunto de corpos graníticos pré-cambrianos fragilizados pelo conjunto de zonas de cisalhamento transcorrentes na mesma região citada. Formando topos de relevo e vales de rios distribuídos paralelamente, no mesmo sentido das estruturas mapeadas pela CPRM, com grandes vales preenchidos por um maior pacote de sedimentos, como é mostrado pelo modelo de elevação, corroborando com estudos produzidos em áreas próximas.

O índice RDE apresentou tendenciosidade para anomalias de primeira ordem em áreas próximas do exutório dos rios, principalmente os afluentes que deságuam no rio principal ou áreas de rede de drenagem de maior descarga e poder erosivo, por exemplo os rios Inhaúma, Canhoto, Jiboia da Taquara e o Trecho 2 do Camaragibe.

Os lineamentos estruturais observados nas imagens de sombreamento de relevo foram essenciais para identificação de influências tectônicas nos estratos geológicos e na forma da rede de drenagem e do relevo de cada bacia hidrográfica analisada, mostrando uma forma diferente de influência gerada pelas estruturas tectônicas na bacia hidrográfica do rio Mundaú e dos outros rios apresentados no estudo.

A bacia do Rio Mundaú mostrou em seu alto curso ser menos influenciada pelas zonas de cisalhamento transcorrente, mostrando uma drenagem paralela (NW-SE) que corre de forma

perpendicular a essas estruturas tectônicas e apenas algumas angularidades no leito de seus rios, causadas pelo movimento dos blocos do substrato rochoso. Em seu médio curso, no município de Correntes-PE, apresenta uma influência de padrão anelar em padrão dendrítico e um padrão paralelo em outro sentido (NE-SW).

Os rios das bacias do Jacuípe, Manguaba e Camaragibe apresentaram uma direção predominante no sentido Oeste para Leste, seguindo a direção das estruturas transcorrentes mapeadas pela CPRM. Produzindo depressão subsequentes, vales amplos e planícies fluviais, mostrando no entorno das bacias citadas uma paisagem composta predominantemente por morros e serras baixas. Outro aspecto importante foi a litologia da região, no qual predomina séries graníticas alcalinas, sub-alcalinas, gnaisses ortoderivados e presença de migmatitos, o que favoreceu a origem de morros e serras baixas, e a presença de alguns relevos escarpados.

As direções das estruturas transcorrentes provocaram também mudanças de direção próximo da Formação Barreiras, no caso da bacia hidrográfica do Camaragibe. Onde apresentou também padrão em treliça e com aspectos contorcidos em sua rede de drenagem, devido as formações geológicas paralelas e a configuração das zonas de cisalhamento. No alto curso do Rio Jacuípe o afloramento paralelo dos Complexos Cabrobó e Belém do São Francisco e as zonas de cisalhamento transcorrentes formaram também um padrão em treliça.

Este estudo apresentou o entendimento do contexto geológico e geomorfológico e os processos estruturais atuantes nas bacias hidrográficas do Nordeste de Alagoas, compreendidos a partir do comportamento da rede de drenagem, seus padrões, formas e morfometria, incluindo o índice RDE. Espera-se que a contribuição deste estudo, auxilie em termos estratégicos os planejadores e gestores municipais, uma vez que demarcam áreas de ponto de vista hídrico e explicam o comportamento e a dinâmica do rio, possibilitando o conhecimento sobre questões socioambientais e econômicas.

REFERÊNCIAS

- AB' SABER, A. N. Sucessões de quadros paleogeográficos no Brasil, do triássico ao quaternário. **Anuário da Faculdade de Filosofia** “Sedes Sapientiae” da Universidade Católica de São Paulo, São Paulo, v.8, p. 61-69, 1951.
- AB' SABER, A. N. Relevo, estrutura e rede hidrográfica do Brasil. **Boletim Geográfico**, Rio de Janeiro, v.14, p. 61- n. 132, p. 225-228, 1956.
- AB'SABER, A.N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste brasileiro. IGEOG-USP, **Bol. Geomorfológico**, São Paulo, n. 19, pp. 38, 1969.
- AB'SABER, A. N. **Formas de relevo**: Texto básico. São Paulo, FUNBEC/ Edart, 80p., 1975.
- ALMEIDA, J. R. **Monografia de Alagoas, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE**. Secretaria do Planejamento e Desenvolvimento do Governo de Alagoas-SEPLAN, Maceió, Alagoas, 1994.
- BIGARELLA, J.J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Ed. Universitária da UFSC. P. 877-1436. 2003.
- BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, London, v.19, n. 4, 1995.
- BRIERLEY, G.J.; FRYIRS, K. A. **Geomorphology and River Management**: applications of the rives styles framework. Is ted. Oxford, 2005.
- CASSETI, Valter. **Geomorfologia**. [S.l.]: [2005]. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 10/07/2019.
- CARVALHO, G. S. **Relatório de Balanço de Disponibilidade x Demanda de Recursos Hídricos na região hidrográfica do Rio Camaragibe**. Semarh, 26 f., 2004.
- CAMOLEZI, B. A. Geomorfologia e Controle Estrutural da Bacia Hidrográfica do Córrego Morumbi, Faxinal, Paraná. **Dissertação** (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2013.
- CHARLTON, R. **Fundamentals of Fluvial Geomorphology**. Routledge, New York, 2007.
- CHIESSI, C. M. Tectônica Cenozóica do Maciço Alcalino do Passa Quatro (SP-MGRJ). 117f. **Dissertação** (Mestrado em Geologia Sedimentar) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blucher, 1980.
- 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, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, Set. 2010.
- CPRM. Banco de dados de informações e produtos do Serviço Geológico do Brasil, (digital mídia), **Geodiversidade do estado de Alagoas**, – Salvador: CPRM, 2016.165 p
- CPRM. Banco de dados de informações e produtos do Serviço Geológico do Brasil, (digital

mídia), **Cartas geológicas escala 1:250.000/Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil**, 2017. 113 p.

CRUZ, R. F.; PIMENTEL, M. M.; ACCIOLY, A. C. de A. Provenance of metasedimentary rocks of the Western Pernambuco-Alagoas Domain: Contribution to understand the crustal evolution of southern Borborema Province. **Journal of South American Earth Sciences** n. 56, 2014, p. 54-67.

Dataset: ©JAXA/METI **ALOS PALSAR Hi-Res Terrain Corrected** 2010, 2011. ASF DAAC. Disponível em: <https://www.asf.alaska.edu>, 15/Maio/2019.

ETCHEBEHERE, M.L. de C.; SAAD, A.R.; CASADO, F.C. Análise Morfoestrutural Aplicada no Vale do Rio do Peixe (SP): Uma Contribuição ao Estudo da Neotectônica e da Morfogênese do Planalto Ocidental Paulista. **Geociências**, Guarulhos, v.10, n. 6, 2005.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J. Análise de bacia aplicada à prospecção de água subterrânea no planalto acidental paulista, SP. **Geociências**, São Paulo, v.26, n.3, pp.229-247, 2007.

FEIJÓ, F. J. Bacias de Sergipe e Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.8, n.1, p.149-161, 1994.

FILHO, A. F. DA S.; GUIMARÃES A, I. DE P.; SANTOS, L.; ARMSTRONG, R.; SCHMUS. W. R. V. Geochemistry, UePb geochronology, SmNd and O isotopes of ca. 50 Ma long Ediacaran High-K Syn-Collisional Magmatism in the Pernambuco Alagoas Domain, Borborema Province, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, n. 68, p. 134 - 154. 2016.

FILHO, A.F. DA S.; GUIMARÃES A, I. DE P.; SCHMUS, W.R. VAN. Crustal Evolution of the Pernambuco-Alagoas Complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd Isotopic Data from Neoproterozoic Granitoids. **Gondwana Research**, v. 5, n. 2, p. 409-422, 2001.

FORNACIARI, F. A. Resposta da drenagem à movimentação tectônica na bacia do rio São José (ES). **Trabalho de conclusão de curso** (Bacharelado em Geografia). Departamento de Geografia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória. 92 f., 2009.

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

GOMES, D. D. M.; LIMA, D. R.; VERISSIMO, C. U.; Mapeamento e caracterização dos sistemas ambientais da bacia hidrográfica do Rio Mundaú - PE/AL. **Caderno de Geografia**, v.26, número especial 2, 2016.

GOMES, D. D. M.; VERISSIMO, C. R.; LIMA, C. U. V.; Análise e Compartimentação morfométrica da bacia hidrográfica do rio Mundaú – PE/AL. **Revista de Geologia**, vol. 27, nº 2, 167 – 182, 2014.

HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. United States Geological Survey, **Journal of Research**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HASUI, Y. Compartimentação geológica do Brasil. In: Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli, A., **Geologia do Brasil**, primeira edição. São Paulo, Beca Editora, 2012 a.

Capítulo 7, p. 112-123.

HASUI, Y. Sistema orogênico Borborema. In: Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Almeida, F. F. M., Bartorelli, A., **Geologia do Brasil**, primeira edição. São Paulo, Beca Editora, 2012 a. Capítulo 13, p. 254-288.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. **AAPG Bulletin**, v. 51, p. 2246-2259, 1967.

HUGGETT, R.J. **Fundamentals of Geomorphology**. Routledge, London. 2007.

HUGGETT, Richard John. Fluvial Landscapes. **Fundamentals of Geomorphology**, Third Edition. Taylor & Francis e-Library, 2011.

JAXA. Agência de Exploração Aeroespacial Japonês. PALSAR Reference Guide. 2012. Disponível em: < <http://gds.palsar.ersdac.jspacesystems.or.jp/e/guide/> > Acesso em: 17/04/2019.

LOCZY e LADEIRA, **Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica**. Edgar Blucher, São Paulo, 1 ed, 1980.

MACHADO, M. & SILVA, M. E.. Estruturas em Rochas. In: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T.R.; TOLEDO, M.C.; TAIOLI, F. ed. Decifrando a Terra (capítulo 19). São Paulo, Oficina de Textos 2 ed. p.400-419, 2007.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento Estrutural do Relevo no Nordeste Setentrional Brasileiro. **Mercator**, Fortaleza, 2014.

MIALL, A.D. A Review of the Braided-River Depositional Environment. **Earth Science Reviews**, 13. 1-62 pp. 1977.

MIALL, A.D. Analysis of fluvial depositional systems. Education Course Note Series. **American Association of Petroleum Geologists**, 1981.

MIALL, A.D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Science Reviews**, 1985.

MOHRIAK W.U. Bacias da Margem Continental Divergente. In: Hasui, Yociteru; Carneiro, Celso Dal Ré; Almeida, Fernando Flavio Marques; Bartorelli, Andrea. (Org.). **Geologia do Brasil**. 1ed.São Paulo: Editora Beca, 2012, v. 1, p. 466-480. 2012.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S.O. Uma Revisão das chuvas no Nordeste brasileiro, **Revista Brasileira de Meteorologia- SBMET**, v.17, nº01, p. 1-10, 2002.

MONTEIRO, K.A. Superfícies de Aplainamento e Morfogênese da Bacia do Rio Tracunhaén – PE. Universidade Federal de Pernambuco, Recife, **Dissertação** (Mestrado em Geografia), 120p. 2010.

MONTEIRO, K. A.; TAVARES, B. A. C.; CORREA, A. C. B. Aplicação Do Índice De Hack No Rio Ipojuca Para Identificação De Setores Anômalos De Drenagem E Rupturas De Relevo. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 33, n. 4, p.616-628, 2014.

NEVES, B. B. B.; Schmus, W. R. V.; Fetter, A. H. Nordeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio comparativo e problemas de correlação. **Geologia USP Série Científica**, São Paulo, v.1, p.59-78, nov 2001.

NEVES, B. B. B.; PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S.; SANTOS, E. J. Idades U-Pb em Zircão de Alguns Granitos Clássicos da Província Borborema. **Geologia USP Série Científica**, São Paulo, v. 3, p. 25-38, ago 2003.

PETTS, G. & FOSTER, I. **Rivers and Landscape**. The Athenaeum Press, 3 ed., New Castle, Great Britain. 1990.

PRESS, F, SIEVER R., GROTZINGER, J. & JORDAN, T. H. - **Para Entender a Terra**, 4ª Edição, Tradução Rualdo Menegat, Trechos; Figs. 1.10 e 2.15. – Porto Alegre: Artmed Editora, 656 p.: il. 2006.

ROSS, J. S. Registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. **Rev. Geografia**. São Paulo, IG-USP, 1992.

SCHUMM, S. A. River response to baselevel change: Implications for sequence stratigraphy. **Journal of Geology**, v. 101, p. 279-294, 1993.

SCHUMM, S.A. Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. **Bulletin of the Geological Society of America**, 1968.

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

SECRETARIA EXECUTIVA DE MEIO AMBIENTE, RECURSOS HÍDRICOS E NATURAIS DO ESTADO DE ALAGOAS - SEMARHN. **Cadastro Geral de Pedidos de Outorga de Direito de Uso dos Recursos Hídricos Superficiais e Subterrâneos**. Maceió-AL, 2005.

SILVA, D. F. Análise De Aspectos Históricos, Agroeconômicos, Ambientais e de seus Efeitos Sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú (Al e Pe). 2009, 221 f. **Tese** (Doutorado em Recursos Naturais). Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba, 2009.

SCHMUS, W.R. V.; NEVES, B.B. DE B.; HACKSPACHER, P.; BABINSKI, M. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. **Journal of South American Earth Science**, v. 8, n. 3, p. 267-288. 1995.

SILVA FILHO A.F., VAN SCHMUS W.R., BRITO NEVES B.B.DE, GUIMARÃES I.P., TOTEU S.F., OSAKO L.S. 2005. Geological fit between the Pernambuco-Alagoas terrane of NE Brazil and Central African Fold Belt in Cameroon, based on Proterozoic structures and magmatism. Abstracts, **Gondwana** 12, p. 120. Mendoza, Acad. Nac. Ciências.

SOUSA, M. O. L.; MORALES, N. **Evolução tectônica do Alto Estrutural de Pitanga - SP**. In: Simpósio Nacional De Estudos Tectônicos; Simpósio Internacional De Tectônica, 7, 1999. Lençóis BA. Anais...Lençóis: SBG, 1999.

SOUZA, D. H.; HACKSPACHER, P. C.; TIRITAN, C. D.; et al. Aplicação de análise morfométrica - relação declividade vs. Extensão e perfil longitudinal das drenagens - na bacia do ribeirão das antas para detecção de deformações neotectônicas no planalto de poços de caldas. **Revista de Geografia**. Recife: UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, Set. 2010.

STRAHLER, A.N. Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology. **Trans. Amer. Geophys. Union**, v. 38, pp. 913-920, 1952.

TUCCI, C. E. M. (Org.) **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: Ed. da Universidade: ABRH: EDUSP, 1993.

TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth Science Reviews**, Amsterdam, v. 67, 2004.

VARGAS, K. B. Caracterização morfoestrutural e evolução da paisagem da bacia hidrográfica do ribeirão Água das Antas – PR. **Dissertação** (Mestrado em Geografia) Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, Paraná, Brasil. 98 f., 2012.

VENEZIANI, P. Análise de movimentos de tectônica rúptil e rúptil-dúctil através da interpretação de produtos de sensores remotos na região do Espinhaço Meridional (MG): uma correlação com processos evolutivos. **Tese** (Doutorado em Geologia). Universidade de São Paulo, São Paulo, 1987.

ZALÁN, P.V. Bacias sedimentares da Margem Equatorial. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. **Geologia do Brasil**. São Paulo, Ed. Beca, 2012.

ZERNITZ, E. R. Drainage patterns and their significance. **The Journal of Geology**. University of Chicago Press. v. 40, n. 6, p. 498-521, 1932.