



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE FEIRA DE SANTANA
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM EM CIÊNCIAS
DA TERRA E DO AMBIENTE



MODELAGEM DOS NÍVEIS DE BASE DO RIO JACUÍPE,
BAHIA

ANAIS DEL JESÚS GONZÁLEZ GUILLÉN

FEIRA DE SANTANA-BAHIA

2022



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE FEIRA DE SANTANA
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM EM CIÊNCIAS
DA TERRA E DO AMBIENTE



MODELAGEM DOS NÍVEIS DE BASE DO RIO JACUIPE,
BAHIA

ANAIS DEL JESÚS GONZÁLEZ GUILLÉN

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Modelagem em Ciências da Terra e do Ambiente, da Universidade Estadual de Feira de Santana como requisito à obtenção do título de Mestre em Ciências Ambientais. Orientação: Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro.

Co-orientação: Profa. Dra. Marjorie Csekö Nolasco.

FEIRA DE SANTANA-BAHIA

2022

ANAIS DEL JESÚS GONZÁLEZ GUILLÉN

MODELAGEM DOS NÍVEIS DE BASE DO RIO JACUÍPE, BAHIA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Modelagem em Ciências da Terra e do Ambiente, da Universidade Estadual de Feira de Santana como requisito à obtenção do título de Mestre em Ciências Ambientais.
Orientação: Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro.
Co-orientação: Profa. Dra. Marjorie Csekö Nolasco.

Data de aprovação: 17 de junho de 2022

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro (UFOP)
Orientador



Prof. Dra. Marjorie Csekö Nolasco (UEFS)
Orientador



Prof. Dr. Carlos César Uchôa de Lima (UEFS)
Examinador Interno



Prof. Dr. Claudio Eduardo Lana (UFOP)
Examinador

Ficha Catalográfica - Biblioteca Central Julieta Carteado - UEFS

G975

Guillén, Anais del Jesús González

Modelagem dos níveis de base do rio Jacuípe, Bahia / Anais del Jesús González Guillén. – 2022.

114 f.: il.

Orientador: Paulo de Tarso Amorim Castro.

Coorientadora: Marjorie Csekö Nolasco.

Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Feira de Santana, Programa de Pós-graduação em Modelagem em Ciências da Terra e do Ambiente, Feira de Santana, 2022.

1. Rio Jacuípe, Bahia. 2. Modelagem – níveis de base. 3. Geomorfologia fluvial. 4. Sensoriamento remoto. 5. Geoprocessamento. I. Título. II. Castro, Paulo de Tarso Amorim, orient. III. Nolasco, Marjorie Csekö, coorient. IV. Universidade Estadual de Feira de Santana.

CDU 551.4(814.22)

*“Quando se planta uma semente,
não se sabe o tamanho da árvore
que ela vai dar”.*

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho tornou-se possível graças a grande oportunidade fornecida pela Organização dos Estados Americanos (OEA) em parceria com o grupo Coimbra de Universidades Brasileiras (GCUB), através da bolsa do Programa de Alianças para Educação e a Capacitação-PAEC OEA/GCUB, e pelo apoio financeiro fornecido pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES). É de suma importância ressaltar as manifestações de apoio diante da situação especial da Pandemia do COVID-19, vivenciada na maior parte do mestrado.

Agradeço a Universidade Estadual de Feira de Santana por me abrir as portas desta respeitável casa de estudo pela qual me sinto orgulhosa de ter sido parte, com especial ênfase a Francisneide de Jesus Albano e Soanne Oliveira, do departamento de Assessoria Especial de Relações Institucionais (AERI) e a toda sua equipe; e ao Programa de Pós-Graduação em Modelagem em Ciências da Terra e do Ambiente (PPGM) por me acolher com amor e respeito ao longo desta etapa, me oferecendo as melhores condições para meu desenvolvimento acadêmico e pessoal. Palavras vão me faltar para conseguir expressar minha gratidão a todos meus professores e ao pessoal administrativo do PPGM.

Sou grata pela confiança depositada em mim, a boa disposição e todos os ensinamentos do meu Orientador Prof. Dr. Paulo de Tarso Amorim Castro, quem mesmo na distância soube como ser um maravilhoso guia, e a minha co-orientadora Profa. Dra. Marjorie Csekö Nolasco, pela paciência, carinho e todos os conhecimentos transmitidos ao longo desse período. Muito obrigada por tudo, professores.

Agradeço a colaboração brindada pela Secretaria Municipal do Meio Ambiente de Feira de Santana pelas amplas contribuições sobre o Rio Jacuípe.

Agradeço a generosidade de Fernando Lezama Mussio, Dalia Guillén e Angélica González, por me ajudar a chegar ao Brasil, e também a todas as pessoas envolvidas no meu retorno para Venezuela.

Agradeço a amizade e todo o apoio recebido por parte de Oriana Rojas, Marinés González, Thamires Bonfim Gomes, Edico Gomes, Nilmara Saturnino de Souza, Rafael Franca-Rocha, Sillas Alves de Cristo, José Neto, Jamile Carneiro, Mario Alvarado, Leonel Sanchez.

Minha eterna gratidão a minha família. Aos meus pais, Doris e Angel, irmãos (Alex, Angelsys e Angélica) e sobrinhos.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Localização da BHRJ	19
Figura 1.2 – Usos e coberturas do solo na BHRJ	21
Figura 1.3 – Cráton do São Francisco com suas principais unidades tectônicas e faixas móveis Neoproterozóicas	23
Figura 1.4 – Geologia da BHRJ	25
Figura 1.5 – Unidades Geomorfológicas presentes na BHRJ	27
Figura 1.6 – Unidades pedológicas presentes na BHRJ	28
Figura 1.7 – Localização do rio Jacuípe no mapa esquemático do Sistema de Falhas Mata-Catu e o enxame de diques reconhecidos por Santana (2017)	33
Figura 1.8 – Localização do centro da atividade sísmica (terremotos) registrados na Bahia e arredores, compilados da Rede Sismográfica Brasileira.	34
Figura 2.1 – Perfil longitudinal do rio em presença dos níveis de base geral (A) e local (B)..	36
Figura 2.2 – Formação de nível de base pela construção da barragem	38
Figura 2.3 – Curva de variação do nível relativo do mar (NRM) dos últimos 7.000 anos.....	40
Figura 2.4 – Representação do nível de base implantado a partir de uma falha normal	40
Figura 2.5 – Síntese das deformações principais do perfil de rios, causadas	41
Figura 2.6 – Morfologia do <i>Knickpoint</i>	43
Figura 2.7 – Expressões dos knickpoints de degrau vertical, de ruptura da declividade e da <i>knickzone</i>	44
Figura 2.8 – Modelos de evolução de <i>knickpoint</i> para vários tipos de materiais do leito	45
Figura 3.1 – Fluxograma metodológico	46
Figura 3.2 – Modelos digitais de elevação utilizados no estudo	48
Figura 3.3 – Parâmetros utilizados para o cálculo do índice RDE	50
Figura 3.4 – Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem	57
Figura 3.5 – Fator de Simetria Topográfica Transversal	58
Figura 4.1 – Cursos da BHRJ	60
Figura 4.2 – Mapa de Declividade da BHRJ	62
Figura 4.3 – Mapa Hipsométrico da BHRJ	64
Figura 4.4 – Perfil longitudinal do rio Jacuípe	65
Figura 4.5 – Hierarquia da rede de drenagem da BHRJ	67
Figura 4.6 – Mapa do Índice de Hack (IH).....	69
Figura 4.7 – Mapa das anomalias presentes no canal principal do rio Jacuípe	71

Figura 4.8 – Mapa de Densidade de <i>Knickpoints</i> (Kd)	72
Figura 4.9 – Mapa de Lineamentos (L)	74
Figura 4.10 – Mapa de Densidade de Lineamentos (Ld)	76
Figura 4.11 – Mapa de Frequência de Lineamentos (Lf)	77
Figura 4.12 – Mapa de Densidade de Drenagem (Dd)	79
Figura 4.13 – Mapa de Frequência de Fluxo (Fu).....	80
Figura 4.14 – Mapa do Controle Estrutural da BHRJ (Ce)	82
Figura 4.15 – Mapa do Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD)	84
Figura 4.16 – Mapa do FABD e FSTT do alto curso.....	86
Figura 4.17 – Mapa da geologia da <i>knickzone</i> A - 1	87
Figura 4.18 – Mapa da geologia da <i>knickzone</i> A - 2	88
Figura 4.19 – Mapa dos <i>knickpoints</i> da BHRJ e sismos registrados no Estado da Bahia	92

LISTA DE QUADROS

Quadro 3.1 – Escala fundamental de Saaty para atribuição dos pesos.....	55
Quadro 4.1 – Valores da declividade da BHRJ por setores.....	61
Quadro 4.2 – Valores altimétricos da BHRJ por setores.....	63
Quadro 4.3 – Ordem dos canais da BHRJ	66
Quadro 4.4 – Síntese das anomalias registradas nos setores da BHRJ	68
Quadro 4.5 – Anomalias presentes no canal principal do rio Jacuípe.....	70
Quadro 4.6 – Matriz de comparação par-a-par dos critérios avaliados	81
Quadro 4.7 – Pesos relativos dos critérios.....	81

LISTA DE SIGLAS

AHP	Processo Hierárquico Analítico
ANA	Agência Nacional de Águas
BHRJ	Bacia Hidrográfica do Rio Jacuípe
BISC	Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
DD	Densidade de Drenagem
DEM	Modelo Digital de Elevação
DNIT	Departamento Nacional de Infraestrutura de Transporte
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ET	Escarpa do Tombador
EUA	Estados Unidos
FABD	Fator de Assimetria de Bacia de Drenagem
FSTT	Fator de Simetria Topográfica Transversal
FU	Frequência de Fluxo
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
KD	Densidade de <i>Knickpoints</i>
L	Lineamentos
LD	Densidade de Lineamentos
LF	Frequência de Lineamentos
LF	Lógica <i>Fuzzy</i>
OSL	Luminescência Oticamente Estimulada
RDE	Relação Declividade Extensão
SEI	Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais
SFMC	Sistema de Falhas Mata-Catu
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SRTM	<i>Shuttle Radar Topographic Mission</i>

SUMÁRIO

1	CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	15
1.1	INTRODUÇÃO.....	15
1.2	OBJETIVOS.....	17
1.2.1	Objetivo Geral.....	17
1.2.2	Objetivos Específicos.....	17
1.3	ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	17
1.4	ÁREA DE ESTUDO.....	18
1.4.1	Contexto geológico regional.....	22
1.4.1	Geologia local.....	24
1.4.2	Aspectos pedológicos e geomorfológicos.....	26
1.4.3	Bacia Sedimentar do Recôncavo.....	32
2	OS AJUSTES DOS NÍVEIS DE BASE FLUVIAIS NA LITERATURA CIENTÍFICA.....	35
2.1	NÍVEL DE BASE: HISTÓRICO DO CONCEITO.....	35
2.2	CONDICIONANTES DOS NÍVEIS DE BASE FLUVIAIS.....	36
2.3	EVIDÊNCIAS DAS VARIAÇÕES DOS NÍVEIS DE BASE FLUVIAIS.....	43
3	PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	46
3.1	REVISÃO TEÓRICA E METODOLÓGICA.....	46
3.2	CRIAÇÃO DO BANCO DE DADOS.....	47
3.2.1	Compilação de dados preexistentes.....	47
3.2.2	Delimitação da bacia.....	48
3.3	PROCESSAMENTO E ANÁLISE DE DADOS.....	48
3.3.1	Setorização da bacia.....	49
3.3.2	Identificação das anomalias.....	50
3.3.3	Determinação dos condicionantes.....	51
3.3.4	Relação dos níveis de base fluviais com possíveis reativações neotectônica.....	59
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	60

4.1	SETORIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA	60
4.1.1	Declividade da BHRJ	61
4.1.2	Hipsometria da BHRJ	63
4.1.3	Análise da rede de drenagem	66
4.2	IDENTIFICAÇÃO DAS ANOMALIAS	68
4.3	RESPOSTAS DOS CONDICIONANTES	73
4.3.1	Análise dos mapas temáticos	73
4.3.2	Condicionantes dos níveis de base da BHRJ	89
4.4	RELAÇÃO DOS NÍVEIS DE BASE FLUVIAIS COM AS REATIVAÇÕES NEOTECTÔNICAS	91
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	94
	REFERENCIAS.....	96
	APÊNDICE A – Mapa geológico da BHRJ	107
	APÊNDICE B – Valores relacionados do FABD por sub-bacias da área de estudo	108
	APÊNDICE C – Mapa da geologia da knickzone A - 3.....	110
	APÊNDICE D – Mapa da Geologia da knickzone B.....	111
	APÊNDICE E – Mapa da geologia da knickzone C.....	112
	APÊNDICE F – Mapa da geologia dos knickpoints do médio curso (margem esquerda).....	113
	APÊNDICE G – Mapa da geologia dos knickpoints do baixo curso (margem esquerda).....	114

RESUMO

TÍTULO: MODELAGEM DOS NÍVEIS DE BASE DO RIO JACUÍPE, BAHIA

O desenvolvimento de feições anômalas na rede de drenagem da Bacia Hidrográfica do Rio Jacuípe (BHRJ), considera-se um tópico nunca antes abordado na literatura científica especializada. O presente trabalho visou em modelar espacialmente os níveis de base do rio Jacuípe e seus afluentes. Para isso, foram implementados produtos de sensoriamento remoto, e técnicas de geoprocessamento num ambiente de Sistema de Informações Geográficas (SIG), no intuito de setorizar a BHRJ através de mapas de declividade, hipsométrico e do perfil longitudinal do canal principal, e caracterizar morfometricamente cada uma de suas partes (Hierarquia Fluvial de Strahler); identificar de forma automática as quebras de gradiente fluvial, expressas na forma de *knickpoints*; determinar os condicionantes estruturais, tectônicos, litológicos, hidrológicos e antrópicos dos níveis de base fluviais, através da geração de mapas temáticos de índices estruturais (Mapa de Lineamentos, Densidade de Lineamentos, Frequência de Lineamentos) e geomorfológicos (Densidade de Drenagem e Frequência de Fluxo), que foram integrados a partir da Lógica *Fuzzy* e da Análise Hierárquica de Processos (AHP), para a realização do Mapa do Controle estrutural, assim como mapas morfotectônicos (Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem e Fator de Assimetria Topográfica Transversal) e mapas geológicos combinados com imagens orbitais do Google Earth Pro; e estabelecer as possíveis relações entre as variações dos níveis de base com a neotectônica através de dados sísmicos. Entre os principais resultados da pesquisa, delimitou-se o Alto (3.959,23 km²), Médio (4.905,32 km²), e Baixo (3.306,02 km²) curso da bacia; sendo o rio principal de 6ª ordem. Reconheceram-se 1.634 anomalias de drenagem de 2ª ordem e 101 de 1ª ordem, concentrando-se 90% dessas últimas feições no alto curso. Os principais condicionantes das variações dos níveis de base foram de caráter estrutural e tectônico e conforme as informações sísmicas levantadas não foram observados indicadores da ação da tectônica recente relacionados a reativação de falhas e da formação de *knickpoints*.

Palavras-chave: “*knickpoints*”, “*geomorfologia fluvial*”, “*controle estrutural*”, “*anomalias fluviais*”.

ABSTRACT

TITLE: BASELEVELS MODELING OF JACUÍPE RIVER, BAHIA

The development of anomalous features in the drainage network of the Jacuípe River Basin (BHRJ) has been a topic never addressed in the specialized scientific literature. The present work aims to spatially model the base levels of the Jacuípe River and its tributaries. Remote sensing products and geoprocessing techniques were implemented in a Geographic Information System (GIS) environment, in order to sectorize the BHRJ through slope, hypsometric, and longitudinal profile maps of the main channel, and morphometrically characterize each one of its parts (Strahler's Hierarchy); automatically identify steeper gradients of the river channel, expressed in the form of knickpoints; determine the structural, tectonic, lithological, hydrological and anthropic controls of the river base levels, through the generation of thematic maps of structural indices (Lineament Map, Lineament Density, Lineament Frequency) and geomorphological indices (Drainage Density and Flow Frequency), which were integrated from Fuzzy Logic and Analytic Hierarchy Process (AHP), for the realization of the Structural Control Map, as well as morphotectonic maps (Drainage Basin Asymmetry Factor and Transverse Topographic Asymmetry Factor) and geological data combined with orbital images from Google Earth Pro; and to establish the possible relationships between the variations of the base levels with the neotectonics through seismic data. Among the main results of the research, the Upper (3,959.23 km²), Middle (4,905.32 km²), and Low (3,306.02 km²) basin course were delimited; being the main river of 6th order. There were recognized a total of 1.634 2nd order and 101 1st order drainage anomalies, with 90% of the latter features being concentrated in the upper course. The main conditioning factors of the variations of the base levels were structural and tectonic and according to the seismic information collected, no indicators of recent tectonic action were observed, related to the reactivation of faults and the formation of knickpoints.

Keywords: *“knickpoints”, “fluvial geomorphology”, “Structural control, “fluvial anomalies”.*

1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1 INTRODUÇÃO

A presença de níveis de base locais é considerada um tipo de anomalia capaz de alterar o perfil de equilíbrio dos rios. Nas paisagens com esta configuração, são distinguidas as feições fluviais escalonadas, as marcadas diferenças na declividade do terreno, o entalhamento do canal, as mudanças nos sedimentos do leito e na energia de fluxo, assim como as variações morfológicas no canal e em suas margens (LANA; CASTRO, 2012a). Isso demonstra o papel estratégico destes níveis na evolução da rede de drenagem.

Entre as principais obras que discorreram sobre a formação de níveis de base fluviais, se encontram as contribuições de autores como Powell (1875), Hack (1957, 1973), Brush e Wolman (1960), Holland e Pickup (1976), Gardner (1983), e outros. Nestes trabalhos pioneiros, foi evidenciado o predomínio das metodologias experimentais aplicadas a materiais não consolidados ou de baixa resistência a processos erosivos, considerando-se inferior a quantidade de estudos feitos sobre rios ou segmentos fluviais de leitos rochosos (WHIPPLE, 2004; WHIPPLE; DIBIASE; CROSBY, 2013). Essa lacuna de conhecimento fora também evidenciada no contexto brasileiro (LIMA, 2010).

O desenvolvimento destes níveis de erosão, pode ser atribuído a múltiplos agentes naturais e antrópicos que na maioria das vezes agem em conjunto, destacando-se entre eles os controles de caráter tectônico, litológico e climático (DASH *et al.*, 2020; KIRBY; WHIPPLE, 2012; LANA; CASTRO, 2012a; LIRO, 2017; SCHUMM, 2005; WHITTAKER, 2012). Convém observar que estes condicionantes respondem de forma diferente a favor da cercania do exutório do rio com relação ao mar.

Segundo Lana e Castro (2012a) em bacias interioranas, a justaposição litológica, os soerguimentos (ou basculamentos) tectônicos ou isostáticos de blocos crustais, e a proximidade das zonas de confluência com grandes rios, podem exercer maior efeito na instalação de patamares morfoestruturais. Os mesmos autores argumentam que os processos de instalação de níveis de base em bacias tectonicamente estáveis e afastadas da linha de costa, são menos abordados nas publicações sobre bacias de margem continental.

Atualmente, a adoção de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento para a aquisição e quantificação das informações topográficas, tem potencializado as análises morfométricas das bacias hidrográficas. Através de um modelo digital de elevação (DEM), é possível gerar diversos produtos temáticos representativos do arranjo atual do relevo,

fundamentando-se em índices estruturais e geomorfológicos sensíveis as anomalias de drenagem (ROJAS GONZÁLEZ; LIMA, 2021; QUEIROZ; SALAMUNI; NASCIMENTO, 2015).

Por outra parte, Peifer, Cremon e Alves (2020) sugerem que os avanços metodológicos adquiridos nos últimos anos pela comunidade geomorfológica para a análise de perfis longitudinais, contam com pouca difusão na literatura nacional, ressaltando que a maioria das publicações que já implementaram esta série de procedimentos, foram realizadas em zonas tectonicamente ativas, sendo necessária a replicação dos mesmos em ambientes pós-orogênicos ou cratônicos.

Em face do exposto, e conforme a crescente demanda de estudos relacionados as regiões secas do Brasil (LIMA; LUPINACCI, 2019), a Bacia Hidrográfica do Rio Jacuípe (BHRJ), localizada no Semiárido Baiano, tornou-se um laboratório natural apropriado para a elaboração do presente trabalho. O interesse por esta área para o estudo dos níveis de base fluviais, surgiu pelas seguintes razões: [1] o rio Jacuípe, ao contrário dos cursos d'água próximos dele, atinge seu nível de base final dentro do continente, especificamente, na área de Proteção Ambiental do Lago de Pedra do Cavalo – Município de Feira de Santana; [2] sua foz, na junção com o rio Paraguaçu, encontra-se relativamente cerca (aproximadamente 57 km) da Bahia de Todos os Santos, espaço onde o rio antes mencionado deságua no Oceano Atlântico; [3] o baixo curso da BHRJ, localiza-se nas proximidades da bacia sedimentar do Recôncavo, que caracteriza-se por ser uma das regiões sismogênicas mais ativas do Brasil (SANTOS SOBRINHO *et al.*, 2020) [4] os canais fluviais se desenvolvem majoritariamente sobre leito rochoso; [5] o canal principal do rio expõe uma mudança abrupta da direção de fluxo no médio curso; [6] a rede de drenagem apresenta um nítido controle estrutural na direção NW-SE no médio e baixo curso; [7] e a área de nascentes do rio Jacuípe encontra-se na região proposta para a implantação do Geoparque do Morro do Chapéu (ROCHA; PEDREIRA, 2012) de modo que a produção de conhecimentos relacionados aos processos geomorfológicos e morfotectônicos da rede de drenagem nesse setor, contribuiria positivamente na realização desta estratégia para a conservação do Patrimônio Geológico.

Diante disso, se faz possível a realização dos seguintes questionamentos norteadores da pesquisa:

- É possível identificar a presença de diferentes níveis de base no baixo curso da BHRJ, por meio de produtos de sensoriamento remoto?

- Estas anomalias ao longo dos canais de drenagem também se propagam a montante?
- Quais são os condicionantes da presença de degraus escalonados no rio Jacuípe?
- O cotovelo de captura localizado no médio curso do rio está vinculado a uma mudança do nível de base?
- Existe alguma relação entre as variações do nível de base do rio Jacuípe e possíveis reativações neotectônicas?

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo Geral

- Modelar espacialmente os níveis de base do rio Jacuípe e seus afluentes.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Setorizar a BHRJ e caracterizar morfometricamente cada uma de suas partes
- Identificar a ocorrência de níveis de base na BHRJ
- Determinar quais são os controles associados ao desenvolvimento de níveis de base fluviais na BHRJ
- Estabelecer relações entre a presença de níveis de base na BHRJ e reativações neotectônicas

1.3 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A presente dissertação, estrutura-se em (5) capítulos. O primeiro deles discorre sobre as considerações iniciais da pesquisa, introduzindo ao leitor a problemática científica e a justificativa da sua resolução. Além disso, se apresentam os objetivos do trabalho e a caracterização da área de estudo, abordando seus aspectos fisiográficos e sociais. O segundo capítulo, apresenta o referencial teórico que sustenta o estudo dos níveis de base fluviais na BHRJ, abrangendo seus condicionantes e as evidências registradas no relevo produto destas

variações. O capítulo três, expõe os procedimentos metodológicos realizados para a consecução dos objetivos traçados. No capítulo quatro são exibidos os resultados e a discussão, e o último capítulo foi dedicado às considerações finais alcançadas na pesquisa.

1.4 ÁREA DE ESTUDO

A BHRJ é uma das sub-bacias do rio Paraguaçu, localizada na porção centro-leste do Estado da Bahia (Figura 1.1). Esta bacia possui uma extensão territorial aproximada de 12.099,9km², inseridos total e parcialmente em 38 municípios baianos, obedecendo a seguinte ordem alfabética: Anguera, Antônio Cardoso, Barrocas, Candeal, Capela do Alto Alegre, Capim Grosso, Conceição do Coité, Conceição da Feira, Feira de Santana, Gavião, Ichu, Ipirá, Lamarão, Mairi, Miguel Calmon, Morro do Chapéu, Mundo Novo, Nova Fátima, Pé de Serra, Pintadas, Piritiba, Quixabeira, Retirolândia, Riachão do Jacuípe, Santa Barbara, Santaluz, Santo Estevão, São Domingos, São Gonçalo dos Campos, São José do Jacuípe, Serra Preta, Serrinha, Serrolândia, Tanquinho, Tapiramutá, Valente, Várzea da Roça e Várzea do Poço (DIAS, 2020). A BHRJ limita-se ao Norte com as bacias dos rios Itapicuru e Salitre; ao Sul com as sub-bacias afluentes do rio Paraguaçu; pelo Oeste com as bacias dos rios Verte e Jacaré e a Leste com a bacia do Recôncavo Norte da Bahia (ANA, 2017).

O acesso a área de estudo se dá, desde Salvador, através da rodovia Federal BR-324, que corta o baixo e médio curso da bacia, em direção noroeste, partindo do município Feira de Santana até o município Capim Grosso; para posteriormente se unir com outras rodovias estaduais que lhe conectam com o município Morro do Chapéu, setor onde nasce o rio principal, especificamente na comunidade de Morrão a 1300 metros de altitude. O rio percorre 490 km, até seu exutório na confluência com o rio Paraguaçu, na Fazenda Recreio, junto ao limite dos municípios Conceição da Feira e Santo Estevão (DIAS, 2020).

Os principais afluentes do Rio Jacuípe são os Rio Cavaco e Rio das Pedras, pela margem direita; e os rios Tocós e Peixe, pela margem esquerda, sendo este último seu maior afluente. Adicionalmente, são encontrados diversos reservatórios ao longo do rio, sendo os de maior relevância em termos de capacidade de armazenamento, as barragens do França, localizada no município Piritiba, nas coordenadas 11°33'39,47" S; 40°36'7,83" W; e a barragem Gov. João Durval Carneiro, situada no município São José Jacuípe (11°31'12,28" S; 40°02'38,71" W)(ANA, 2017; DIAS, 2020).

A rede hidrográfica rio Jacuípe situa-se no semiárido brasileiro, cuja delimitação mais recente foi aprovada pelas Resoluções do Conselho Deliberativo da Sudene de

nº 107, de 27/07/2017 e de nº 115, de 23/11/2017, atendendo a precipitação pluviométrica média anual igual ou inferior a 800 mm; Índice de Aridez de Thornthwaite igual ou inferior a 0,50 e percentual diário de déficit hídrico igual ou superior a 60%, considerando todos os dias do ano.

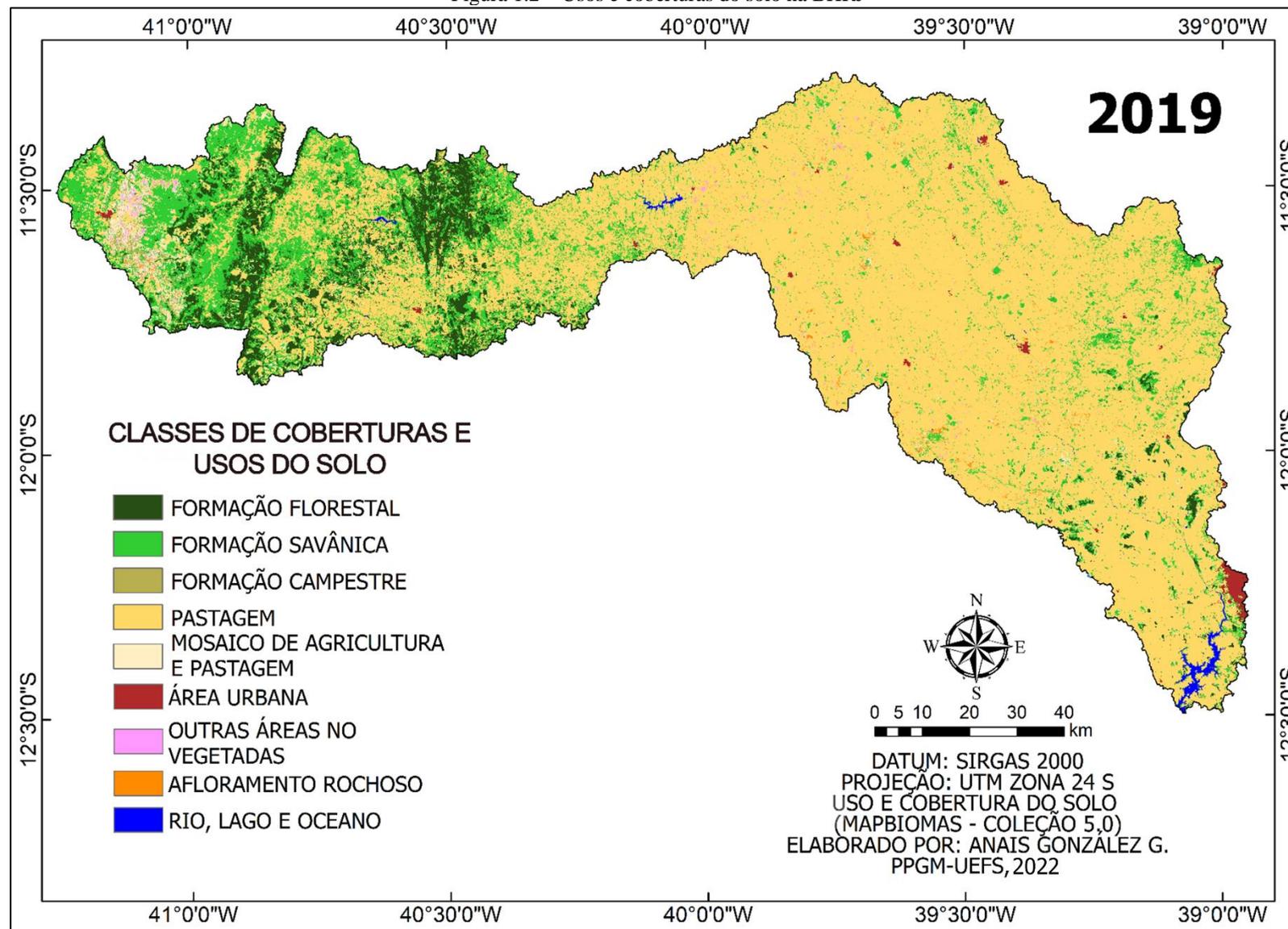
Segundo a classificação climática de Köppen, exibida por Alvares *et al.* (2013), constata-se a predominância de dois tipos de climas na área em estudo: tropical quente e úmido, com estação seca no inverno (As) e semiárido quente (BSh). O primeiro deles caracteriza-se pela ausência de chuvas de verão, com ocorrência no "inverno" e índices pluviométricos por volta dos 1.600mm anuais; o segundo clima predominante, apresenta índices elevados de evaporação, e temperaturas por volta dos 27 °C, valores baixos de umidade relativa do ar, com poucas chuvas (de 250 mm a 750 mm por ano) concentradas num intervalo curto de tempo, capaz de provocar enchentes torrenciais (EMBRAPA, s. d.). Estas particularidades climáticas se refletem no comportamento intermitente do rio em estudo.

Quanto as variações na dinâmica de uso e ocupação da terra (Figura 1.2), a área de estudo apresenta predominância da agropecuária, segundo os dados da Coleção 5.0 de MapBiomas, constituindo-se por amplas zonas de pastagem no médio e baixo curso da bacia.

Em contrapartida, o alto curso apresenta maiores concentrações de formações florestais associadas a região da Chapada Diamantina. Outra categoria destacada na área de interesse, está representada pela mancha urbana decorrente dos setores mais populosos, encontrando-se entre eles o município de Feira de Santana.

A bacia do rio Jacuípe caracteriza-se também por possuir uma alta concentração populacional nas proximidades de sua foz, especificamente no município de Feira de Santana com 556.642 habitantes, conforme IBGE (2011). Este setor comporta-se como uma zona de transição entre o semiárido e o litoral úmido, recebendo precipitações nos meses de abril a junho e nos meses de setembro a dezembro, o que junto as suas características geológicas e pedológicas, favorecem o surgimento de lagoas e nascentes, sendo o atrativo principal para a fixação humana (SANTO, 1995). Seguidamente, encontram-se os municípios Serrinha e Conceição do Coité, com 76.762 e 62.040 habitantes, respectivamente, de acordo com os dados do último censo realizado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) em 2010 (IBGE, 2011). Atualmente, a BHRJ conta com uma população total estimada de 1.460.666 habitantes (IBGE, 2021).

Figura 1.2 – Usos e coberturas do solo na BHRJ



1.4.1 Contexto geológico regional

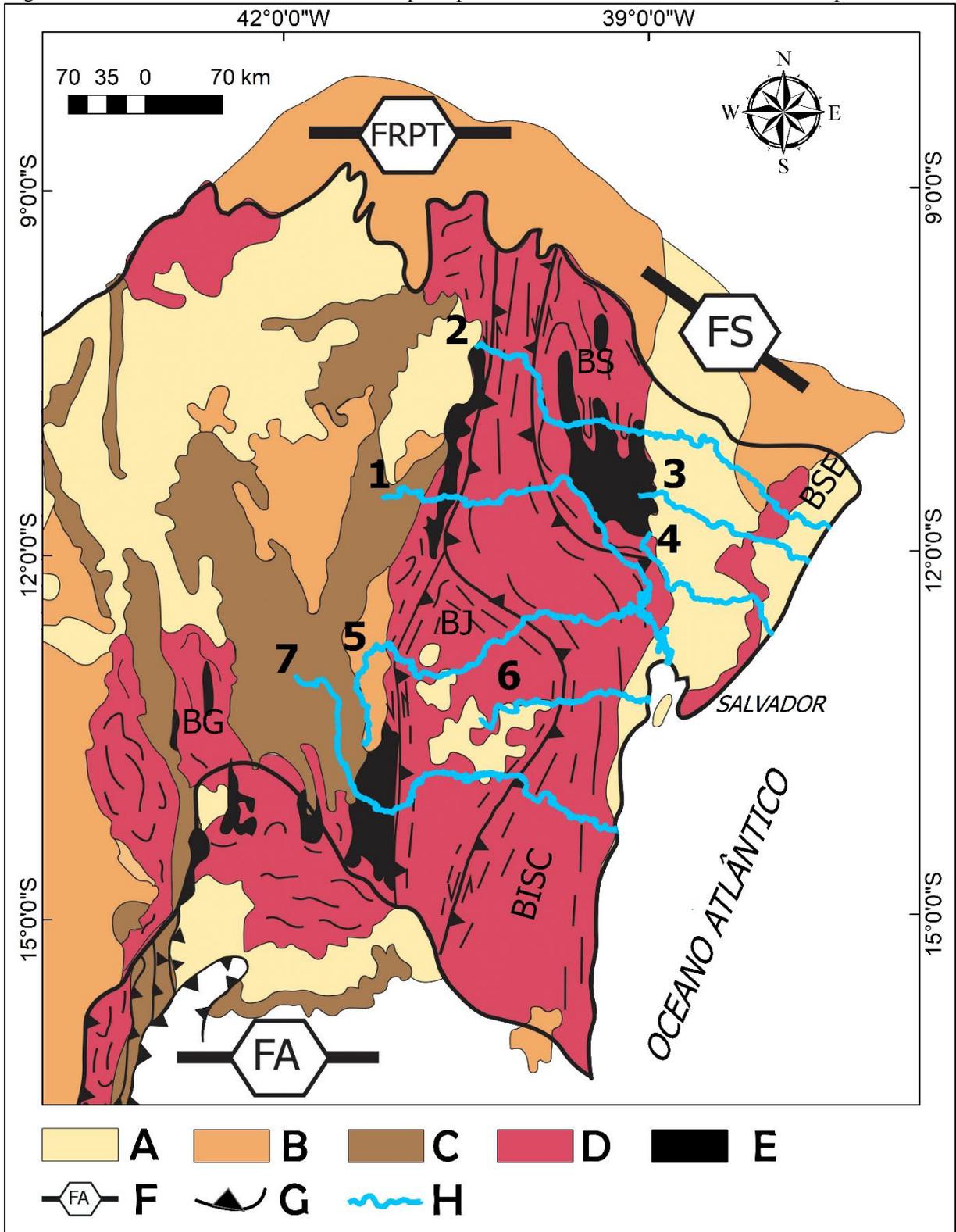
A área de estudo se encontra nas porções Central e Oriental da Província São Francisco (ALMEIDA *et al.*, 1977). Em termos gerais, esta província se localiza na unidade geotectônica sul-americana denominada Cráton do São Francisco, gerada a partir de “sucessivos mecanismos tectônicos que podem ser expressos por acreções crustais e/ou colisões continentais do final do Paleoproterozoico”(BARBOSA; SABATÉ; MARINHO, 2003, p. 4) e consolidada no Ciclo Brasileiro (ALMEIDA *et al.*, 1977).

A Província Brasileira do Cráton do São Francisco, segundo Almeida *et al.* (1977) está constituída por um complexo embasamento de natureza granítico-gnáissica, fortemente migmatizado, com fácies metamórficas que variam entre anfíbolito de alto grau a granulito, com intrusões essencialmente de composição granitoide, mas também máfica e ultramáfica. Esses mesmos autores indicam que as idades radiométricas do complexo são próximas de 2,6 Ga.

Os limites da Província São Francisco foram demarcados por Alkmim *et al.* (1993). A figura 1.3, expõe uma visão da continuidade da estrutura, em conjunto com a orientação do rio Jacuípe e dos corpos d'água próximos dele que tem como nível de base final o Oceano Atlântico. A maior parte do rio em estudo, corre sobre um cinturão de ortognaisses meso/neoarqueanos e rochas metassedimentares de alto grau, conhecido como Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC).

Esse cinturão se dispõe de forma curvilínea com um trecho de direção NE-SW na porção Sul, a leste da cidade de Itabuna, que posteriormente inflete para NW-SE na parte central do orógeno, desde a região de Amargosa, contornando o bloco Jequié, mudando novamente sua direção para o Norte, próximo da cidade Santa Luz, prosseguindo até o limite norte do estado da Bahia (HASUI *et al.* 2012). O arranjo desse bloco é resultante de esforços produzidos por uma colisão oblíqua NW-SE incidentes sobre ele, por três grandes núcleos arqueanos denominados blocos Gavião, Jequié e Serrinha, que em conjunto compõem o Cinturão Orogênico da Bahia Oriental (BARBOSA; BARBOSA, 2017; BARBOSA; SABATÉ, 2002, 2004).

Figura 1.3 – Cráton do São Francisco com suas principais unidades tectônicas e faixas móveis Neoproterozóicas



Fonte: Elaborado a partir de Alkmim et al. (1993) e Souza-Oliveira et al. (2014). Legenda: (A) Coberturas Fanerozoicas; (B) Coberturas Neoproterozoicas; (C) Coberturas Mesoproterozoicas; (D) Arqueano/Embasamento Paleoproterozoico; **BG**-Bloco Gavião, **BS**-Bloco Serrinha, **BJ**-Bloco Jequié, **BISC**-Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, **BES**-Bloco Salvador-Esplanada; (E) Rochas Metassedimentares Paleoproterozóicas/Arqueanas; (F) Faixas Neoproterozóicas Marginais: **FA**-Araçuaí, **FRPT**-Riacho Pontal, **FS**-Sergipiana; (G) Zona de Falhamento; (H) Rios: 1-Jacuípe, 2-Itapicurú, 3-Inhambuê, 4- Pojuca, 5-Paraguaçu, 6-Jiquiriçá.

1.4.1 Geologia local

A geologia da BHRJ encontra-se representada de forma simplificada na figura 1.4, e detalhada no apêndice A. Ambos mapas foram realizados com base nos dados geológicos do território brasileiro em escala 1:1.000.000, realizados pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM (SOUZA; MELO; KOSIN, 2003), especificamente das folhas Aracaju (CS.24) e Salvador (SD.24).

A constituição dos diferentes tipos litológicos presentes na área de estudo se apresenta a continuação, com a intenção de estabelecer uma ordem crescente de idades, quando for possível.

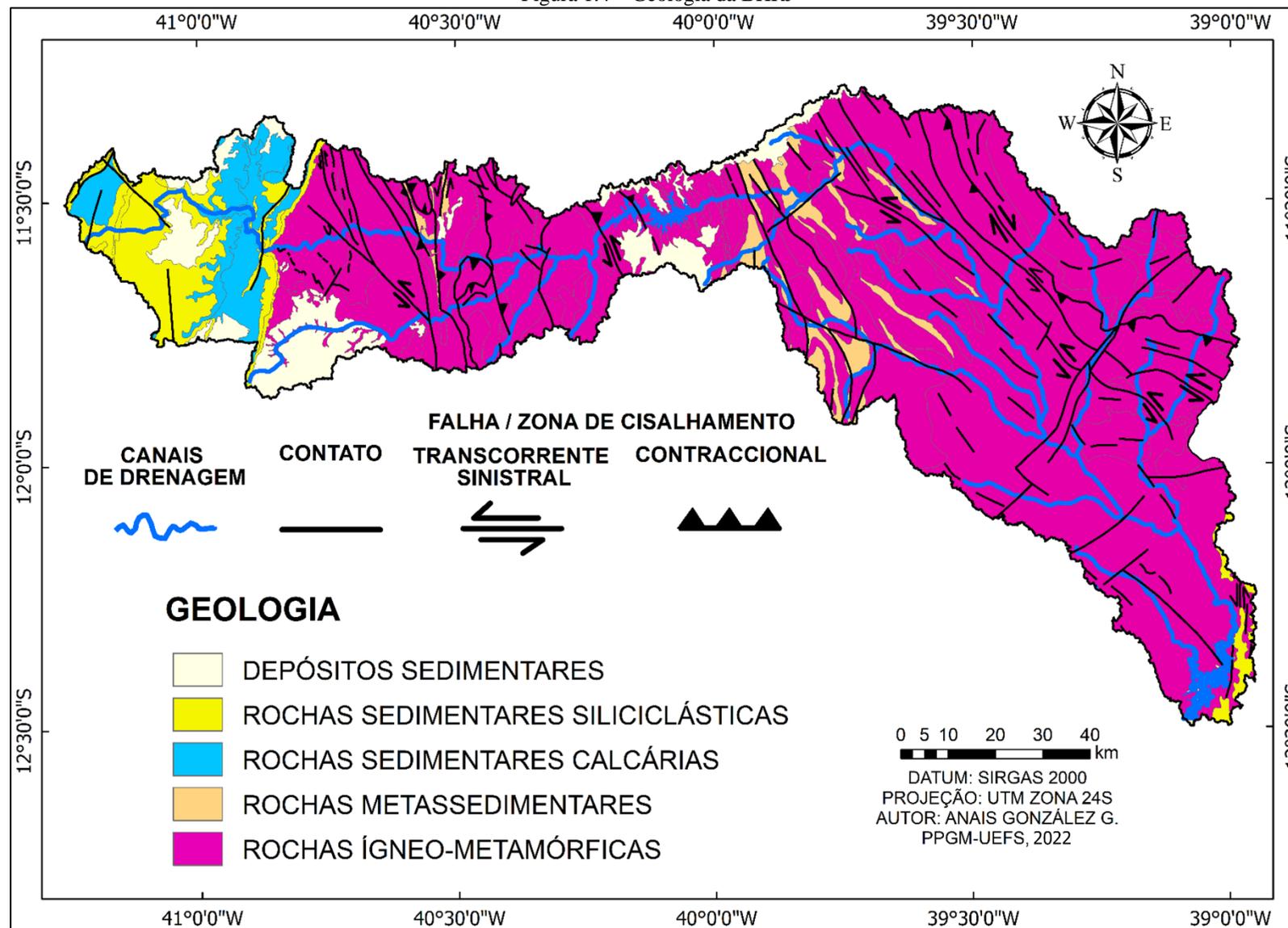
1.4.1.1 Depósitos e rochas sedimentares

Na área de estudo apresentam-se, de forma restrita, uma série de sedimentares depósitos recentes areno-lamosos e detrito-lateríticos ferruginosos, em conjunto com rochas sedimentares, nas cabeceiras do rio. São as rochas mesoproterozóicas do Grupo Chapada Diamantina (BRITO NEVES; CORDANI; TORQUATO, 1980; MACEDO; BONHOMME, 1984) especificamente as formações Tombador (arenitos, arenitos arcoseanos, pelitos, conglomerados diamantíferos ou não) Caboclo (siltitos, argilitos, arenitos, arenitos argilosos, arenitos conglomeráticos, calcários, margas) e Morro do Chapéu (arenitos, conglomerados, arenitos feldespáticos, arenitos conglomeráticos, pelitos, pelitos laminados (HASUI *et al.*, 2012), além dos corpos areno-argilosos e conglomeráticos do Grupo Barreiras, com idade atribuída ao Neógeno.

1.4.1.2 Rochas metassedimentares e metaígneas

A ocorrência de rochas supracrustais na área de estudos associa-se a unidade paleoarqueana do *Greenstone Belt* – Mundo Novo, de 3.300Ma (metaultramafitos, metabasaltos, metadacitos, metarriodacitos, metatufos, rochas cálcio-silicáticas, anfibolitos, gnaisses, metachertes, BIFs, micaxistos, quartzitos); e as unidades do Complexo Saúde, de menos de 2.610Ma (rochas cálcio-silicáticas, quartzitos, paragnaisses, micaxistos, BIFs, metamafitos, metaultramafitos), segundo (HASUI *et al.*, 2012). Também se encontram metaconglomerados oligomíticos, quartzitos e quartzitos micáceo, da formação Serra do Córrego, com idades entre 2.050 e 1.943 Ma.

Figura 1.4 – Geologia da BHRJ



Fonte: Elaborado a partir de CPRM (2004)

1.4.1.3 Rochas Ígneas e Metamórficas

Os terrenos ocupados pelo embasamento cristalino, constituem-se majoritariamente por unidades arqueanas e paleoproterozoicas, geralmente de médio-alto grau de deformação.

As litologias com ocorrência significativa correspondem aos gnaisses granulíticos, enderbíticos, charnoenderbíticos e charnockíticos pertencentes ao Complexo Caraíba (FIGUEREIDO, 1982) de 2.790 - 2.630 Ma; granitoides sin -a tarditectônicos do Riacho da Onça, de 2.100 Ma (гнаisses quartzo-monzoníticos a graníticos); e aquelas litologias relacionadas com a unidade máfico-ultramáfica – Suíte São José do Jacuípe, de mais de 2.690 Ma (metanoritos, metagabronorito, metapiroxenitos, metaleucogabros, toleíticos e granulíticos). Além disso, ocorrem grandes extensões de ortognaisses TTG-migmatiíticos do Complexo Mairi. Outras unidades reconhecidas na área de estudo descrevem-se no Apêndice A.

1.4.2 Aspectos pedológicos e geomorfológicos

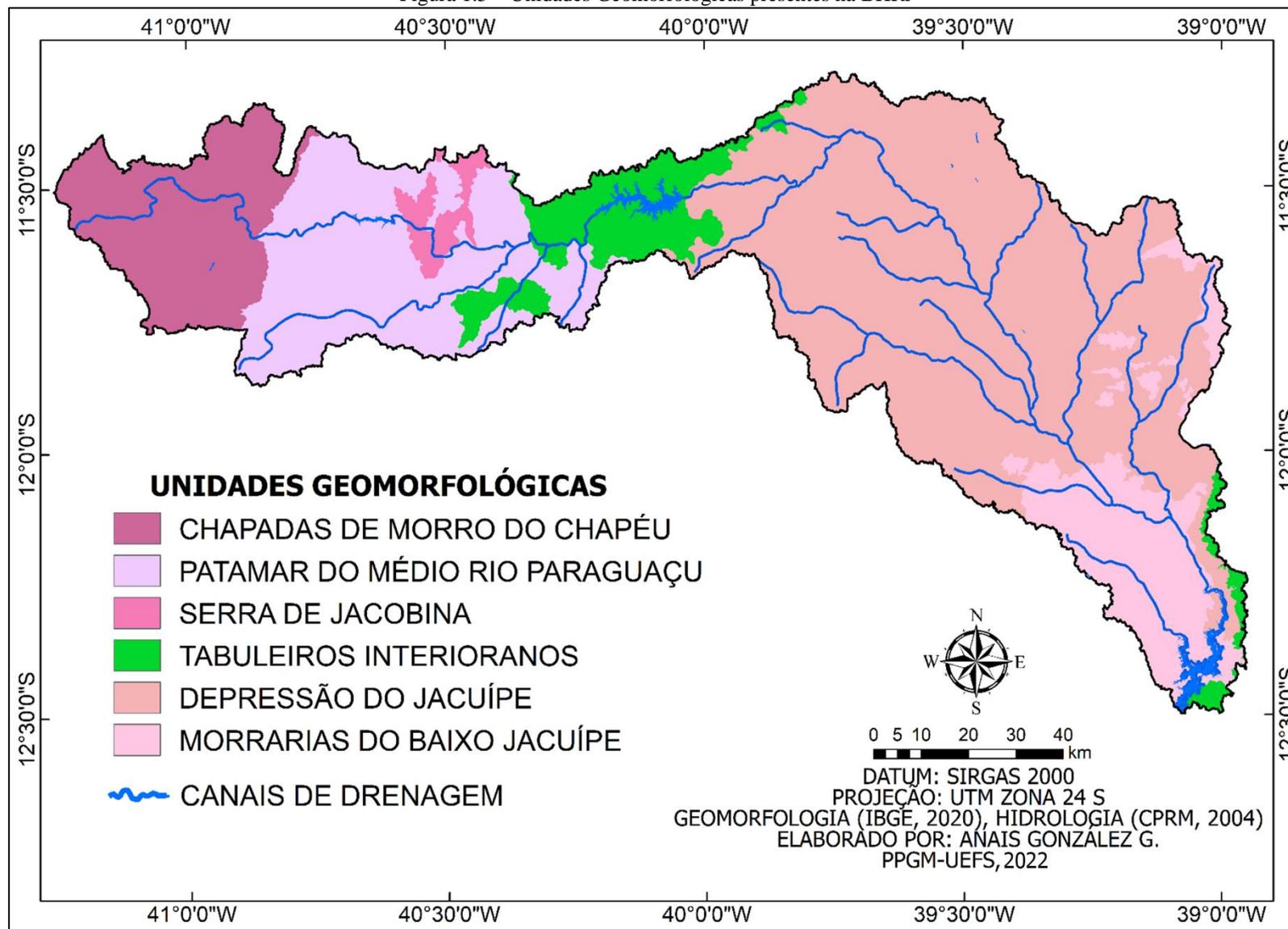
Na área de estudo, foram identificadas as unidades geomorfológicas, como mostra a figura 1.5, conforme os dados levantados pelo IBGE (2020). Estas informações geomorfológicas, apresentam correspondência com o predomínio dos latossolos, argissolos e neossolos no alto curso da BHRJ, e com os planossolos presentes, na sua porção média e baixa (Figura 1.6).

1.4.2.1 Chapadas do Morro do Chapéu

A morfologia predominante desta unidade reúne extensas áreas aplainadas (anticlinais truncados) e dissecadas. Este conjunto de relevos inclui uma ampla estrutura denominada anticlinal de Morro do Chapéu, a qual encontra-se parcialmente esvaziada, apresentando nas adjacências, acumulações arenosas de cor esbranquiçada, sotopostas a Neossolos Litólicos (IBGE, 2020).

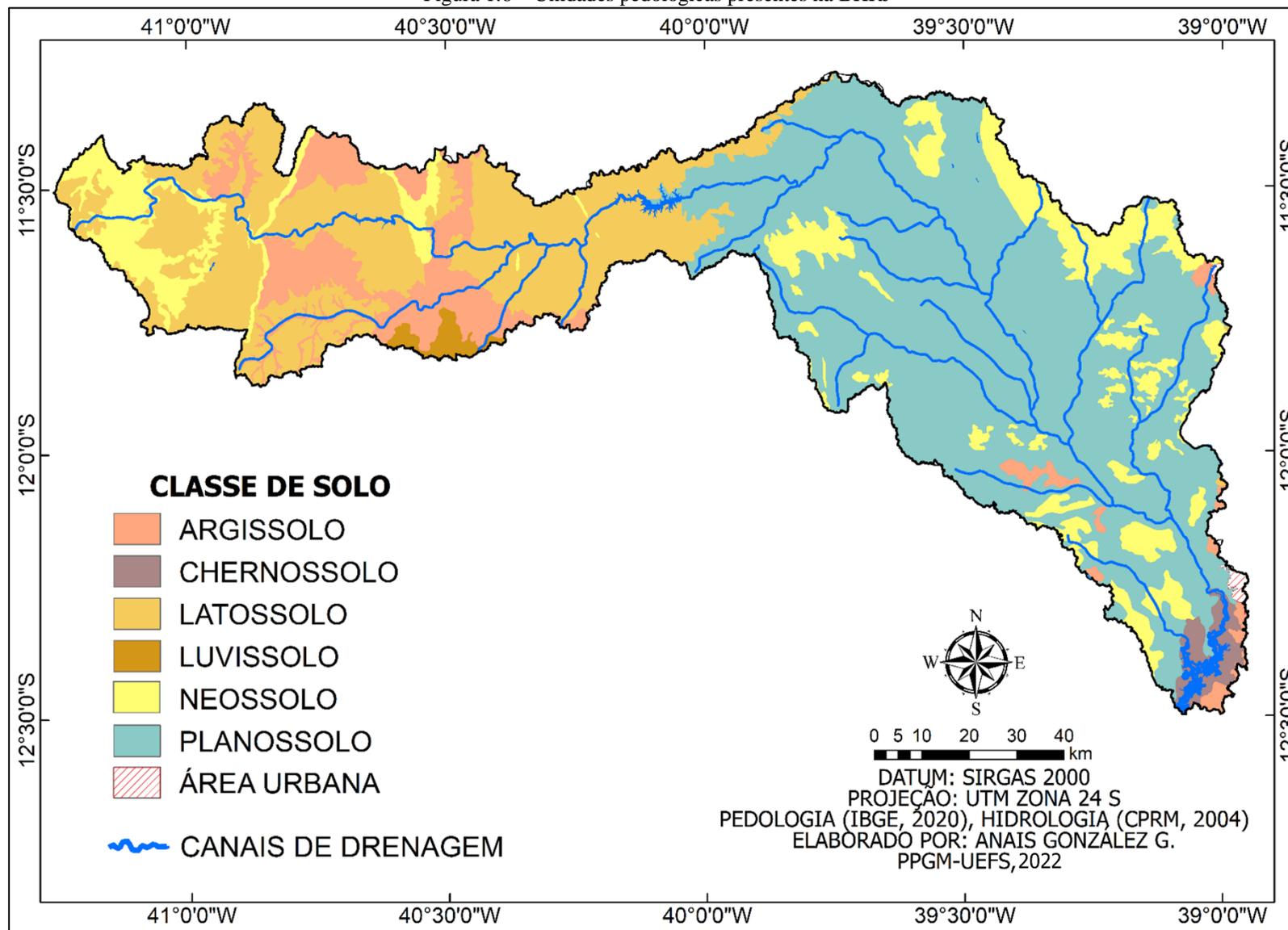
Nessas áreas os modelados de dissecação são controlados por feições tabuliformes e convexas que são limitadas por vales alinhados e encaixados, de vertentes entre 10° e 25° e desníveis do topo para o fundo do vale da ordem de 35 a 150 m. A essas feições interpõem-se extensos setores planos, eventualmente retocados na forma de lombadas definidas por vales largos e rasos com declives de 3° a 15° (IBGE, 2020).

Figura 1.5 – Unidades Geomorfológicas presentes na BHRJ



Fonte: Elaborado a partir de IBGE (2020), CPRM (2004)

Figura 1.6 – Unidades pedológicas presentes na BHRJ



Fonte: Elaborado a partir de IBGE (2020), CPRM, (2004)

O limite oriental da unidade é representado pela escarpa da serra do Tombador, formando uma pseudocuesta com reverso sulcado por drenagem paralela dirigida para oeste. Essa serra possui modelados de topos tabulares, evidenciando o forte controle estrutural com vales alinhados adaptados a juntas e falhas. No dorso da estrutura, feições de detalhe do tipo "chevrons", com frentes escarpadas voltadas para leste, indicam as inclinações dos acamamentos (IBGE, 2020).

1.4.2.2 *Patamar do médio rio Paraguaçu*

O Patamar do médio Paraguaçu, apresenta-se com relevos convexo-côncavos de 50 a mais de 100 m de diferença entre o topo e a base, assemelhando-se a "mares de morros". As declividades mais comuns são de 20° a 30°. As elevações residuais mostram desníveis mais acentuados, com encostas convexas e alvéolos de cabeceira, aparecendo ravinhas. Há terracetes nas encostas e eventuais cicatrizes de deslizamentos, evidenciando movimentos de massa. Há setores de feições de topos tabulares, com aprofundamentos de drenagem de fraco a mediano. Predominam os Argissolos Vermelho-Amarelo eutróficos, ocorrendo Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico na parte oeste (IBGE, 2020).

1.4.2.3 *Serra de Jacobina*

A morfologia desta unidade condiciona-se pelos diversos eventos estruturais que lhe atingiram, causando elevações alinhadas que formam cristas sucessivas, ocasionalmente truncadas no topo, cortadas por vales que originam gargantas epigênicas. Entremeados a essas cristas ocorrem vales alinhados paralelos. Suas feições parecem corresponder a uma sinclinal dobrada de oeste para leste apresentando trechos com topos abaulados ou aplainados; truncamento das rochas, em posição topográfica similar à serra do Tombador, a oeste (IBGE, 2020).

Na área de estudo, a serra de Jacobina apresenta predomínio de formas de dissecção estruturais e homogêneas com aprofundamentos variando de baixo a mediano e dimensões medianas a grandes. Há áreas planas com cobertura de origens diversas, limitadas por escarpas e ressaltos, relacionadas com outros tipos de modelados correspondentes a sistemas morfogenéticos subsequentes, perto da localidade de França (IBGE, 2020).

O rio Jacuípe se dirige para a serra de Jacobina, atravessando as cristas sucessivas e se superimpondo em gargantas epigênicas. Trata-se de drenagem intensamente comandada pela

estrutura, de direcionamento geral oeste-leste, com canais apresentando inflexões bruscas. Os condicionantes litológicos e o clima subúmido, com estação seca de um a três meses, influenciam diretamente no sistema morfogenético em que predominam processos de alteração química produzindo significativo manto de intemperização (IBGE, 2020).

1.4.2.4 *Tabuleiros Interioranos*

A unidade é caracterizada por feições aplainadas e áreas de dissecação homogênea com formas de topos convexos pouco elevados, drenados por rios das bacias do Jequiriçá e do Paraguaçu. À medida que a dissecação entalha em profundidade provoca o afloramento da rocha subjacente sobretudo nos leitos dos rios, como se observa no rio Jacuípe. A erosão superficial atua através do escoamento difuso. Em geral, o entalhe dos talwegues é de 20 a 45 m. As encostas apresentam declives baixos da ordem de 0° a 5°. Os vales são largos e com fundo chato, muitos deles preenchidos por material proveniente da vizinha Serra de Jacobina, a oeste (IBGE, 2020).

A cobertura desses relevos atinge geralmente 2 a 5 m, com textura areno-lamosa e coloração ocre-amarelada, às vezes avermelhada. Trata-se de material coluvial, frequentemente possuindo um nível de pisólitos na base. Em algumas encostas observa-se a ocorrência de linhas de pedras ou fragmentos de couraça na base do perfil. Nas vertentes e nos planos mais rebaixados afloram blocos rochosos e matacões. Onde os topos tabulares estão mais conservados a cobertura arenosa é mais espessa. Nos topos aplainados ou retocados, onde os sedimentos são mais espessos, desenvolveram-se Latossolos e Argissolos (IBGE, 2020).

1.4.2.5 *Depressão do médio Jacuípe*

A unidade abrange extensões de topografia quase plana do vale do médio rio Paraguaçu, correspondendo a extensa superfície de aplanamento que truncou rochas do Paleoproterozoico e do Mesoproterozoico. O modelado de aplanamento é dominante, apresentando-se retocado e em geral desnudado do material de cobertura. Setores restritos de pediplano conservado situam-se em posição interfluvial. As rampas se sucedem e coalescem definindo lombadas de inclinação inferior a 5° e baixos desníveis entre topo e fundo de vale. Há pedimentos de espraiamento e de denudação. As áreas em que os processos erosivos foram mais intensos permitem a identificação de modelado de dissecação homogênea, com topos convexos fracamente entalhados pela drenagem temporária. Os solos da área geralmente são jovens e

rasos. Predominam Planossolos Solódicos. Nos relevos dissecados em torno da cidade de Ipirá ocorre Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico; entre Ipirá e Macajuba há trecho de Vertissolo; e a oeste de Santo Estêvão ocorrem Chernossolos. Há locais em que o substrato rochoso aflora em lajedos (IBGE, 2020).

Tal como se verifica nas demais depressões interplanálticas de todo o interior nordestino, processos de pediplanação policíclica atuando no Cenozoico truncaram as litologias do embasamento cristalino, conformando a extensa superfície de piso regional. Processos erosivos posteriores remodelaram o pediplano, gerando modelados de dissecação e destacando serras e formas residuais (IBGE, 2020).

A depressão do Médio Jacuípe situa-se entre as Morrarias do Baixo Jacuípe, o Patamar do Médio Rio Paraguaçu e o Pediplano do Médio Paraguaçu. Os relevos dissecados das Morrarias do Médio Jacuípe, no centro-leste, bordejam a depressão através de rampas coluviais, que coalescem com os planos pedimentados do aplainamento. Planos coluviais também emendam com os sopés dos relevos dissecados do Patamar do Médio Rio Paraguaçu, a noroeste, ocorrendo rupturas de declive nítidas. A sul e oeste, as transições para o Pediplano do Médio Paraguaçu são disfarçadas, eventualmente observando-se pequenos ressaltos topográficos (IBGE, 2020).

1.4.2.6 Morrarias do baixo Jacuípe

Esta unidade geomorfológica está dominada por modelados de dissecação estrutural de topos aguçados de dimensões medianas e aprofundamentos de drenagem variando de fraco a médio. Esses relevos podem assumir a forma de grupamentos de *inselbergs*. Também podem apresentar modelados de dissecação homogênea com feições de topos convexos. Em geral, constituem maciços amplos realçados em relação à superfície aplainada da depressão do rio Paraguaçu. *Inselbergs* e cristas residuais de orientação NW-SE destacam-se da topografia. Os pedimentos coluviais apresentam setores de espraiamento e desnudação. Rampas se sucedem e coalescem nos vales poucos escavados formando lombadas. Essas lombadas resultam de erosões recentes entalhando planos mais altos e conservados, em situação interfluvial. Nos trechos menos dissecados ocorre escoamento em lençol, concentrado em locais de ocorrência de ravinas (IBGE, 2020).

Em relação aos solos, predomina Planossolo Solódico eutrófico e, nos trechos de relevos mais movimentados ocorrem Neossolos Litólicos eutróficos. A oeste, há setores restritos de Argissolo Vermelho-Amarelo eutrófico. As alterações são em geral rasas, permitindo

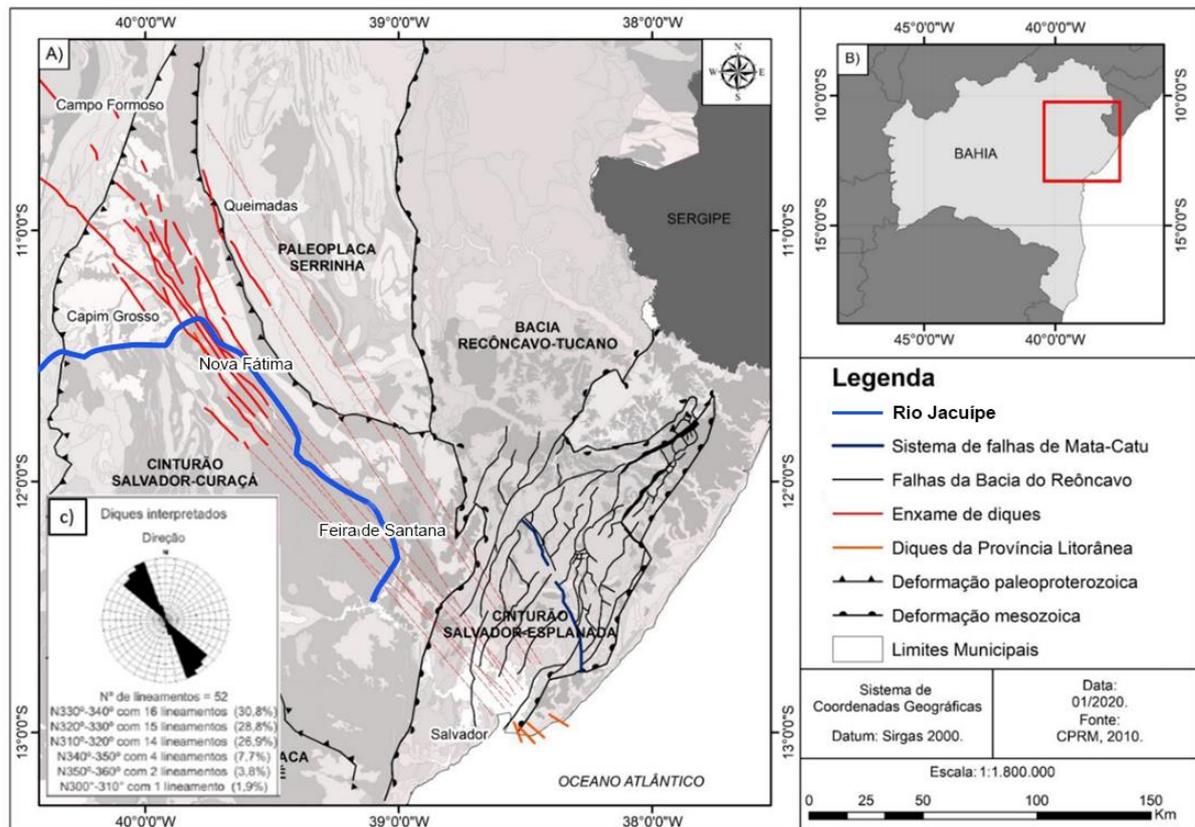
frequentes afloramentos da rocha sã. Material arenoso ocre-acinzentado reveste os interflúvios. Rampas arenosas formam leques de espraiamento. "Talus" detrítico e pavimentação detrítica podem ocorrer nas ombreiras dos vales rasos (IBGE, 2020).

1.4.3 Bacia Sedimentar do Recôncavo

Com a fragmentação do Supercontinente Gondwana, durante o Eocretáceo, foram originadas bacias sedimentares de tipo rifte, encontrando-se entre elas a Bacia do Recôncavo. Esta fossa localizada no Estado da Bahia, ao nordeste do país, ocupa uma área de aproximadamente 11.000km², limitando a Norte e Noroeste com a Bacia de Tucano, pelo alto de Aporá; ao Sul com a bacia de Camamu, pelo sistema de falhas da Barra; a Leste, pelo sistema de falhas de Salvador; e a Oeste pela Falha de Maragogipe (BASTOS, 2017).

A configuração estrutural da bacia do Recôncavo, é um meio-graben de orientação NE-SW inserido no rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (SANTO; BRAGA, 1990). De acordo com Milani (1985), a implantação da fossa tectônica do Recôncavo se deu sobre o Cinturão Granulítico Atlântico, cujos lineamentos do seu ramo NE influenciaram fortemente a sua configuração estrutural. Os esforços distensivos geraram falhamentos normais, com mergulhos altos, em torno de 70%, e com direção preferencial N30°E. Os falhamentos são predominantemente sintéticos, permitindo dividir a bacia em áreas que foram relativamente estáveis, delineando patamares em áreas que tiveram maiores taxas de subsidência, que configuraram os grandes baixos regionais. Outro sistema de falhamentos importante é o de direção N40°W, que tem como principais representantes as falhas de Mata-Catu e Itanagra-Araçás, interpretadas como falhas de transferência, que acomodaram diferentes taxas de estiramento crustal durante o desenvolvimento da bacia. Com base nessas duas falhas, a bacia foi dividida em três compartimentos: Nordeste, Central e Sul (SANTO; BRAGA, 1990). Conforme Peixoto Junior (2020), o Sistema de Falhas Mata-Catu (SFMC) pode ter sido fortemente controlado pela herança estrutural do embasamento, o que é sustentado pela presença de um exame de diques máficos da Província Litorânea da Bahia, que atravessa, de SE para NW respectivamente, o embasamento da Bacia do Recôncavo, e os blocos Itabuna-Salvador-Curaçá, Serrinha e Gavião. Como exemplo disso, a figura 1.7, elaborada por Peixoto Junior (2020), mostra (A) o paralelismo existente entre o SFMC e os corpos filonianos estudados por Santana (2017), (B) a localização da área desse estudo, e (C) o diagrama de roseta das direções dos diques máficos, com separação de 10°.

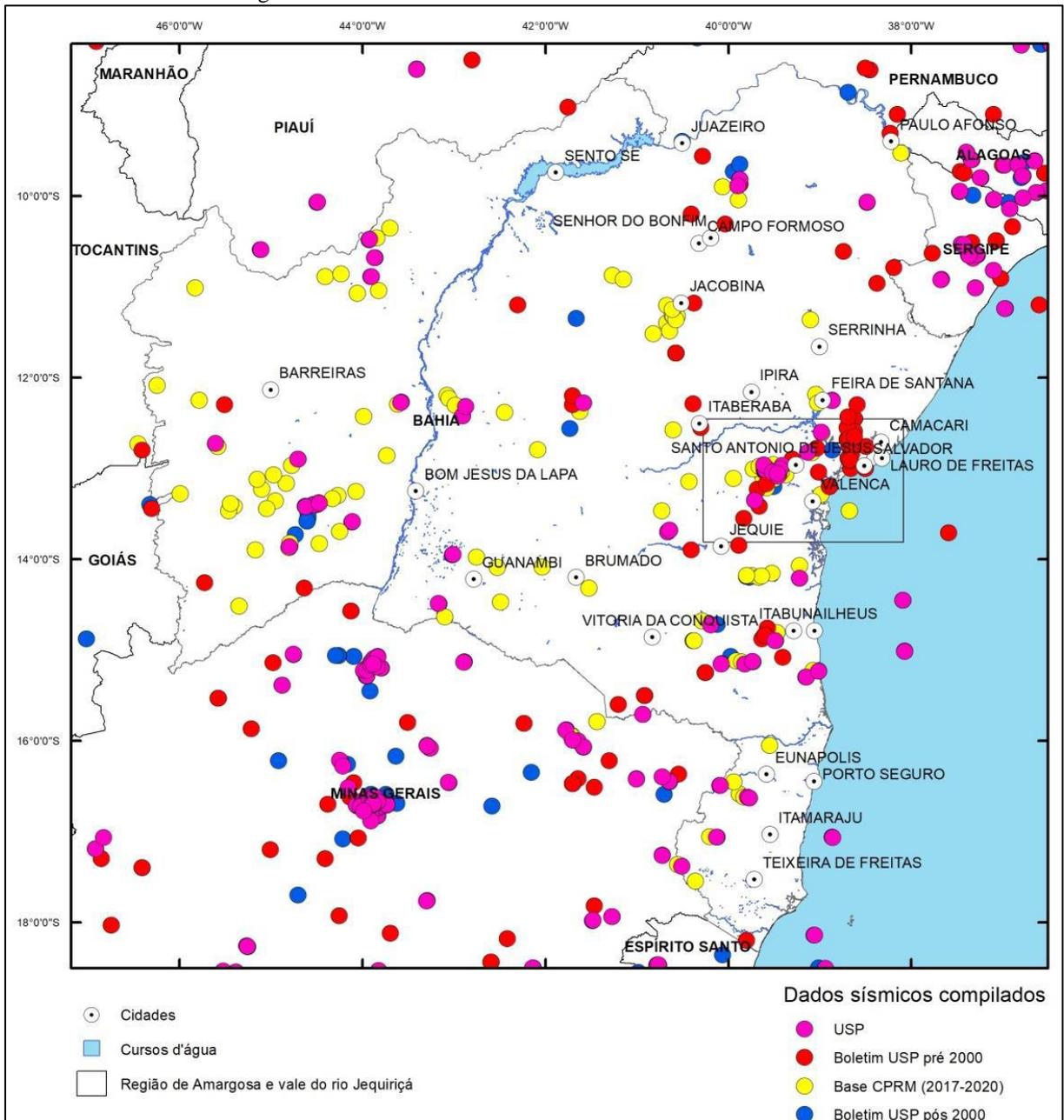
Figura 1.7 – Localização do rio Jacuípe no mapa esquemático do Sistema de Falhas Mata-Catu e o enxame de diques reconhecidos por Santana (2017)



Fonte: Modificado de Peixoto (2020)

Em relação a atividade sísmica na bacia sedimentar do Recôncavo e adjacências, existe um amplo registro de tremores de terra neste setor, que embora não apresentarem magnitudes elevadas (< 5 graus de magnitude), fazem desta uma das regiões sismogênicas mais ativas do Brasil (SANTOS SOBRINHO *et al.*, 2020). Um dos exemplos mais recentes de sismos registrados na bacia sedimentar do Recôncavo, foi o terremoto de 4,2 graus na escala regional, ocorrido no dia 30 de agosto de 2020 na região da cidade de Amargosa e do vale do rio Jequiriçá, centro-leste do Estado da Bahia (Figura 1.8) (SANTOS SOBRINHO *et al.*, 2020).

Figura 1.8 – Localização do centro da atividade sísmica (terremotos) registrados na Bahia e arredores, compilados da Rede Sismográfica Brasileira.



Fonte: Sobrinho Santos et al., (2020)

2 OS AJUSTES DOS NÍVEIS DE BASE FLUVIAIS NA LITERATURA CIENTÍFICA

2.1 NÍVEL DE BASE: HISTÓRICO DO CONCEITO

Ao se iniciar os estudos relativos aos níveis de base, torna-se fundamental ter uma ideia clara das concepções historicamente aceitas para esse termo. Conforme apresentado por Schumm (1993), é conveniente conhecer o significado das expressões “nível” e “base”, considerando-se a primeira delas como uma linha posicionada ao longo de um eixo horizontal, e a segunda, como a parte mais baixa de algo.

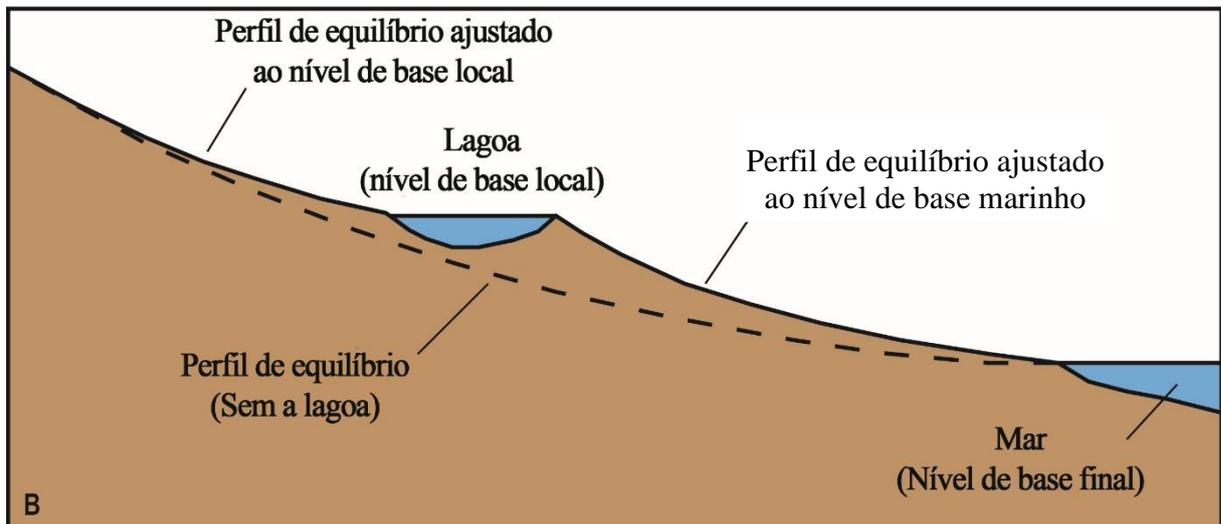
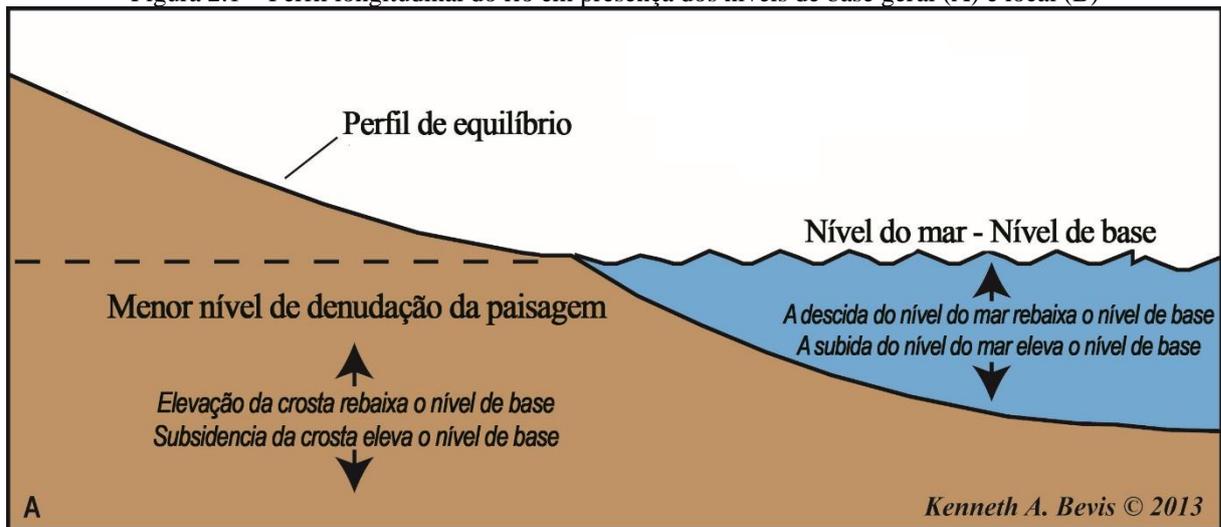
A união destas palavras, foi implementada pela primeira vez no século XIX, pelo norte-americano John W. Powell (1875). Dentre as considerações feitas por este autor sobre o rio Colorado, localizado nos Estados Unidos (EUA), distinguiu-se a existência de dois níveis de base; um de caráter geral representado pelo nível do mar, no qual os efeitos da erosão não atingem a superfície terrestre, e outro de caráter local ou temporário caracterizado pelas elevações das camadas do canal principal do rio, que por sua vez, interpretou como uma superfície inclinada em direção à extremidade inferior deste curso de água.

Para Davis (1902), a abordagem de Powell mostrou ambiguidade, aconselhando limitá-la de um nível de superfície imaginário e defini-la como um nível de base com relação a qual ocorre a erosão subaérea. Anos mais tarde, a concepção de Johnson (1929) reforçou a visão deste nível como a projeção plana do nível do mar embaixo do continente, sendo um tópico de grande interesse para os estudos geomorfológicos.

Conforme de Blij, Muller e Williams (2004) este nível localiza-se abaixo do qual um rio não pode erodir seu leito, complementando-se por Allaby (2008) ao se dizer que os níveis de base locais podem ser fornecidos pela base de uma colina, lagos ou pela junção entre um afluente e o rio principal. Segundo Cunha (2007, *apud* LANA; CASTRO, 2012b), os níveis de base, representam entidades originadas a partir de controles, geralmente de caráter estrutural, que seccionam o curso d'água em segmentos individualizados com perfis de equilíbrio próprios, modificando a visão teórica do perfil longitudinal de rios. A Figura 2.1, ilustra o perfil longitudinal do rio em presença dos níveis de base geral e local, junto aos mecanismos que favorecem os processos erosivos e deposicionais.

No presente trabalho e com base nas principais ideias apresentadas pelos autores, considera-se nível de base a todo prolongamento horizontal do mar dentro do continente, cuja variação relativa é capaz de fornecer níveis locais que podem modificar o equilíbrio do perfil longitudinal do rio.

Figura 2.1 – Perfil longitudinal do rio em presença dos níveis de base geral (A) e local (B)



Fonte: Modificado de Bevis, 2013¹

2.2 CONDICIONANTES DOS NÍVEIS DE BASE FLUVIAIS

A instalação de patamares na rede de drenagem pode ser promovida a partir de diversos condicionantes que estão atrelados à direção, magnitude, taxa e duração da sua ocorrência (SCHUMM, 1993).

Para Schumm, (1993), a direção da variação do nível de base permite determinar se o rio é capaz de agradacionar ou escavar seu leito. Se um rio experimenta o rebaixamento do seu nível de base, o efeito causado nele associa-se com a incisão do canal, caso contrário, se a

¹ Disponível em: <http://intheplaygroundofgiants.com/geology-basics-2/an-introduction-to-physical-geology/>. Acesso em: 20 fev. 2021.

modificação está sujeita a elevação deste nível, torna-se possível a deposição e agradação de sedimentos (BIERMAN; MONTGOMERY, 2014).

No tocante da magnitude, desde a ótica de Schumm (1993), se o rebaixamento do nível de base é pouco significativo, o canal é capaz de ajustar sua declividade mediante mudanças no seu padrão, forma e incremento da rugosidade; no caso desta mudança se dar de forma ampla, a incisão fluvial exerceria o papel principal e, sendo muito grande, a rede de drenagem pode passar por um processo de rejuvenescimento total.

O mesmo autor, baseando-se nos trabalhos de Wood et. al (1992) e Yoxall (1969)², para falar sobre taxa de variação do nível de base adicionou que se esta mudança acontecer de forma rápida, os canais podem manifestar uma incisão vertical com uma pequena migração lateral e, se suceder lentamente, pode propiciar uma migração lateral considerável, produzindo um ajuste na declividade. Aparentemente, as mudanças rápidas do nível de base têm um impacto maior a montante do que aquelas experimentadas pelo relevo de forma gradual (SCHUMM, 1993).

Se a duração destas variações for muito prolongada, “a taxa será lenta e muitos ajustes do sistema fluvial podem ocorrer para anular os efeitos da mudança de nível de base de longo prazo” (SCHUMM, 1993, p. 282). Em contrapartida, se este rebaixamento fosse grande e rápido o impacto seria considerável, tendo incisão do canal a montante, mesmo que o nível de base tivesse retornado à sua posição original.

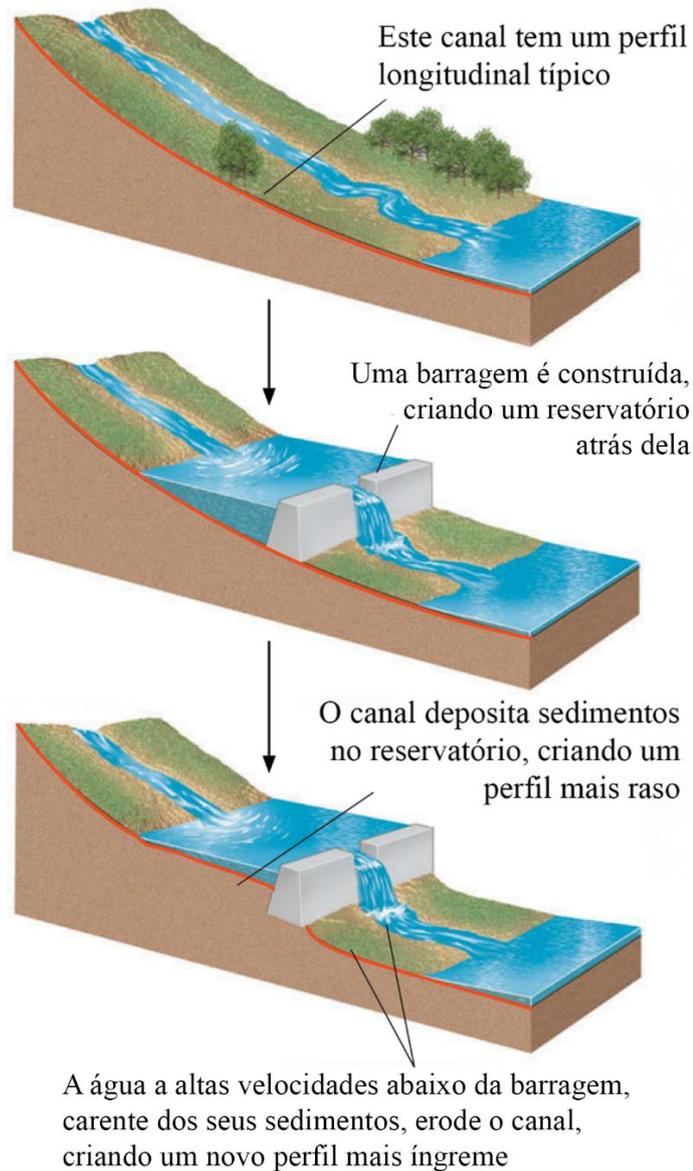
A origem dos condicionantes dos níveis de base fluviais encontra-se associada aos processos naturais. Porém, a influência antrópica pode modificar com elevada rapidez o balanço preexistente entre o regime hidrológico, a morfologia do canal, e a carga sedimentar (GERMANOSKI; RITTER, 1988).

Quando um barramento é implantado observa-se um comportamento similar àquele da Figura 2.2, podendo-se afirmar:

Represar um canal artificialmente pode criar um novo nível de base local [...] A declividade do canal a montante da barragem diminui porque o novo nível de base local aplaina artificialmente o perfil do rio no reservatório formado atrás da barragem. A diminuição da declividade reduz a velocidade do fluxo, diminuindo sua capacidade de transportar sedimentos. O canal deposita parte do sedimento no leito, o que torna a concavidade um pouco mais rasa do que era antes da construção da barragem. Abaixo da barragem, o rio, agora carregando muito menos sedimentos, ajusta seu perfil às novas condições e normalmente erode seu canal na seção logo abaixo da barragem (GROTZINGER; JORDAN, 2014, p. 520).

² Wood, L. J.; Etheridge, F. G.; and Schumm, S. A., 1992, An experimental study of the influence of subaqueous shelf angles on coastal-plain and shelf deposits: Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., in press; Yoxall, W. H., 1969, The relationship between falling baselevel and lateral erosion in experimental streams: Geol. Soc. America Bull., v. 80, p. 1379-1384.

Figura 2.2 – Formação de nível de base pela construção da barragem



Fonte: Grotzinger e Jordan (2014)

As variações dos níveis de base fluviais também se entendem regulares devido as mudanças climáticas e a sua repercussão direta nas oscilações do nível do mar (BIERMAN; MONTGOMERY, 2014). Os principais efeitos do clima sob as anomalias fluviais em estudo são aqueles exercidos através das influências da temperatura, precipitação, intemperismo e erosão, modificando assim a forma em que acontece a deposição e transporte de sedimentos através do canal (GROTZINGER; JORDAN, 2014). Desta forma, associa-se o incremento no vigor da erosão continental à regressão marinha, ou seja, à uma queda relativa do nível do mar.

As flutuações do nível do mar têm maior repercussão nas bacias exorréicas, dado que este é o seu nível de base final. Ao subir o nível do mar, torna-se possível a consequente

elevação dos níveis de base locais situados a montante da linha de costa, propiciando assim, uma maior acumulação sedimentos (YU; GUO, 2019). Além disso, como descrevem Suguio et al. (1985):

“Os efeitos oceanográficos que podem afetar a altura do mar são essencialmente as marés, as grandes correntes e os turbilhonamentos associados, além das variações de declividade devidas ao vento, pressão e temperatura da água ou salinidade. As modificações de volume das bacias oceânicas (tectono-eustasia) e as variações de volume dos oceanos, (glacioeustasia) fazem sentir seus efeitos em escala mundial. Por outro lado, as modificações da superfície do geóide (eustasia geoidal) e as modificações de nível dos continentes atuam em escalas local ou regional” (SUGUIO et al., 1985, p. 274).

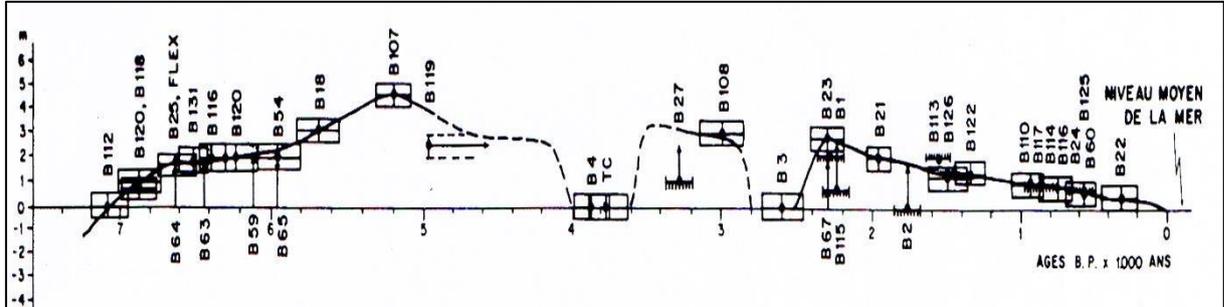
Conforme vários autores (DA CUNHA et al., 2017; MARTIN et al., 1980; MURRAY-WALLACE; WOODROFFE, 2014; SUGUIO et. al, 1985) o Quaternário foi um período interessante para o estudo das marcadas variações climáticas experimentadas na Terra, que repercutiram no nível dos oceanos. Suguio et. al, (1985), abordaram as flutuações apresentadas pelo nível relativo do mar durante o Neokuaternário ao longo do litoral brasileiro, asseverando a importância deste estudo para a evolução das planícies costeiras do país. De tal forma, foi possível identificar a existência de um nível marinho (mais antigo que 120.000 anos) que atingiu ± 2 m acima do atual, especificamente, no litoral dos Estados Bahia e Sergipe.

Nos últimos 7.000 anos, têm sido registradas estas variações em vários trechos da costa atlântica brasileira. No Estado da Bahia, foi possível construir uma curva bastante precisa que representasse as flutuações do nível relativo do mar para o Norte de Salvador (Figura 2.3), descrita no trabalho de Suguio et. al, (1985), da seguinte maneira:

a) o "zero atual" (nível médio atual) foi ultrapassado pela primeira vez no Holoceno há cerca de 7.100 anos; **b)** há aproximadamente 5.100 anos o nível relativo do mar passou pelo primeiro máximo situado $4,8 \pm 0,5$ m acima do atual; **c)** após este máximo, ocorreu uma rápida regressão até cerca de 4.900 anos Antes do Presente (AP), lenta até 4.200 anos A.P. e novamente acelerada até cerca de 3.900 anos A.P. Nesta época, o nível relativo do mar passou por um mínimo que se situou provavelmente pouco abaixo do atual; **d)** entre 3.900 e 3.600 anos A.P, ocorreu uma transgressão rápida e, em torno de 3.600 anos A.P., o nível relativo do mar passou por um segundo máximo, situado $3,5 \pm 0,5$ m acima do nível atual; **e)** entre 3.600 e 3.000 anos A.P. o nível relativo do mar desceu lenta e regularmente. Após 3.000 anos A.P. o abaixamento tornou-se rápido e, em torno de 2.800 anos A.P., o nível relativo do mar deveria situar-se levemente abaixo do atual; **f)** entre 2.700 e 2.500 anos A.P. o nível relativo do mar elevou-se muito rapidamente e, em torno de 2.500 anos A.P., ele passou por um terceiro máximo situado

2,5 ± 0,5 m acima do atual; g) após 2.500 anos A.P. o nível relativo do mar sofreu um abaixamento regular até atingir a posição atual.

Figura 2.3 – Curva de variação do nível relativo do mar (NRM) dos últimos 7.000 anos

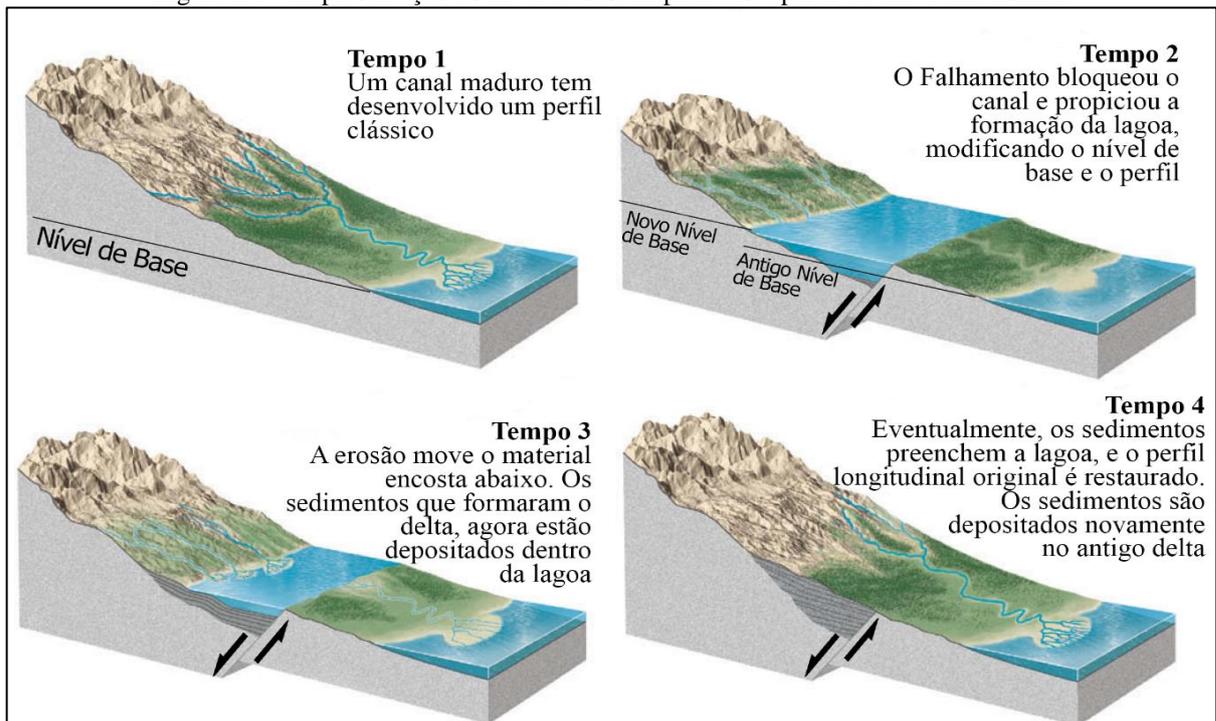


Fonte: Martin et. al (1979)

Na instauração de níveis de base fluviais, também se encontram os controles geológicos, sendo de elevada relevância aqueles de natureza tectônica, como as estruturas rúpteis e dúcteis; e os de caráter geomorfológicos, exemplificando-se entre eles as soleiras geomorfológicas (SCHUMM, 1979, 1993; SUMMERFIELD; HULTON, 1994).

Conforme Grotzinger e Jordan (2014), o incremento do nível de base, em consequência de falhamentos, pode gerar espaço para a deposição de sedimentos, até alcançar um novo nível mais elevado. Exemplo disso, visualiza-se na Figura 2.4, onde o nível de base local flutuou graças a uma falha normal.

Figura 2.4 – Representação do nível de base implantado a partir de uma falha normal

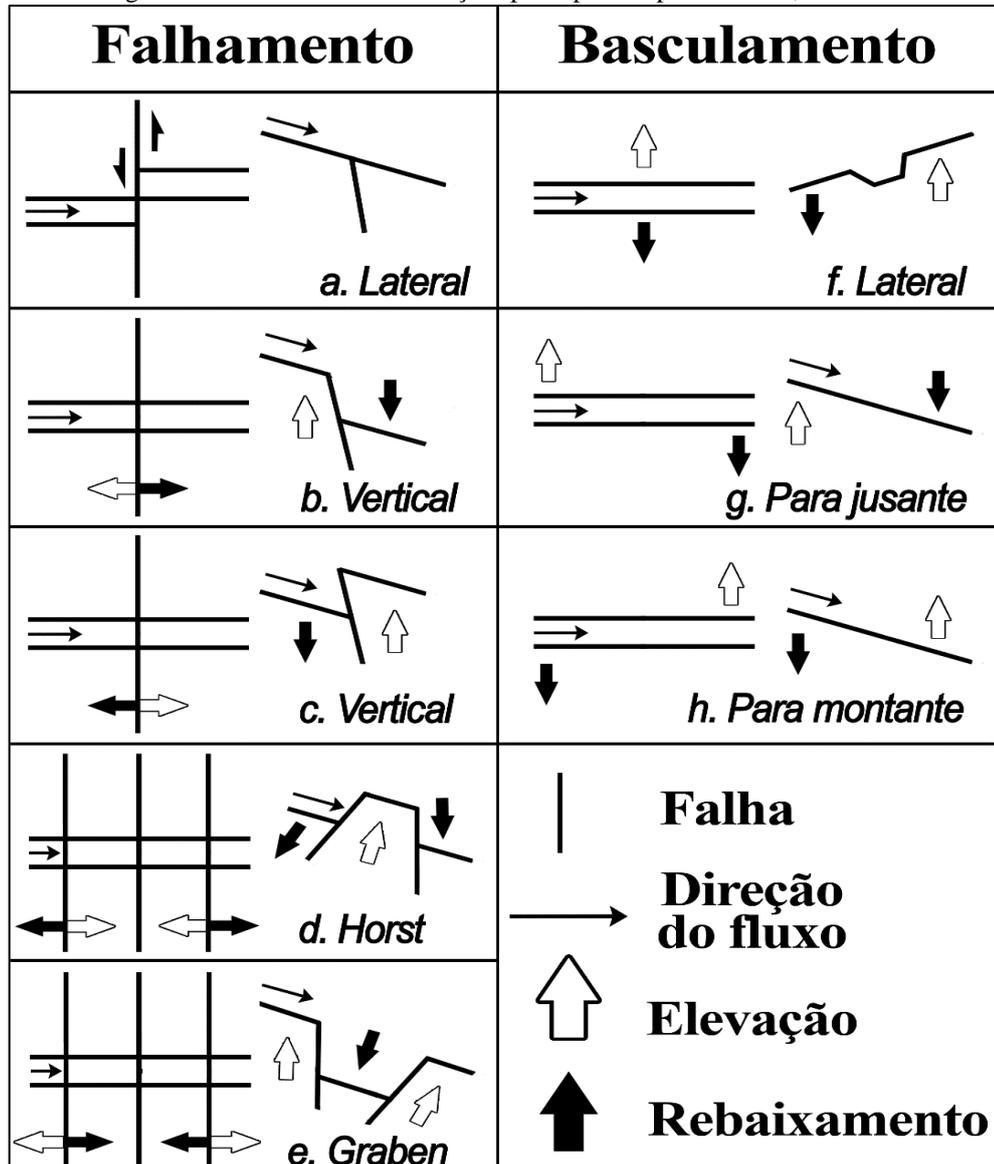


Fonte: Grotzinger e Jordan, 2014

Através dos efeitos da tectônica, o leito do rio tende a experimentar uma variação (aumento/redução) local do seu gradiente, mudanças na sinuosidade, assim como permitir a migração do canal em direção à parte mais baixa do bloco basculado (SCHUMM, 2005; LANA; CASTRO, 2012a).

A Figura 2.5, apresenta um apanhado dos principais tipos de falhas e basculamentos que podem perturbar os sistemas fluviais, acompanhados das alterações laterais e verticais associadas. É propício salientar, que, sem importar o tipo de falha, sua perpendicularidade com relação ao canal de drenagem, ou sequer o contato da mesma com o curso d'água, podem ser originados diferentes níveis de base fluviais (SCHUMM; DUMONT; HOLBROOK, 2002, *apud* LANA; CASTRO, 2012a).

Figura 2.5 – Síntese das deformações principais do perfil de rios, causadas



Fonte: Modificado de Schumm; Dumont; Holbrook (2002) em Lana & Castro (2012).

O trabalho de Lima (2017), aponta a existência de dois níveis de terraços no baixo curso do rio Itapicuru-BA. Entre os condicionantes atribuídos a esta variação do nível de base fluvial encontram-se aqueles de ordem tectônica e litológica, devido a presença de consecutivos sistemas de falhas, zonas de cisalhamento, e setores onde o fluxo d'água é dominado pela resistência do leito do canal. Para Schumm (1993), esta classe de controles podem prevenir ou atrasar a propagação dos efeitos a montante, dando indícios sobre a natureza do leito do canal:

“Se o aluvião do vale for coeso, a incisão pode ser propagada rapidamente a montante do rio. Se houver uma camada resistente (camada de raízes, grama, sedimento compactado, silte coeso e argila sobre areia), um knickpoint pode reter sua identidade e migrar por longas distâncias rio acima. Se o aluvião for arenoso, o efeito da mudança do nível de base pode ser dissipado no largo e raso canal que resulta quando ocorre a incisão neste tipo de sedimento” Schumm (1993) p.p 282

As considerações de Gabet, (2020), feitas em relação a encosta oeste do norte de Serra Nevada (EUA) mostram as quebras na declividade do perfil do rio South Fork American, produto da justaposição de rochas graníticas e rochas metassedimentares não quartzíticas. O cruzamento entre litologias de diferentes resistências aos processos erosivos, também foi abordado por Nash e Eckardt (2016), que apresentaram as evidências da formação de níveis de base no deserto de Kalahari, ao Sul da África. Naquele trabalho, evidenciou-se a ocorrência de *knickpoints* em múltiplos setores da drenagem, entre eles, no rio Molopo, que se deu pelo contato entre os sedimentos do Grupo Kalahari e um grupo mais resistente denominado Karoo Dwyka, composto por diamictitos, siltitos e arenitos; devido a isto, a erosão das formações mais jovens, deixou expostas aquelas mais antigas e de maior resistência.

De igual forma, a presença de níveis de base, pode ser correlacionada com controles de cunho geomorfológico. Segundo Schumm (1979), a existência de soleiras geomorfológicas pode manifestar a existência de controles inerentes a paisagem capazes de alterar a morfologia do terreno, e por conseguinte, o nível de base de um canal de drenagem, sem requerer, imperiosamente, a atuação de estímulos externos. O autor sinaliza que “é a mudança na forma do terreno em si que é mais importante, porque até que ela evolua para uma situação crítica, o ajuste ou falha não ocorrerá” (SCHUMM, 1979, p. 487).

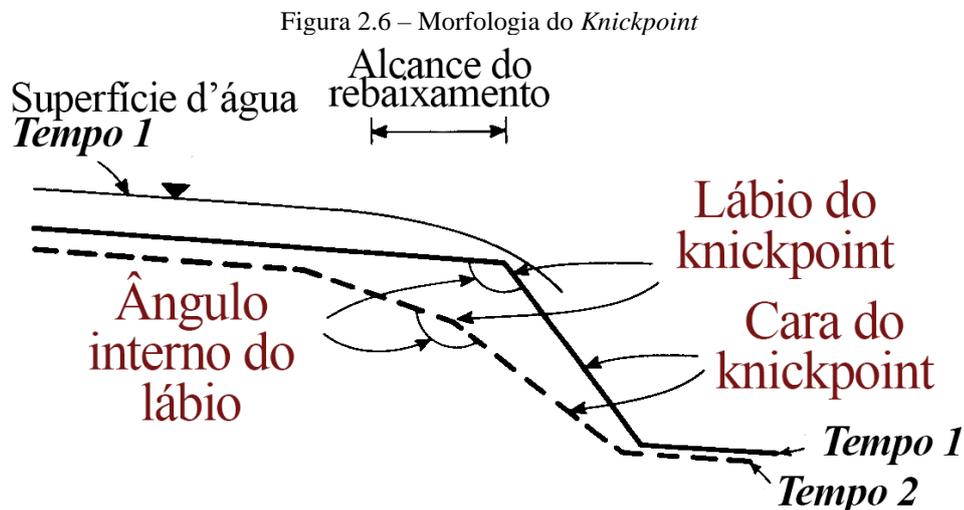
Como apresentado também por Schumm (1993), no caso de acontecer uma redução abrupta deste nível, é fundamental o estudo da superfície resultante, já que o impacto da perturbação é diferente ao longo de uma escarpa, que aquele exercido gradualmente, através da retração da linha de costa. O mesmo autor sustenta que morfologia do vale é importante para determinar a habilidade do rio de se ajustar a variação do nível de base, afirmando que “Se o canal estiver num vale amplo ou fluindo através de uma planície, ele pode se deslocar

lateralmente. Um canal confinado dentro de um vale estreito só pode sofrer agradação ou degradação” (SCHUMM, 1993, p 282). Além do mais, Schumm (1993) presta atenção a morfologia e sensibilidade, ou a ajustabilidade do rio, porque dependendo disto, um canal de drenagem pode modificar seu padrão e forma. No caso de um canal de drenagem ser retilíneo ou sinuoso, depois de um rebaixamento do nível de base, a sinuosidade pode sofrer um incremento sem maior incisão fluvial.

Além dos condicionantes apresentados anteriormente, a presença de níveis de base fluviais também pode ser condicionada pelos fenômenos de reajuste isostático, resistência do pacote sedimentar à degradação, confluência de tributários e variações de descarga (LANA; CASTRO, 2012a).

2.3 EVIDÊNCIAS DAS VARIAÇÕES DOS NÍVEIS DE BASE FLUVIAIS

As mudanças abruptas na declividade dos canais, manifestam-se no relevo em forma de feições transitórias, denominadas *knickpoints* (Figura 2.6) (GARDNER, 1983; RHOADS, 2020). Geralmente, a formação destas anomalias locais se dá através dos mesmos condicionantes das variações do nível de base; por esta razão, uma vez perturbado o equilíbrio dinâmico do rio por forças externas, são demarcadas zonas de ajuste ativo, encontradas a jusante dos *knickpoints*, contra zonas a montante que ainda precisam de arranjos na sua configuração geral (RHOADS, 2020; WHIPPLE; DIBIASE; CROSBY, 2013). Embora os estímulos extrínsecos promovam a implantação de *knickpoints*, estes também tendem a se desenvolver como produto do encontro entre diferentes resistências litológicas ou pela deposição de sedimentos a partir dos tributários cujo aporte está atrelado aos ajustes na declividade do seu canal (WHIPPLE; DIBIASE; CROSBY, 2013).

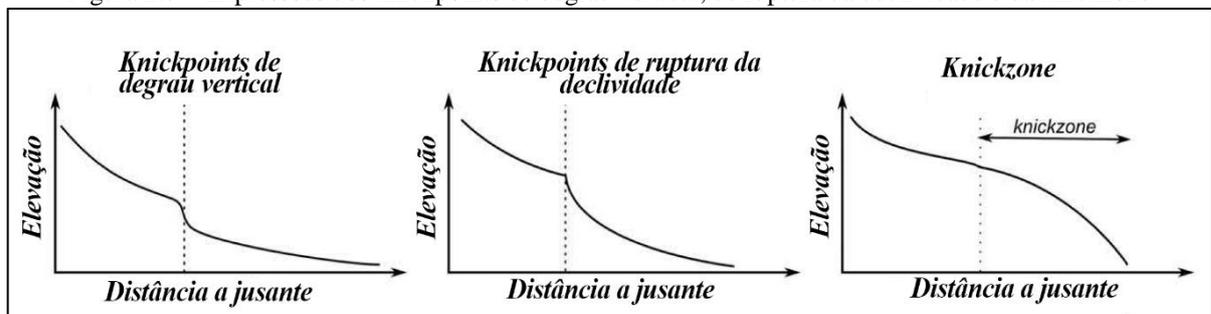


Fonte: Modificado de Gardner (1983)

Outros autores afirmam que “alguns *knickpoints*, uma vez estabelecidos, recuam rio acima ao longo do tempo, deixando em seu rastro canais incisos e várzeas abandonadas, que se tornarão terraços” (BIERMAN; MONTGOMERY, 2014, p. 234).

Morfologicamente, existem duas variedades de *knickpoints*: os de degrau vertical e os de ruptura da declividade³ (Figura 2.7). Rhoads (2020), indica que os *knickpoints* de degrau vertical são íngremes e de curta extensão, caracterizados por apresentar uma verticalidade total ou parcial. Normalmente esse tipo de *knickpoints* se desenvolvem como uma resposta rápida a um rebaixamento do nível de base, se propagando progressivamente a montante, até ser ajustada a distribuição espacial das elevações do leito em relação ao novo nível de base. As cachoeiras e corredeiras são exemplos deste tipo de *knickpoints*.

Figura 2.7 – Expressões dos *knickpoints* de degrau vertical, de ruptura da declividade e da *knickzone*



Fonte: Modificado de Lague (2014) em Rhoads (2020)

No caso dos *knickpoints* de ruptura da declividade, Rhoads (2020) assevera que, definem transições entre seções côncavas do perfil longitudinal, com diferentes índices de inclinação (*steepness indices*). Usualmente, esses *knickpoints* formam-se a partir de contínuas mudanças nas taxas dos esforços externos, em lugar de episódios abruptos de estímulos (WHIPPLE; DIBIASE; CROSBY, 2013). Como exemplos disso, se tem as mudanças na taxa de soerguimento do leito ou das oscilações climáticas, que podem repercutir na incisão fluvial (RHOADS, 2020).

Também é conveniente conhecer que os setores da drenagem onde se apresentam estas configurações reiteradamente denominam-se de *knickzones*. Nesses setores é possível agrupar *knickpoints* relacionados geneticamente, que quando instalados em elevações semelhantes, com taxas de erosão e soerguimento homogêneo, podem favorecer a incisão vertical de forma constante (NIEMANN et al., 2001).

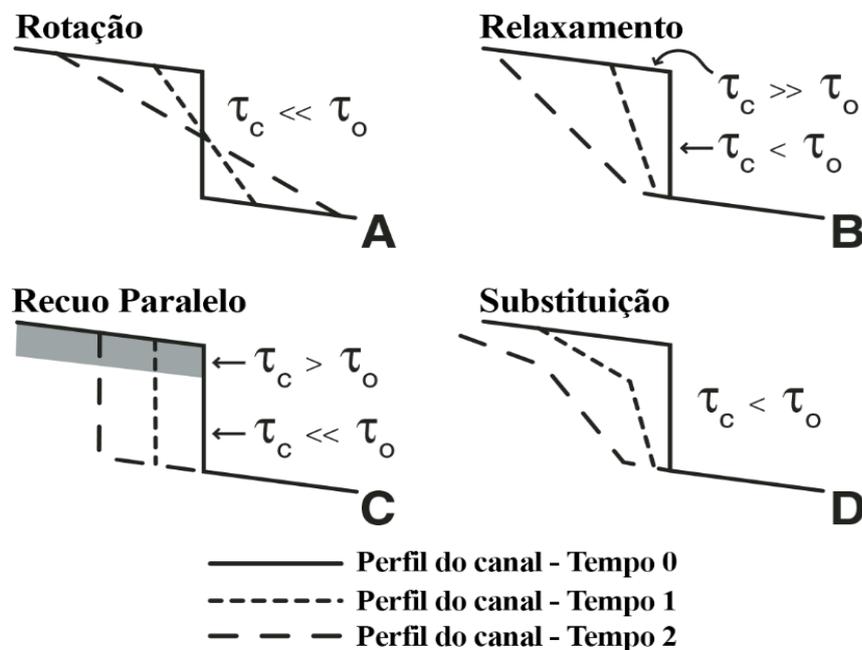
³ Tradução do inglês “*vertical-step knickpoints*” e “*slope-break knickpoints*”, respectivamente.

Com suporte nos estudos experimentais de Gardner (1983), relacionados a evolução de *knickpoints* sobre um leito rochoso simulado e de comportamento homogêneo, considera-se a existência de três modelos básicos que retratam os mecanismos envolvidos na instalação destes entes geomorfológicos.

Em primeiro lugar, descreve-se a substituição, como um agente que favorece o desgaste vertical apenas a montante do *knickpoint*, conforme vai se reclinando nesta mesma direção, desde uma posição fixa da sua origem. Seguidamente, encontra-se o recuo paralelo, donde a cara do *knickpoint* migra a montante enquanto o resto permanece vertical. E, para concluir, se tem um modelo com duas acepções formado a partir da inclinação do canal, onde um deles ocorre por rotação do *knickpoint* desde seu ponto médio, e o outro é dominado pela inclinação da base da cara do *knickpoint* originalmente vertical (GARDNER,1983).

As bases destes modelos, segundo o mesmo autor, derivam dos seguintes critérios: a) relação entre o a tensão de cisalhamento crítica no fundo do leito do canal (τ_c), necessária para a erosão começar, e a tensão de cisalhamento no fundo (τ_o); b) natureza das discontinuidades de transporte de carga de fundo; c) variabilidade espacial da resistência do substrato rochoso à erosão fluvial (Figura 2.8).

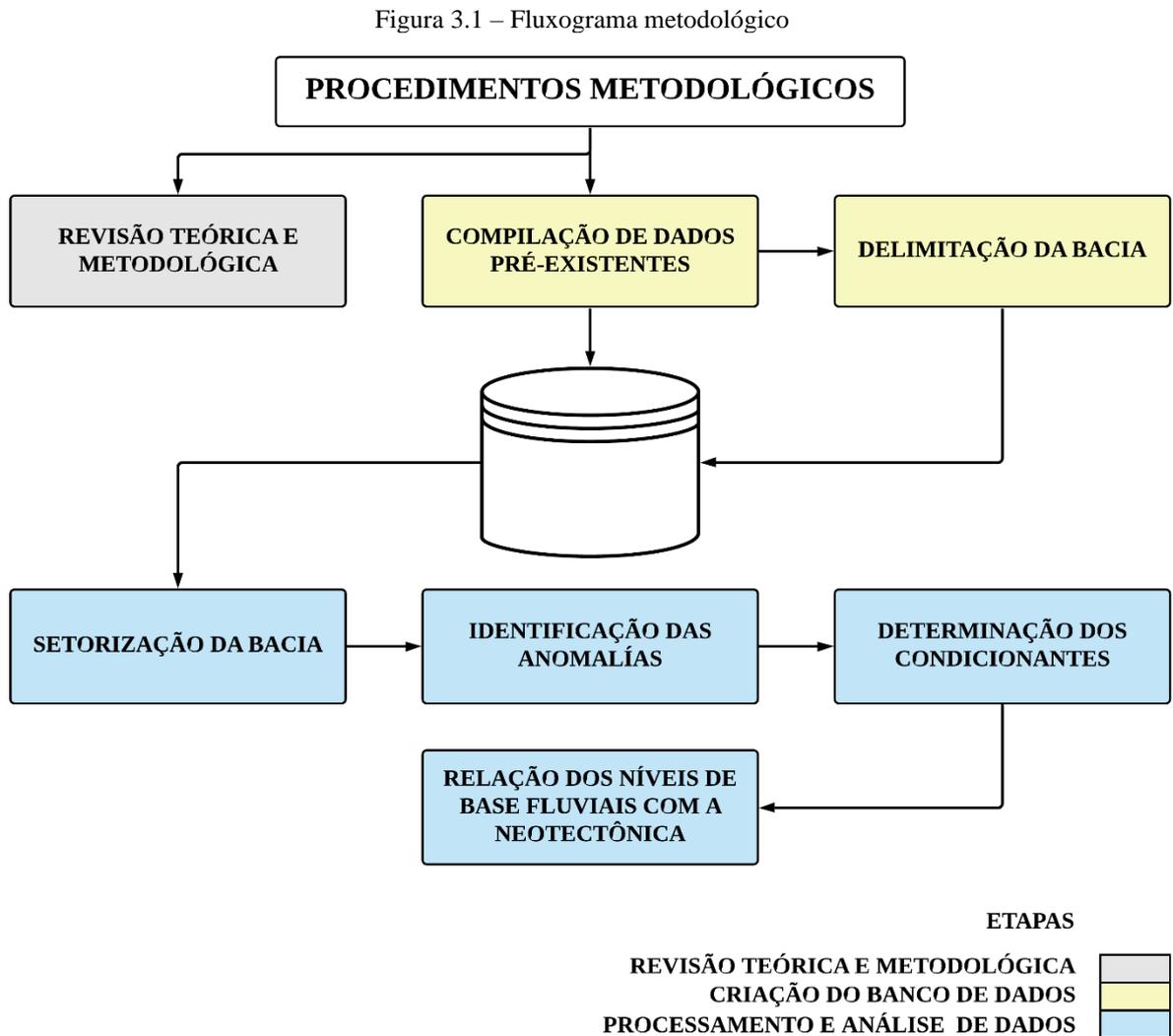
Figura 2.8 – Modelos de evolução de *knickpoint* para vários tipos de materiais do leito



Fonte: Modificado de Gardner 1983 em Frankel (2007).

3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

A modelagem dos níveis de base do rio Jacuípe enquadra-se segundo Mazucato (2018), numa pesquisa experimental desenvolvida a partir de testes computacionais. Assim, para compreender a resposta dos canais de drenagem aos parâmetros condicionantes aqui considerados, foram empregados os procedimentos metodológicos sintetizados no seguinte fluxograma (Figura 3.1).



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

3.1 REVISÃO TEÓRICA E METODOLÓGICA

Foi feita uma revisão sistemática da literatura especializada brasileira e internacional, para a construção das bases teóricas e metodológicas. Para isto, consideraram-se,

majoritariamente, as produções científicas em formato de artigos, dissertações e teses. Além disso, compilou-se informação bibliográfica de órgãos nacionais e estaduais, como a Agência Nacional de Águas (ANA), Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais (SEI), dentre outros, mediante os seus sites oficiais e/ou relatórios técnicos.

A revisão da literatura desenvolveu-se continuamente desde o momento inicial da pesquisa até os estágios finais da mesma.

3.2 CRIAÇÃO DO BANCO DE DADOS

Elaborou-se um banco de dados georreferenciado, composto por entidades vetoriais e matriciais. Os tópicos apresentados a seguir descrevem cada um dos processos realizados para a obtenção das principais informações que sustentaram a pesquisa; salientando, que ao trabalhar sob um Sistema de Informações Geográficas (SIG), a base de dados experimenta uma contínua retroalimentação por meio dos produtos obtidos nas etapas seguintes.

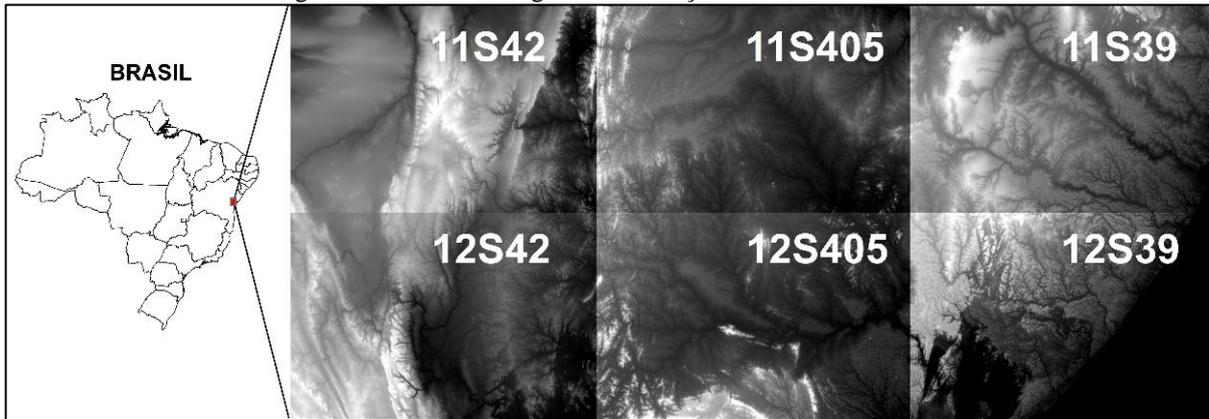
3.2.1 Compilação de dados preexistentes

O levantamento do material digital preexistente foi executado através dos bancos de dados da ANA, IBGE, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), CPRM, Departamento Nacional de Infraestrutura de Transportes (DNIT) e MapBiomas, Coleção 5.0. Procurou-se coletar a maior quantidade de informações oficiais em formato matricial (*raster*), tal como os usos e coberturas do solo, além de imagens orbitais obtidas do Google Earth Pro, e em formato vetorial (*shapefile*), encontrando-se a divisão político-territorial da área de interesse, delimitação oficial da bacia hidrográfica, geologia, geomorfologia, hidrografia, assim como os dados relacionados à infraestrutura de energia e transporte.

Para a obtenção dos atributos quantificáveis do relevo, recorreu-se ao Banco de Dados Geomorfológicos do Brasil – TOPODATA, adquirindo-se um MDE/SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), com resolução espacial refinada de 30 metros (VALERIANO, 2008).

O conjunto de imagens selecionadas para o estudo, conformou-se pelas folhas com escalas de 1:250.000, apresentadas na Figura 3.2.

Figura 3.2 – Modelos digitais de elevação utilizados no estudo



Fonte: Modificado do Mapa Índice TOPODATA, disponível em: <http://webmapit.com.br/inpe/topodata/>

Também se utilizaram as cenas 10S39, 10S42, 10S405, 10S435, 11S435, 12S435, 13S39, 13S42, 13S405 e 13S435 para o mosaico implementado na etapa da comprovação dos níveis de base com a neotectônica.

3.2.2 Delimitação da bacia

A BHRJ foi delimitada conforme a metodologia proposta por Dias et al. (2004), no *software* ArcMap 10.3, da ESRI[®]. Para a realização desta atividade, precisou-se das extensões *Spatial Analyst Tools* e *Hydrology Modelling*, de acordo com a seguinte ordem: a) preenchimentos das depressões do MDE, através do comando “*Fill Sinks*”; b) elaboração do *raster* de direção de fluxo por meio do comando “*Flow Direction*”; c) geração da bacia hidrográfica, com base no *raster* de direção de fluxo, utilizando o comando “*Watershed*”. A rede de drenagem, extraiu-se do *raster* de direção de fluxo acumulado (*Flow Accumulation*).

Implementaram-se duas metodologias para a extração das sub-bacias do rio Jacuípe. A primeira delas se realizou de forma automática mediante o *software* GlobalMapper 21.0 (comando “*Create Watershed*”), e a segunda foi feita manualmente no ArcMap10.3 (DELINEATING, 2019), considerando-se aquelas sub-bacias superiores ou próximos aos 20km².

3.3 PROCESSAMENTO E ANÁLISE DE DADOS

Esta etapa da pesquisa dividiu-se em três fases: setorização da bacia, identificação das anomalias e determinação dos controles das variações dos níveis de base fluviais. Procurou-se, na medida do possível, a realização de mapas com paletas de cores que facilitaram a percepção das informações para pessoas com daltonismo.

Para a extração, processamento e interpretação das feições do relevo da BHRJ, utilizou-se o *software* ArcMap 10.3, além de outras ferramentas computacionais que serão sinalizadas no texto.

3.3.1 Setorização da bacia

As bacias hidrográficas são consideradas como um recorte adequado para a análise dos sistemas naturais, e da interferência antrópica a eles associada (LIMA, 2005). Em razão da BHRJ ser de grande porte, por apresentar uma área superior aos 10.000 km² (COLLISCHONN, 2001), torna-se factível a implementação de metodologias para sua setorização, detalhamento e gestão.

No presente trabalho, demarcaram-se três setores representativos do alto, médio e baixo curso, estudando-se zonas homólogas da bacia, através de mapas de declividade e hipsometria, além do perfil longitudinal do canal principal, como sugerido na literatura (FRANÇA, 2019; SILVA, 2010; SOARES; PIROLI, 2019).

Realizou-se o mapa de declividade conforme a distribuição de classes da EMBRAPA (1979), agrupando os relevos: sub-horizontal (0 – 3%), suave ondulado (3 – 8%), ondulado (8 – 20%), forte ondulado (20 – 45%), montanhoso (45 – 75%) e escarpado (>75%); assim como o mapa hipsométrico, implementaram-se oito classes altimétricas, separadas a cada 100 metros, a exceção daquela com altitudes inferiores aos 100 metros, e a classe com as elevações acima dos 700 metros.

O perfil longitudinal, produziu-se no *Excel*, com as cotas altimétricas da calha do canal principal, interceptadas pelas curvas de nível com intervalo de contorno de 30 metros, extraídas de acordo com a máxima resolução espacial do MDE implementado. A distância entre pontos, mediu-se a partir do comando *Measure*, a jusante do rio, considerando-se a litologia descrita por Souza, Melo e Kosin (2003), obtidas através do portal da CPRM: <<https://geoportal.cprm.gov.br/geosgb/>>.

As fronteiras estabelecidas entre compartimentos, traçaram-se de acordo com os limites das sub-bacias extraídas automaticamente, possibilitando a criação de áreas com contornos pensados nas feições morfológicas do local, respeitando o comprimento dos tributários.

Uma vez definidos os setores, utilizou-se o *raster* de fluxo acumulado e o comando “*Stream Order*”, para a extração dos canais de drenagem e o estabelecimento da hierarquia fluvial dos mesmos, conforme as contribuições de Horton (1945) modificadas por Strahler (1957). O método proposto pelos autores, aponta o aumento da ordem de fluxo pelas junções

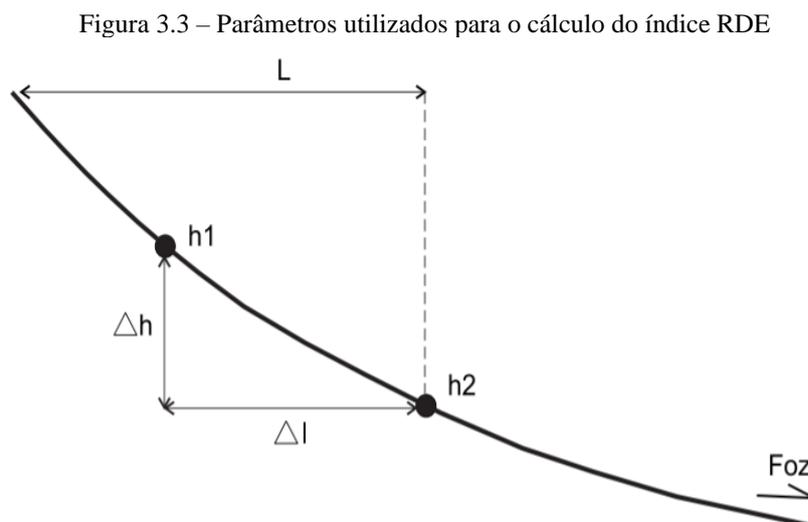
de canais de drenagem, onde os canais enquadrados na primeira ordem, não possuem tributários e sua confluência com outro dessa mesma hierarquia, produziria um canal de segunda ordem. Os cursos d'água de terceira ordem, são aqueles que recebem dois ou mais tributários de segunda ordem, ou confluem neles canais drenagem de primeira ordem, repetindo-se o procedimento até se definir a última hierarquia, equivalente ao canal principal do rio.

Seguidamente, implementou-se a função “*Stream to feature*” para a obtenção da rede de drenagem em formato vetorial, e prosseguiu-se com a análise dos padrões de drenagem presentes na bacia.

3.3.2 Identificação das anomalias

A identificação dos níveis de base fluviais da BHRJ se deu mediante a confecção do mapa do Índice de Hack, (IH) (HACK, 1957,1973), também conhecido na literatura brasileira como índice Relação Declividade-Extensão (RDE) (ETCHEBEHERE et al., 2004), e do mapa de Densidade de *Knickpoints* (Kd) para a identificação das *knickzones*.

O índice RDE é calculado multiplicando-se o gradiente de declividade do segmento fluvial pela distância entre esse trecho e a nascente do rio, que então determina os *knickpoints* de interesse em estudos morfotectônicos, morfoestruturais e neotectônicos (QUEIROZ; SALAMUNI; NASCIMENTO, 2015). Na Figura 3.3 apreciam-se os parâmetros necessários para a determinação do índice RDE.



Fonte: Etchebehere et al (2004)

O índice RDE para um trecho (RDEs) pode ser obtido a partir da relação:

$$RDEs = (\Delta H / \Delta L) \times L$$

Onde ΔH equivale a diferença de elevação entre dois extremidades de um trecho fluvial ao longo de um rio; ΔL representa o comprimento do trecho em estudo; e L é a distância entre a extremidade inferior deste trecho e a nascente do rio.

Por outra parte, este índice também é calculado para o total do rio (RDEt), considerando-se a diferença altimétrica entre a cota da nascente e a cota da foz, e o logaritmo natural do comprimento total do canal, através da equação:

$$RDEt = \Delta H / \ln L$$

Seeber e Gornitz (1983), identificaram setores anômalos da rede de drenagem mediante a razão entre os índices RDEs e RDEt, quando o valor obtido foi superior a 2. De forma que, as anomalias são consideradas de 2ª ordem se o valor de RDEs/RDEt se encontrar entre 2 e 10; e de 1ª ordem, quando o valor de RDEs/RDEt estiver acima de 10. As anomalias de 1ª ordem situam-se em trechos muito declivosos, ao tempo que as anomalias de 2ª ordem se encontram em segmentos com declividades levemente superiores as de um perfil em equilíbrio (MONTEIRO; TAVARES; CORREA, 2014).

Para a obtenção destes valores de forma simples, rápida e sem os erros associados aos processamentos manuais dentro do SIG, foi utilizada a ferramenta computacional de análise morfométricas *KnickpointFinder* (QUEIROZ; SALAMUNI; NASCIMENTO, 2015) desenvolvida com base nas metodologias de Hack (1957, 1973) e Etchebehere et al., (2004), instalada no ArcMap 10.3.

Em função disto, realizou-se o mapa do índice de Hack (IH) para se apreciar a distribuição espacial das anomalias de 1ª e 2ª ordem, associando-se estas últimas à instalação de *knickpoints*. Também foi gerado o mapa de densidade de *knickpoints*, com os valores de RDEs/RDEt. Este último mapa foi confeccionado com auxílio do comando “*Kernel Density*” da caixa de ferramentas “*Density*” do “*Spatial Analyst Tools*”.

3.3.3 Determinação dos condicionantes

Os condicionantes dos *knickpoints* identificados na BHRJ, foram inferidos em função da sua gênese, prestando-se especial atenção naqueles de caráter estrutural, tectônico, litológico e hidrológico. A distribuição espacial destes controles, apreciou-se através da elaboração e integração de diversos produtos temáticos apresentados a continuação.

3.3.3.1 Controle estrutural

A determinação do controle estrutural da BHRJ, foi realizada em três etapas: determinação dos índices estruturais [1], geomorfológicos [2], e a modelagem do controle estrutural da rede de drenagem [3].

- Índices Estruturais

As áreas sob controle estrutural quase sempre estão representadas cartograficamente por um conjunto de lineamentos, que denotam a presença de fraturas ou zonas de fraturas (falhas, zonas de falha, zonas de cisalhamento e juntas) (LIU, 1984). Segundo O'leary, Friedman e Pohn (1976), entende-se por lineamento a uma característica mapeável, linear (reta ou ligeiramente encurvada), que difere dos padrões de elementos adjacentes e reflete possíveis fenômenos da subsuperfície. Nesse sentido, elaboraram-se mapas de lineamentos (L), densidade de lineamentos (Ld) e frequência de lineamentos (Lf).

Mapa de lineamentos (L)

O primeiro passo para a confecção do mapa de Lineamentos da BHRJ (L), consistiu na extração manual das feições retilíneas do relevo, positivas e negativas (cristas e fundos de vales alinhados), a partir do mapa de Fusão de Relevo Sombreado. Conforme Liu (1984), diferentes direções de iluminação solar favorecem o realce da topografia, o que direcionou a produção de mapas de sombreamento do relevo com azimutes de iluminação de 0°, 45°, 90°, 135° num ângulo de 45°, para sua posterior fusão.

A vetorização manual dos lineamentos baseou-se nos critérios utilizados por Rojas González e Lima (2021), e Lima, Vilas Boas e Bezerra (2006), portanto: a) as falhas de maior relevância identificam-se pelo alinhamento de um mesmo canal de drenagem por vários quilômetros; b) as zonas de falha e/ou juntas tectônicas representam-se como trechos fluviais retilíneos encontrados reiteradamente ao longo de uma faixa de terreno bem delimitada; c) os limites de blocos tectônicos, bem como as direções de basculamento dos blocos, retratam-se nas variações abruptas na orientação dos fluxos d'água de um grupo de microbacias para outro. Os dados azimutais das estruturas lineares determinaram-se mediante a ferramenta computacional AzimuthFinder (QUEIROZ; SALAMUNI; NASCIMENTO, 2014), instalada no ArcMap 10.3. O arquivo de texto obtido nesse *software*, foi utilizado no Stereo32, para a

posterior representação das principais direções dos lineamentos em diagramas de rosetas de frequências absolutas.

Mapas de densidade (Ld) e frequência (Lf) de lineamentos

Foram realizados mapas de densidade de lineamentos (Ld) e frequência de lineamentos (Lf), utilizando-se os comandos *Line Density* e *Kernel Density*, respectivamente, presentes na seção de *Spatial Analyst Tool* do ArcMap 10.3. O tamanho da célula foi de 30m e a unidade de área dos mapas representou-se em km/km².

Em termos gerais, estes dois índices favorecem a discriminação dos *trends* estruturais da área, quantificando-se para o mapa de densidade de lineamentos (Ld) o comprimento total de lineamentos por km²; e para o mapa de frequência de lineamentos (Lf) o número total de lineamentos por km².

- Índices Geomorfológicos

Utilizaram-se os índices geomorfológicos densidade de drenagem (Dd) e frequência de fluxo (Fu), como subsídio para a determinação dos condicionantes dos níveis de base fluviais, já que estes mostraram-se fatíveis para o reconhecimento de setores anômalos da rede de drenagem.

Mapa de densidade de drenagem (Dd)

A densidade de drenagem (Dd) foi definida pela primeira vez por Horton (1932), considerando-se um parâmetro capaz de revelar informações sobre o potencial de escoamento superficial, o grau de dissecação da paisagem, a permeabilidade das rochas e sua resistência à erosão, bem como da declividade do relevo (ARGYRIOU et al., 2017).

Este índice geomorfológico, está representado pela razão entre o comprimento dos rios ou canais (sejam eles efêmeros, intermitentes ou perenes) (L), em km; e a área da bacia hidrográfica (A) expressada em km². A quantificação da densidade de drenagem se dá a partir da equação:

$$Dd = L/A$$

Para a realização do mapa de densidade de drenagem, utilizou-se a ferramenta “*Line Density*” do *software* ArcMap 10.3, tendo como dado de entrada o arquivo vectorial da rede de drenagem, extraído em etapas anteriores.

O adensamento da rede de drenagem, tem sido relacionado a presença de um substrato capaz de impedir a infiltração d'água e oferecer melhores condições para o escoamento superficial (CHRISTOFOLETTI, 1980); assim como à distribuição dos principais *trends* estruturais da bacia, a encostas íngremes, bem como a áreas de ruptura de declive nas transições entre níveis planálticos, de uma forma local (HIRUMA; PONÇANO, 1994), portanto a implementação deste índice torna-se favorável para o reconhecimento dos níveis de base fluviais da BHRJ assim como o reconhecimento dos condicionantes da sua instalação, principalmente os controles estruturais.

Mapa de frequência de fluxo (Fu)

O índice geomorfológico frequência de fluxo (Fu), estabelecido por Horton (1932), representa o número de total de canais (N) definidos numa unidade de área (A), ou seja:

$$Fu = N/A$$

O mapa de Fu foi realizado no ArcMap 10.3, através da ferramenta “*Kernel Density*”, com tamanho de célula de 30m.

A Fu está diretamente correlacionada com a Dd (KOULI et al., 2007; THOMAS; JOSEPH; THRIVIKRAMAJI, 2010; GIRMA; ABRAHAM; MALUNEH; 2020). Um valor alto de Fu pode indicar um maior escoamento superficial e uma superfície de solo mais íngreme (RAO, 2009; YADAV et. al, 2014), o que favorece a identificação dos setores anômalos da rede de drenagem associados as variações do nível de base fluvial. Além disso, valores elevados de Fu, são relacionados a padrões lineares, paralelos ou subparalelos aos lineamentos tectônicos, mostrando que o desenvolvimento dos canais de drenagem pode ser atribuído à influência tectônica (KOULI et al., 2007).

- Modelagem do controle estrutural da rede de drenagem

Realizados os mapas de Densidade de lineamentos (Ld), Frequência de lineamentos (Lf), Densidade de drenagem (Dd) e Frequência de Fluxo (Fu), procedeu-se à integração dos mesmos mediante uma modelagem apoiada na Logica *Fuzzy* (LF) (ZADEH,1965) e no Processo Hierárquico Analítico (AHP) (SAATY, 1977), como evidenciado na literatura (DONEVSKA et al., 2012; RAMOS et al., 2018), no intuito de determinar os setores da BHRJ que melhor satisfizeram o controle estrutural da rede de drenagem.

Primeiramente, os valores dos mapas selecionados foram normalizados com base na LF (ZADEH, 1965), a qual tem sido amplamente utilizada em diversas áreas do conhecimento por representar o grau relativo de pertencimento de um elemento a um determinado conjunto, fornecendo uma abordagem flexível, capaz de admitir valores intermédios entre 0 (não pertença) até 1 (pertença total), e converter descrições semânticas num modelo numérico espacial favorável à localização de elementos de interesse (RAINES; SAWATZKY; BONHAM-CARTER, 2010). Por exemplo, para cada mapa fuzzificado, a ocorrência do fenômeno avaliado é nula quando apresentar valor 0, tornando-se significativamente maior à medida que se aproximar de 1. A standardização dos valores executou-se no ArcMap 10.3, por meio da extensão *Fuzzy Membership*, especificamente pela função *Fuzzy Linear*, caracterizada por estabelecer uma relação linear entre os valores mínimos e máximos de cada mapa (RAINES; SAWATZKY; BONHAM-CARTER, 2010).

Seguidamente, foi efetuada uma análise multicritério mediante o AHP (SAATY, 1977), a fim de ponderar de forma objetiva e consistente a importância relativa dos mapas fuzzificados. Este método à luz das considerações de Faria e Augusto Filho (2013), é capaz de fornecer um elevado grau de confiabilidade no processo de tomada de decisão, reduzindo a subjetividade no mapeamento final.

O primeiro passo para a realização do método AHP consistiu na construção de uma matriz de comparação recíproca a partir dos pesos relativos atribuídos por Rojas González e Lima (2021), conforme a escala fundamental de Saaty (Quadro 3.1).

Quadro 3.1 – Escala fundamental de Saaty para atribuição dos pesos

VALORES NUMÉRICOS	TERMOS VERBAIS	EXPLICAÇÃO
1	Igual importância	Dois alternativas contribuem igualmente para o objetivo.
3	Moderadamente mais importante	Experiência e julgamento favorecem levemente uma alternativa em relação a outra.
5	Fortemente mais importante	Experiência e julgamento favorecem fortemente uma alternativa em relação a outra.
7	Muito fortemente mais importante	Alternativa fortemente favorecida em relação a outra e sua dominância é demonstrada na prática.
9	Extremamente mais importante	A evidência favorece uma alternativa em relação a outra, com grau de certeza mais elevado.
2, 4, 6 e 8	Valores importantes intermediários	Quando se procura uma condição intermediária entre duas definições.

Fonte: Adaptado de Saaty (1990) em Faria e Augusto Filho (2013)

Depois disso, calculou-se e normalizou-se o vetor de prioridades (ou autovetor) da matriz utilizada, “O autovetor determina a participação ou o peso relativo de cada critério no resultado total da meta e corresponde de modo aproximado à média aritmética dos valores de cada um dos critérios” (FARIA; AUGUSTO FILHO, 2013, p.27).

A consistência dos julgamentos foi verificada mediante uma análise de sensibilidade realizada através da razão de consistência (CR) (SAATY, 1977). Uma matriz é considerada consistente se apresentar $CR \leq 0,1$. Os procedimentos e equações propostas por Saaty (1977) para determinação do CR serão apresentados a continuação:

- a) Cálculo do autovalor máximo ($\lambda_{m\acute{a}x}$) pela equação:

$$\lambda_{m\acute{a}x} = T.W$$

Onde: **T** é o autovetor normalizado; **W** representa a soma das colunas da matriz de comparações.

- b) Cálculo do índice de consistência (CI) através da equação:

$$CI = (\lambda_{m\acute{a}x} - n)/(n - 1)$$

Onde: **n** é o tamanho da matriz.

- c) Obtenção do índice de consistência aleatória ou índice randômico (RI): Este índice foi definido em função da tabela dos valores de consistência aleatória de Saaty (1980). Para efeitos deste trabalho utilizou-se $RI = 0,9$, já que a matriz elaborada abordou quatro critérios.

- d) Cálculo da razão de consistência (CR) mediante a equação:

$$CR = CI/RI$$

Uma vez definida a CR, executou-se a álgebra de mapas mediante o comando *Raster Calculator* do ArcMap 10.3, para a determinação dos controles estruturais da bacia, conforme a seguinte equação:

$$Ce = [(Ld * 0,17) + (Lf * 0,07) + (Dd * 0,50) + (Fu * 0,27)]$$

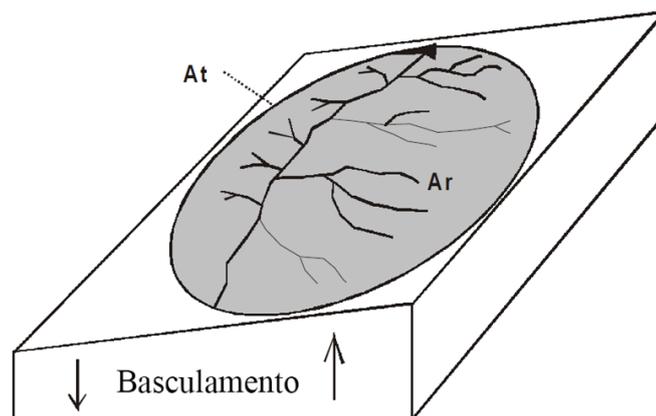
3.3.3.2 Controle tectônico

Nesta fase do estudo, implementaram-se os mapas do fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD) e o fator de simetria topográfica transversal (FSTT), a fim de compreender a relação das variações dos níveis de base com a migração lateral dos principais afluentes do rio Jacuípe, considerando-se estes índices indicativos de movimentações tectônicas ou a condicionamento litoestrutural. Para o cálculo destes parâmetros, utilizou-se a delimitação manual das sub-bacias do rio Jacuípe.

Mapa do fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD)

O fator de assimetria de bacias de drenagem (FABD), conforme apresentado por Hare e Gardner (1985), sugere que a assimetria de uma bacia reflete o componente de deslocamento lateral do seu canal principal, ortogonalmente à direção do seu eixo. O cálculo deste parâmetro é realizado através da equação: $FABD = 100 \times (Ar/At)$, onde Ar é a área da margem direita da bacia, e At corresponde a área total da bacia de drenagem, como visualizado na Figura 3.4. Os valores de FABD iguais ou próximos de 50 revelam pouca ou nenhuma atividade tectônica, valores superiores à 50 indicam um provável basculamento da margem direita da bacia, e aqueles menores do que 50, sugerem um provável basculamento da margem esquerda.

Figura 3.4 – Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem



$$FABD = 100 (Ar/At)$$

Exemplo numérico:

$$FABD = 100 (3,2\text{km}^2/4,9\text{km}^2 = 65)$$

FABD > 50 - Bacia basculada para a esquerda
(olhando a jusante)

Fonte: Adaptado de Hare e Gardner (1985) em Salamuni, Ebert e Hasui (2004).

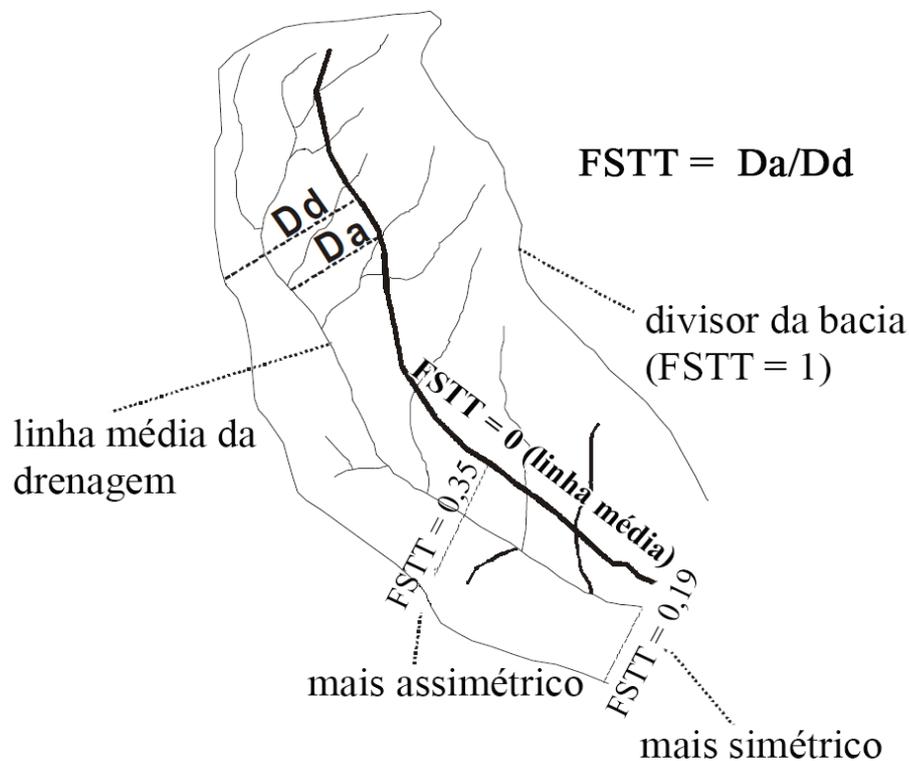
Mapa do fator de simetria topográfica transversal (FSTT)

O fator de simetria topográfica transversal (FSTT) proposto por Cox (1994), indica que a migração preferencial do canal caracteriza uma assimetria do perfil topográfico transversal ao seu eixo. A determinação deste índice se dá a partir da equação:

$$FSTT = (Da/Dd)$$

Onde D_a corresponde à distância da linha média do eixo da bacia até a linha média do canal e D_d se refere a distância da linha média da bacia até o divisor topográfico (Figura 3.5). Os valores do FSTT variam de 0 a 1, incrementando-se a assimetria à medida que se aproximarem de 1. Neste trabalho definiram-se três categorias de valores de acordo com Carvalho e Magalhães Júnior (2020): baixo grau de anomalia (0 – 0,33), médio grau (0,34 – 0,66), alto grau (0,67 – 1). Para o cálculo do FSTT, foram traçadas retas perpendiculares aos cursos d'água que registraram maior quantidade de anomalias, com uma separação de 1,5km medidos no eixo da bacia de drenagem.

Figura 3.5 – Fator de Simetria Topográfica Transversal



Fonte: Adaptado de Cox (1994) em Salamuni, Ebert e Hasui (2004).

3.3.3.3 Controle litológico e hidrológico

Para o reconhecimento dos possíveis controles litológicos dos níveis de base fluviais, relacionados aos contatos entre rochas de diferente resistência a erosão, bem como a inferência dos controles hidrológicos associados a descarga fluvial e confluência de tributários, foram cruzadas informações da geologia das folhas SC.24 – Aracajú e SD.24 – Salvador, em escala 1:250.000 (IBGE, 2020) e lineamentos estruturais, com imagens orbitais extraídas do *software* Google Earth Pro, como realizado por Henriques e Valadão (2018), onde foi possível o reconhecimento de feições tonais associadas as anomalias de 1ª ordem mais proeminentes da BHRJ.

3.3.4 Relação dos níveis de base fluviais com possíveis reativações neotectônicas

No intuito de correlacionar as variações dos níveis de base da BHRJ a tectônica ativa, foram comparadas as anomalias de 1ª ordem, os lineamentos estruturais observados no mapa geológico do Estado da Bahia (SOUZA; MELO; KOSIN, 2003) em escala 1:1.000.000, e os sismos acontecidos na bacia e arredores, a fim de identificar possíveis reativações tectônicas passíveis ao controle da rede de drenagem.

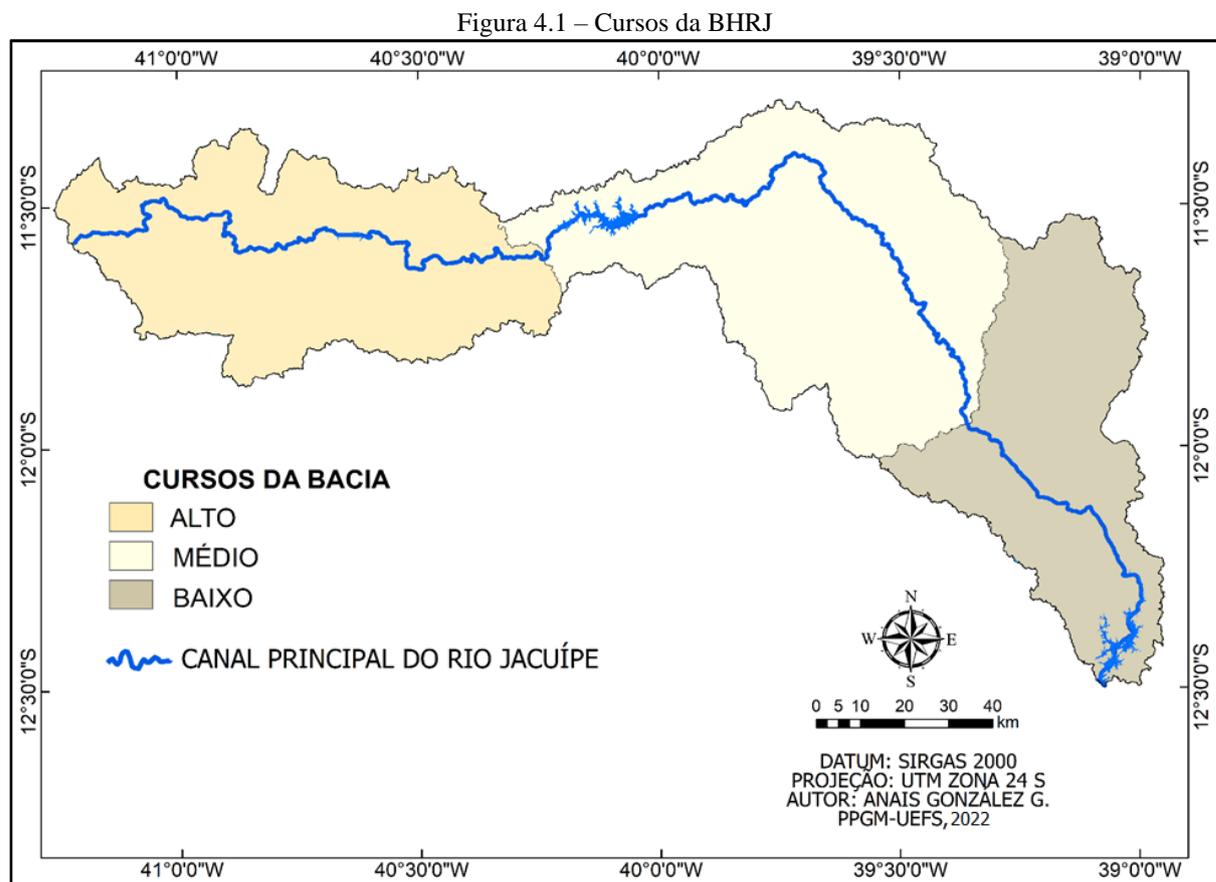
A obtenção do registro sísmico do Estado da Bahia, e especificamente, da área de estudo, se deu a partir dos dados do Catálogo Sísmico Brasileiro, versão 27 de janeiro de 2022, publicado pelo Centro de Sismologia da USP <<http://moho.iag.usp.br/eq/bulletin>>. Este catálogo de sismos brasileiros foi realizado em colaboração com vários grupos de sismologia do território nacional (USP, UnB, UFRN, ON, IPT, UNESP, UFMS) e inclui informações de eventos telúricos ocorridos entre 1720-2020 de magnitudes $mR \geq 2.5$.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

No presente capítulo serão abordados e discutidos os principais achados da modelagem dos níveis de base do rio Jacuípe, no que tange à setorização da área de estudo, identificação das anomalias associadas à ruptura do gradiente fluvial, determinação dos seus possíveis condicionantes e sua relação com a neotectônica a partir de dados sísmicos.

4.1 SETORIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA

A BHRJ totalizou uma extensão superficial de 12.170,57 km², distribuídos da seguinte forma: 3.959,23 km² (32,53%) no alto curso; 4.905,32 km² (40,30%) no médio curso; e 3.306,02 km² no baixo curso (27,16%) (Figura 4.1). O limite entre os setores superior e central, encontra-se nas adjacências da zona de cisalhamento transpressional sinistral Mairi, ao Leste do Bloco Gavião (SANTOS, 2018), e o limite entre o médio e o baixo curso, localiza-se na porção central do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá em contato com o bloco Serrinha.



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

Dada a grande extensão da BHRJ, estudos prévios têm contemplado a compartimentação dos seus setores. De acordo com a delimitação feita por Silva (2010), foi possível evidenciar que o médio curso da bacia encerrou uma área ligeiramente menor da registrada no presente trabalho, atribuindo-se a resolução espacial do MDE implementado pelo autor antes mencionado (>90m), fator que também influenciou no estabelecimento dos limites entre compartimentos. Vale a pena ressaltar, que não houve registro na literatura que aprofundasse na delimitação alto e baixo curso do rio Jacuípe.

4.1.1 Declividade da BHRJ

O mapa de declividade da BHRJ (Figura 4.2)⁴, conferiu o predomínio das classes de relevo plano (5.237,45km²; 43,16%); suave ondulado (4.423,31km²; 36,45%); e ondulado (1.835,45 km²; 15,13%). O quadro 4.1 resume os valores da declividade da BHRJ por setores.

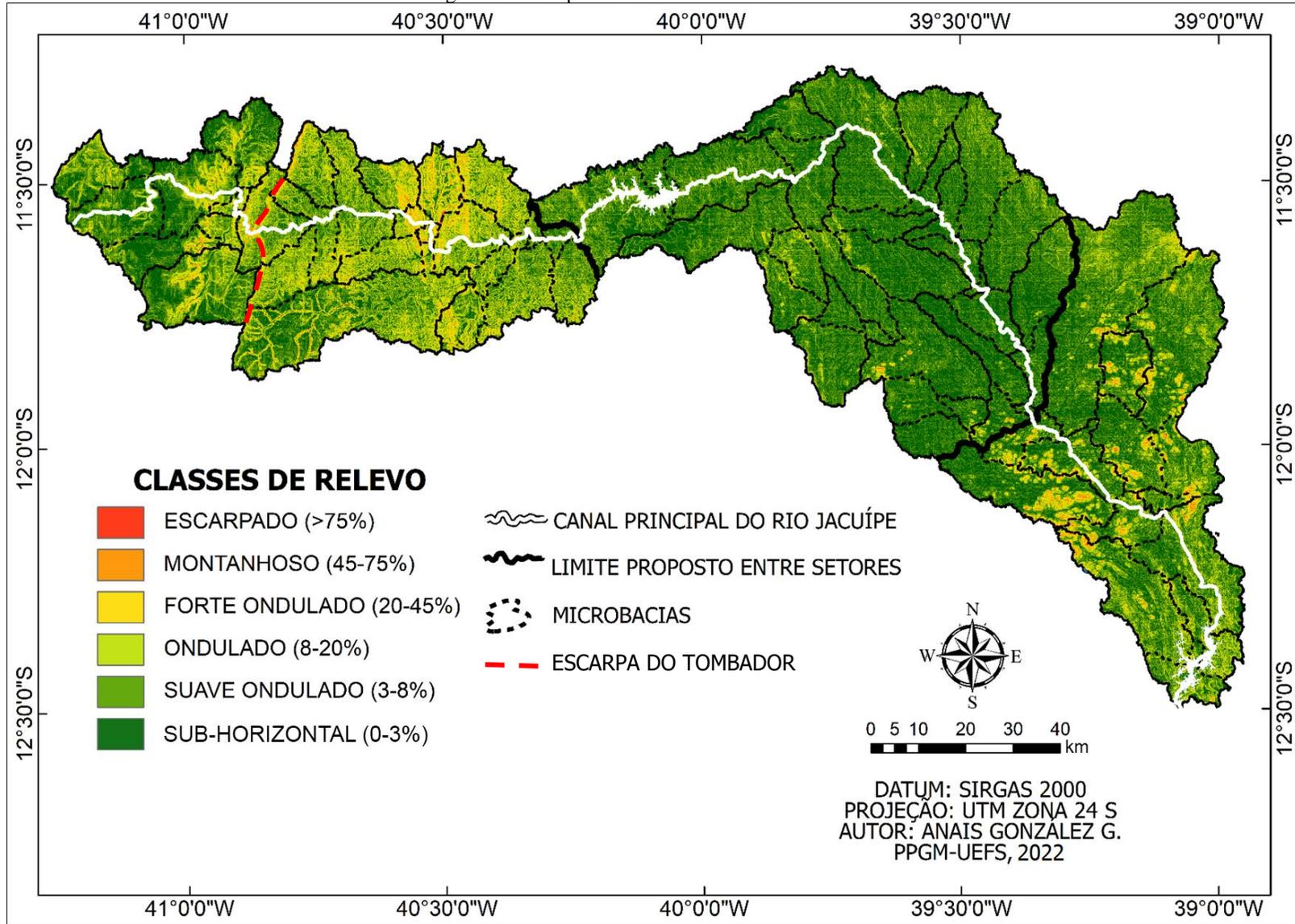
Quadro 4.1 – Valores da declividade da BHRJ por setores

CLASSE DE RELEVO	DECLIVIDADE (%)	ÁREA (km ²)				ÁREA TOTAL (%)
		A	M	B	TOTAL	
ESCARPADO	> 75	3,59	0,21	3,86	7,66	0,06
MONTANHOSO	45 - 75	34,7	1,7	33,97	70,37	0,58
FORTE ONDULADO	20 - 45	380,59	15,27	163,85	559,71	4,61
ONDULADO	8 - 20	984,73	283,33	567,39	1.835,5	15,13
SUAVE ONDULADO	3 - 8	1.178,58	2.043,35	1.201,38	4.423,3	36,45
SUB - HORIZONTAL	0 - 3	1.365,48	2.548,16	1.323,81	5.237,5	43,16

No alto curso da BHRJ, evidenciaram-se majoritariamente as superfícies de aplainamento retocadas desnudadas (ROCHA; COSTA, 1995; NOU et. al, 1983; ROCHA; PEDREIRA, 2012), principalmente numa faixa transversal ao rio Jacuípe, com direção aproximada Norte-Sul, localizada cerca de 11 km à jusante da nascente do canal principal. Paralelamente, ao Leste desse trecho, apreciou-se uma frente de recuo erosivo, identificada pelo incremento abrupto dos declives, que variaram de 5 – 40% (ROCHA; COSTA, 1995) e pelas elevações do terreno. Essa parte do alto curso vincula-se com a unidade geomorfológica

⁴ As classes do relevo empregadas no mapa de Declividade da BHRJ, totalizaram uma área de 12.133,93km², conforme o *software* empregado para seu cálculo.

Figura 4.2 – Mapa de Declividade da BHRJ



Chapadas do Morro do Chapéu, estendida até a Escarpa do Tombador (ET). Adicionalmente, distinguiu-se uma distribuição heterogênea de terrenos suaves ondulados e ondulados, acompanhados por discretas manifestações forte onduladas a escarpadas (<10% da área do curso), associadas estas últimas à porção Sul da Serra da Jacobina, disposta nas cercanias do médio curso.

Os setores médio e baixo da BHRJ, fazem parte da Superfície Sul-Americana II (VALADÃO, 2009), também denominada Superfície Paraguaçu (KING, 1956) ou Superfície Sertaneja (AB’SABER, 1969). Em razão disso, observou-se que acima de 90% da área do médio curso é dominada pelo relevo plano e suave ondulado, apreciando-se o mesmo comportamento no baixo curso, setor onde também se observaram relevos ondulados a escarpados, associados a feições residuais de encostas íngremes, reconhecidos como *inselbergs* (TRICART; SILVA, 1968). O alinhamento destas estruturas declivosas se mostrou na direção NW-SE, em concordância com o controle estrutural da região, de forma semelhante aos *inselbergs* estudados por Rios (2017), localizados ao SW da BHRJ, na região de Milagres, Bahia.

4.1.2 Hipsometria da BHRJ

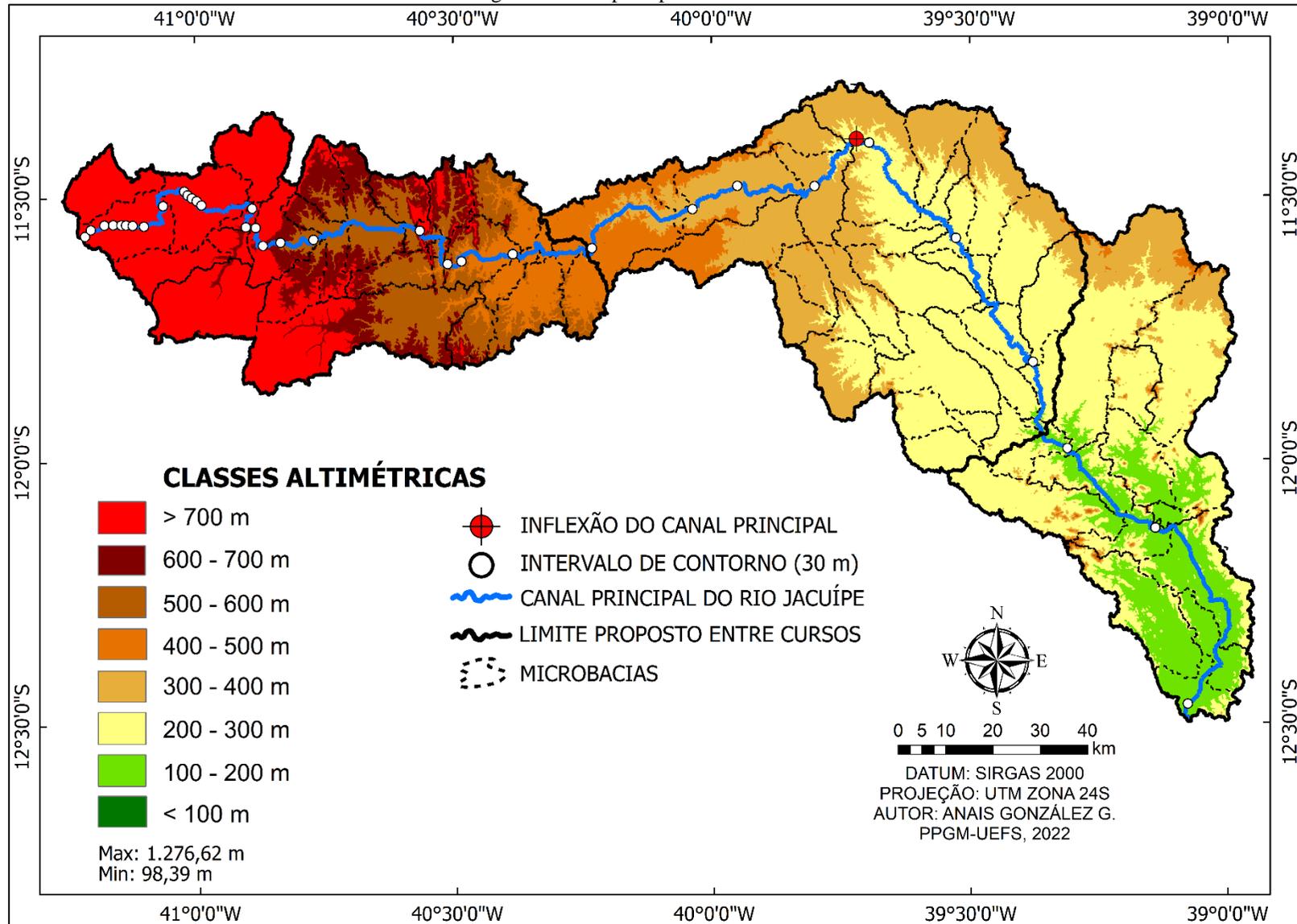
O mapa Hipsométrico da BHRJ (Figura 4.3)⁵ denotou o predomínio das superfícies com altitudes compreendidas entre os 200-300m (34,06%); 300-400m (19,87%); e acima dos 700m (15,37%). O quadro 4.2 expõe as áreas das classes hipsométricas de cada setor da BHRJ.

Quadro 4.2 – Valores altimétricos da BHRJ por setores

CLASSE HIPSOMÉTRICA (m)	ÁREA (km ²)				ÁREA TOTAL (%)
	A	M	B	TOTAL	
> 700	1.869,50	0	0	1.869,50	15,37
600 - 700	692,05	0	0,08	692,13	5,69
500 - 600	909,29	2,79	8,41	920,49	7,57
400 - 500	488,06	536,39	61,59	1.086,04	8,93
300 - 400	1,59	1.965,42	450,67	2.417,68	19,87
200 - 300	0	2.385,45	1.757,80	4.143,25	34,06
100 - 200	0	12,4	1024,59	1.036,99	8,52
< 100	0	0	0,02	0,02	0,00

⁵ A área total das classes de altitudes do foi 12.166,09 km², conforme o *software* empregado para seu cálculo.

Figura 4.3 – Mapa Hipsométrico da BHRJ



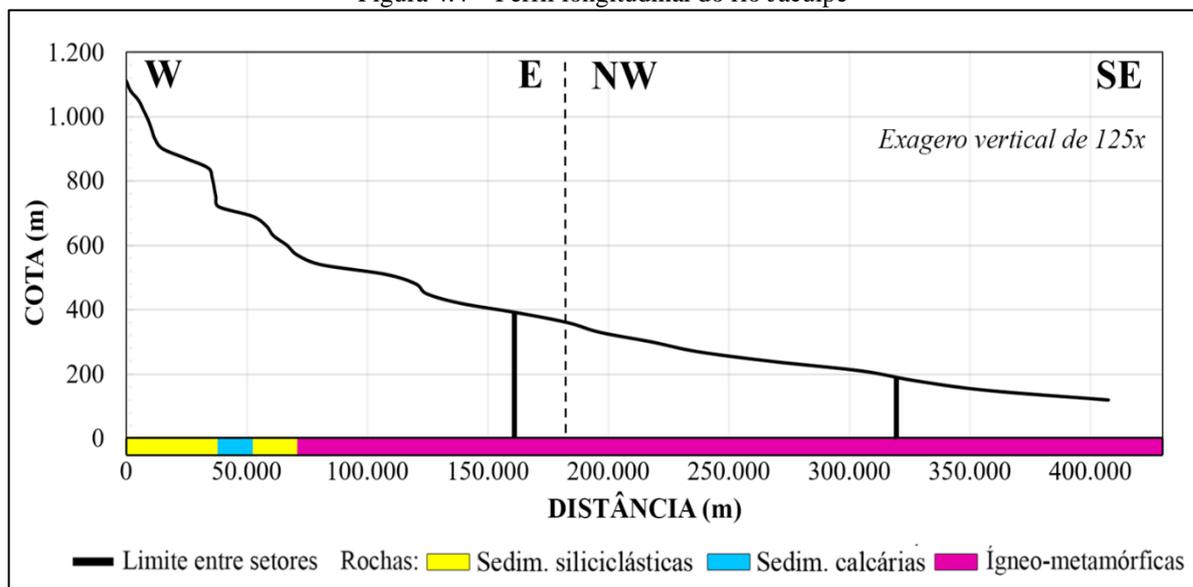
As maiores elevações identificadas na BHRJ concentram-se no alto curso, visualizando-se relevos superiores aos 700m em aproximadamente a metade do setor, podendo-as associar de Oeste a Leste à região da Chapada Diamantina e ao Sul da Serra da Jacobina. Além disso, foram visualizadas as classes hipsométricas inseridas na faixa dos 400 – 700 m.

No caso do médio curso da bacia, apreciou-se o domínio das superfícies com altitudes encerradas no intervalo 200 – 300m, associadas à Depressão do Jacuípe, que recebe as contribuições sedimentares dos planaltos adjacentes. Nesse setor evidenciou-se a inflexão do canal principal do rio Jacuípe, de W-E para NW-SE aos 284,35m, nos limites entre os municípios Santa Luz, Gavião e São Domingos. Adicionalmente, o trecho W-E do rio caracterizou-se por apresentar elevações advindas das classes altimétricas entre os 300-500m.

O Baixo curso mostrou predomínio das classes 100-200m (31,02%) e 200-300m (53,22%). Esta última categoria obedeceu ao pedimento dos *inselbergs* da zona, os quais atingiram elevações entre os 500-600m.

O perfil longitudinal do rio Jacuípe (Figura 4.4), revelou a ocorrência de diversas quebras do gradiente fluvial localizadas no alto curso, em rochas de baixa resistência aos processos erosivos. De forma contrastante, nas porções média e baixa do perfil traçado, composta por rochas ígneo-metamórficas, não foram observadas variações significativas do gradiente do canal principal.

Figura 4.4 – Perfil longitudinal do rio Jacuípe



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

4.1.3 Análise da rede de drenagem

O desenvolvimento dos canais de drenagem da BHRJ, atende às especificidades das regiões semiáridas do país, caracterizadas pelos longos períodos secos e pela sazonalidade climática. Desta forma, os processos hidrológicos e geomorfológicos atuantes na bacia, tendem a se potencializar nos eventos de precipitação intensa, contrário ao comportamento apreciado na maior parte do tempo (intermitência e efemeridade dos canais).

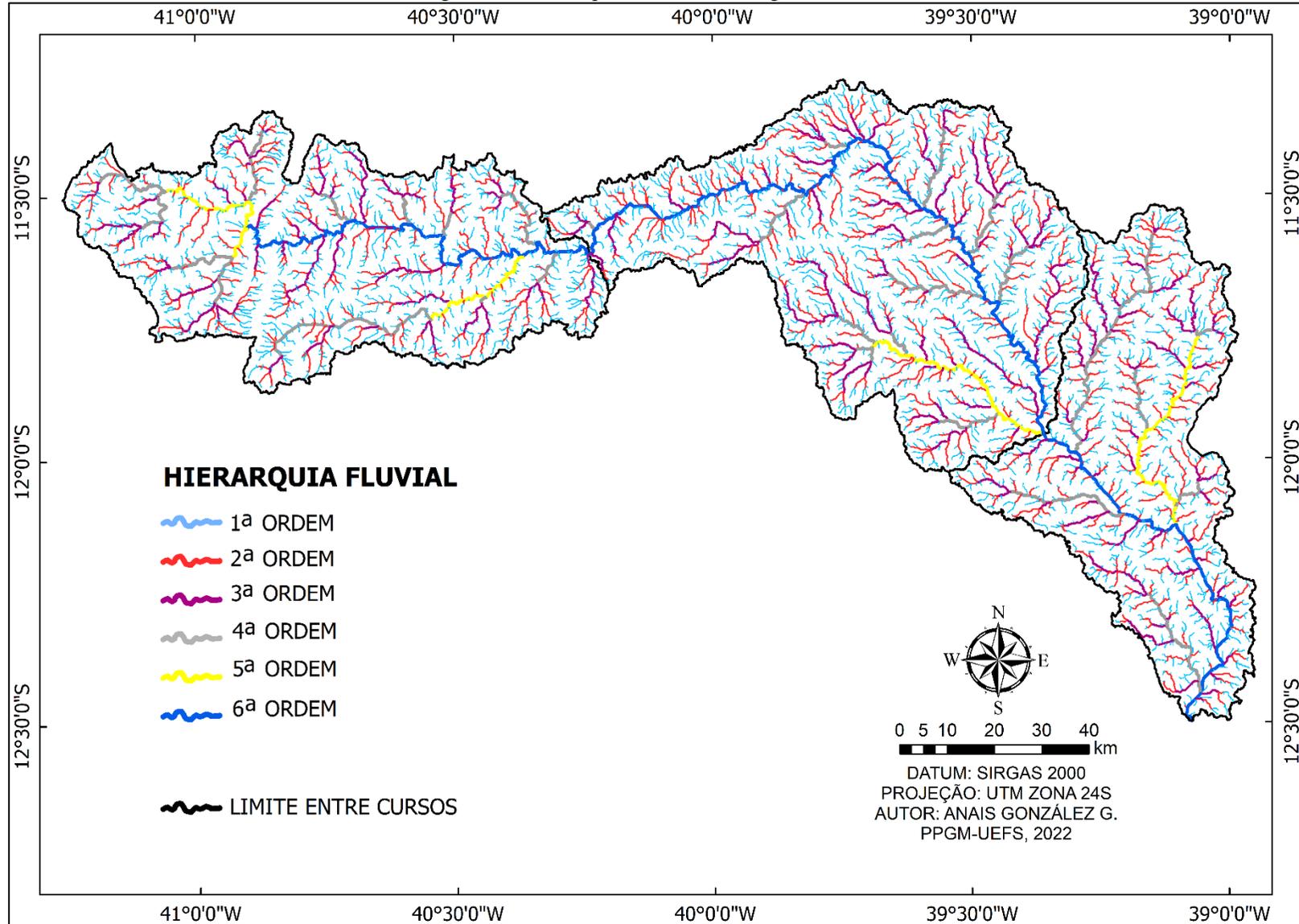
A BHRJ possui uma hierarquia fluvial de 6ª ordem, na escala 1:650.000, segundo a metodologia implementada (HORTON, 1945; STRAHLER, 1957) (Figura 4.5). No quadro 4.3, se expõe a compilação dos dados referentes a hierarquia da rede de drenagem da BHRJ.

Quadro 4.3 – Ordem dos canais da BHRJ

HIERARQUIA	Nº DE CANAIS	COMPRIMENTO TOTAL (km)
1ª Ordem	3615	4.725,88
2ª Ordem	737	2.371,81
3ª Ordem	168	1.114,08
4ª Ordem	33	507,22
5ª Ordem	5	184,36
6ª Ordem	1	401,59
TOTAL	4.559 canais	9.304,94 km

A área de estudo apresenta predominantemente canais subdendríticos e subparalelos. No alto curso, destacam-se trechos fluviais subparalelos com importantes manifestações paralelas, em direção W-E, denotando um forte controle estrutural na maior parte do setor, especialmente nos tributários de 1ª ordem. No médio e baixo curso observou-se o paralelismo da rede de drenagem em sentido NW-SE, sendo mais evidente na porção central da bacia, distinguindo áreas controladas estruturalmente. Os padrões sub-dendríticos foram visualizados nos tributários da margem esquerda do baixo curso.

Figura 4.5 – Hierarquia da rede de drenagem da BHRJ



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

4.2 IDENTIFICAÇÃO DAS ANOMALIAS

Na BHRJ, foram identificadas 1.735 anomalias de drenagem, sendo 101 de 1ª ordem e 1.634 de 2ª ordem (Figura 4.6), conforme o método de Seeber e Gornitz (1983), calculado de forma automática pelo Knickpoint Finder (QUEIROZ; SALAMUNI; NASCIMENTO, 2015). Este resultado, pode ser atribuído tanto ao *software* implementado para o cálculo (NEELY; BOOKHAGEN; BURBANK, 2017) quanto à resolução espacial do MDE implementado (FISHER et al., 2013; PERRON; ROYDEN, 2013; STEER et al., 2019). Conforme Steer et al., (2019), quanto maior a resolução espacial do MDE, é menor o número de *knickpoints* por pixels, além disso, a identificação destas anomalias pode ser condicionada “pela rugosidade inerente do leito, da espessura média do depósito aluvial e da distribuição local do tamanho dos sedimentos” (STEER et al., 2019, p 14).

Partindo disso, registraram-se no quadro 4.4 as frequências absolutas de cada uma das classes das anomalias presentes nos setores avaliados, observando-se o predomínio das mesmas no alto curso.

Quadro 4.4 – Síntese das anomalias registradas nos setores da BHRJ

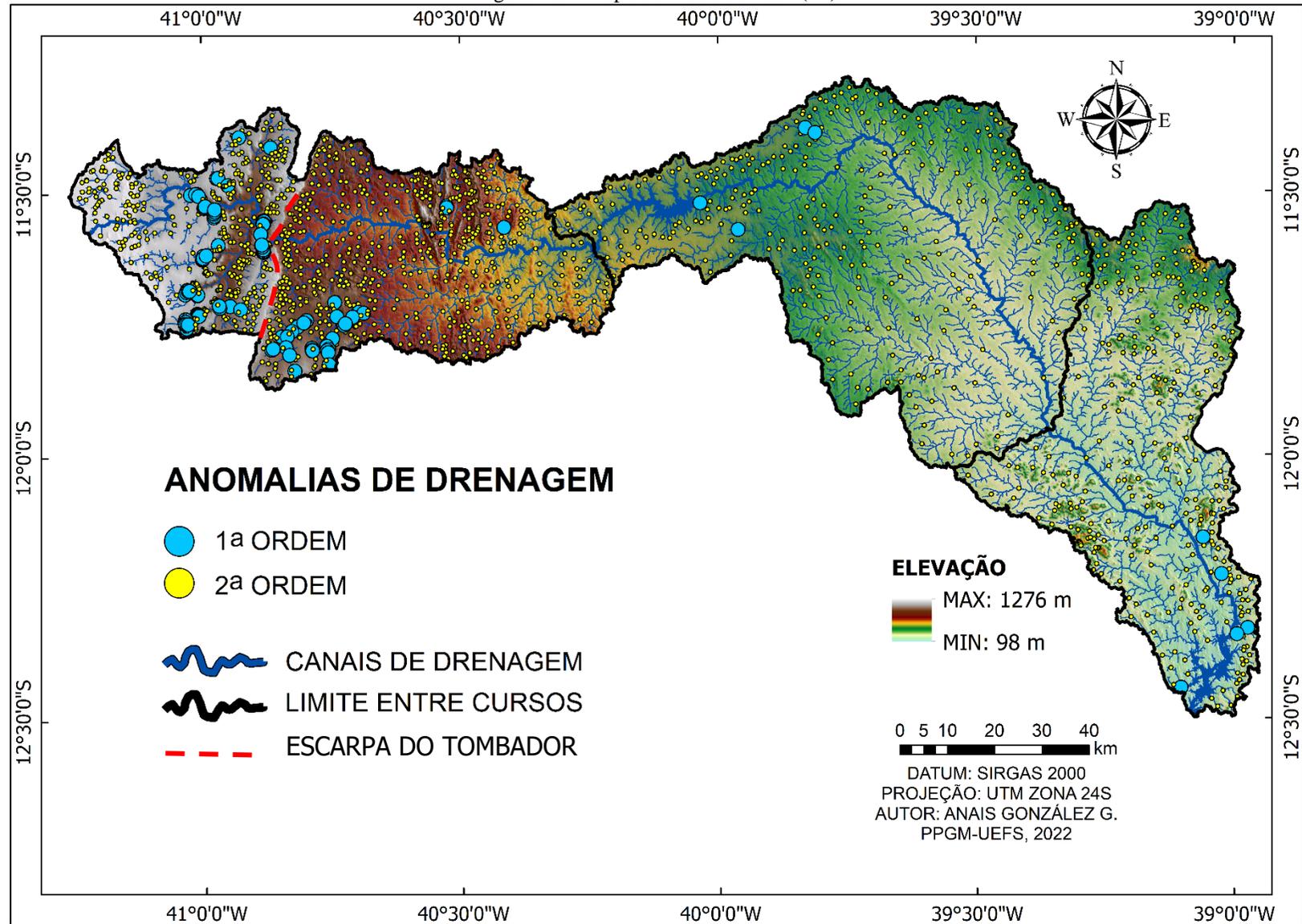
ANOMALIAS	ALTO	MEDIO	BAIXO
1ª ORDEM	92	4	5
2ª ORDEM	1.045	299	290

As anomalias de 1ª ordem observaram-se mais frequentemente em canais de 2ª a 4ª ordem do que nos canais de maior hierarquia, em sintonia com os resultados de Foster e Kelsey (2012), que distinguiram *knickpoints* com maior frequência em canais de 2ª ordem e menos frequentemente em canais de ordem elevada. As anomalias de 2ª ordem tiveram maior ocorrência em canais de 1ª ordem hierárquica, drenados sobre relevos de moderada declividade.

No alto curso, as anomalias de 1ª ordem concentram-se majoritariamente entre as cotas de 600-900m, apreciando-se o *knickpoint* mais proeminente da bacia, entre os 780-900m, que coincidiu com a Cachoeira de Ferro Doido, localizada nas coordenadas 11°37'28.83" S e 40°59'57,53"W (datum de referência WGS84, 24L com valor de RDEs/RDEt de 248,07); além de outros *knickpoints* associados a quebras menos abruptas no Sul da Serra de Jacobina.

Para o médio curso da bacia, as anomalias de 1ª ordem apresentaram-se entre as cotas de 330-390m, especificamente no trecho de direção W-E. Esses *knickpoints* encontraram-se afastados, a exceção dos registrados na margem esquerda do Jacuípe.

Figura 4.6 – Mapa do Índice de Hack (IH)



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

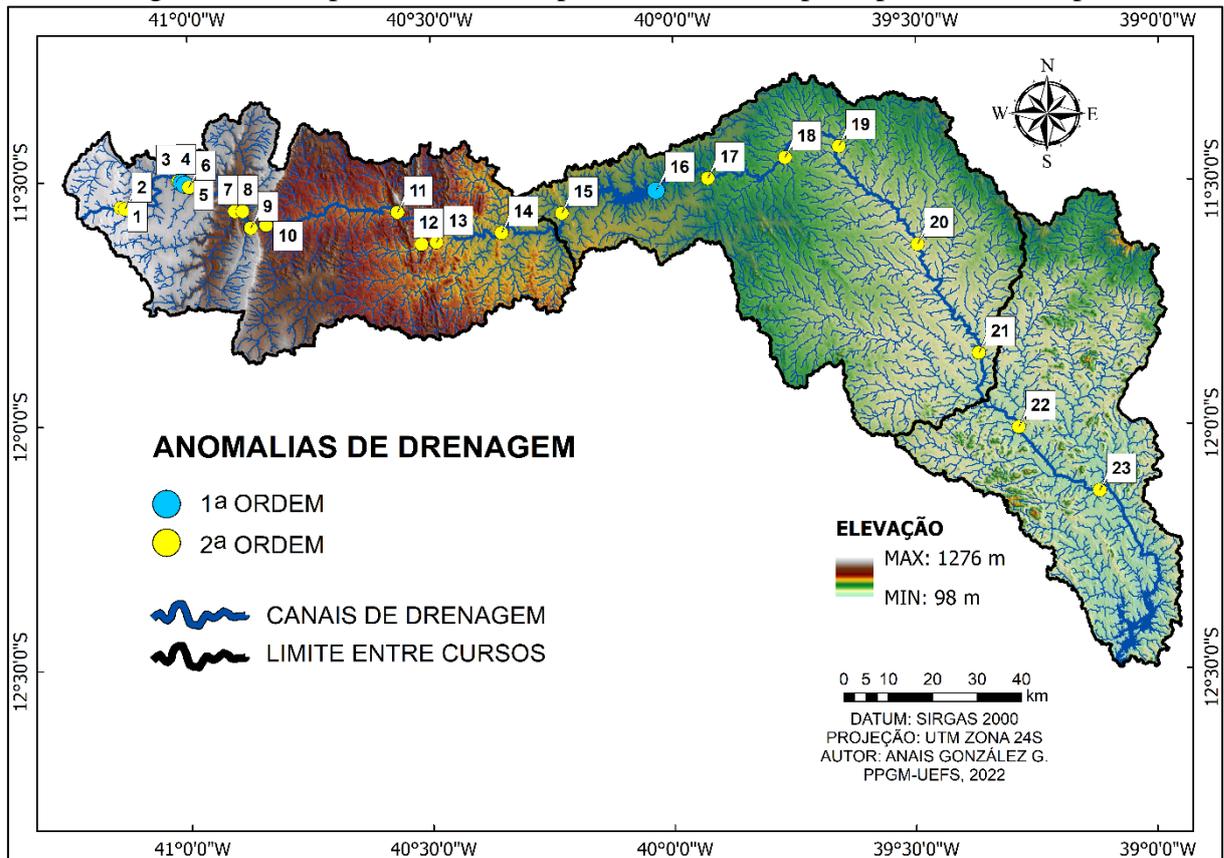
Dentro do baixo curso, as anomalias de 1ª ordem distribuíram-se na margem esquerda da bacia, na região de Feira de Santana próxima da foz do Jacuípe, entre as cotas de 150-180m.

Em relação ao canal principal do rio Jacuípe, este apontou a ocorrência de 23 anomalias de drenagem ao longo do seu percurso, registrando-se no quadro 4.5 os valores calculados para sua obtenção. Estas informações representaram-se graficamente na Figura 4.7 para a melhor compreensão de sua distribuição espacial.

Quadro 4.5 – Anomalias presentes no canal principal do rio Jacuípe

ANOMALIA	RDEt	RDEs	RDEs/RDEt	ORDEM ANOMALIA
1	77,0706998	232,6161411	3,01821758	2ª
2	77,0706998	234,0736982	3,03712953	2ª
3	77,0706998	738,0095324	9,575747131	2ª
4	77,0706998	3956,107046	51,33088263	1ª
5	77,0706998	1309,583918	16,99198167	1ª
6	77,0706998	248,4907016	3,224191583	2ª
7	77,0706998	705,3079111	9,151440339	2ª
8	77,0706998	401,6238013	5,211108792	2ª
9	77,0706998	441,8721532	5,733335163	2ª
10	77,0706998	456,8269727	5,927375435	2ª
11	77,0706998	176,2582351	2,286968142	2ª
12	77,0706998	442,2702524	5,73850054	2ª
13	77,0706998	365,3041846	4,739858151	2ª
14	77,0706998	173,9261695	2,256709359	2ª
15	77,0706998	174,0153508	2,257866495	2ª
16	77,0706998	817,9053215	10,61240295	1ª
17	77,0706998	306,3815914	3,97533164	2ª
18	77,0706998	317,6843138	4,121985587	2ª
19	77,0706998	311,0341894	4,035699562	2ª
20	77,0706998	231,5836174	3,004820483	2ª
21	77,0706998	352,1007704	4,568542538	2ª
22	77,0706998	407,7244618	5,290265468	2ª
23	77,0706998	503,0710731	6,527397239	2ª

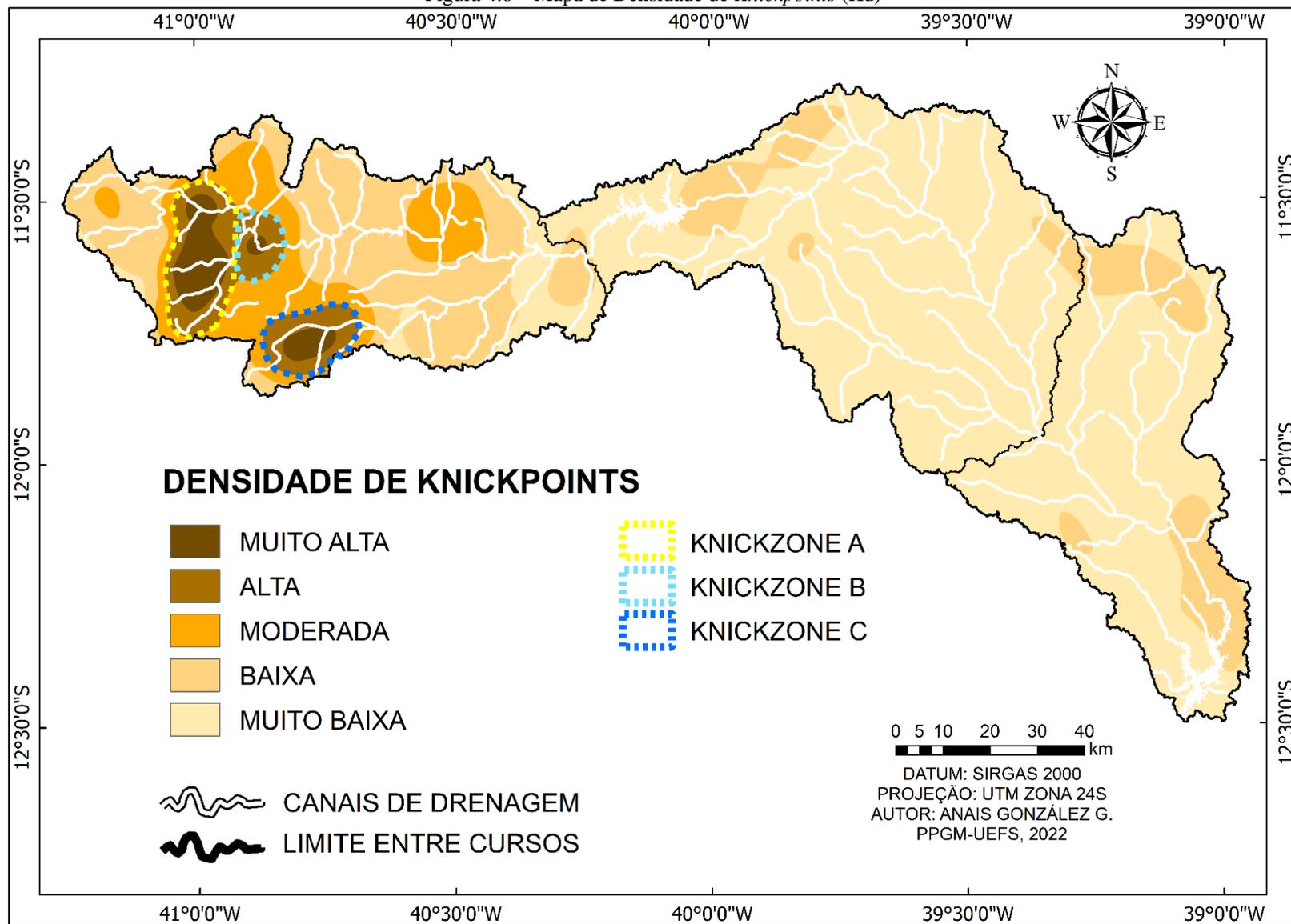
Figura 4.7 – Mapa das anomalias presentes no canal principal do rio Jacuípe



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

Em conformidade com as informações levantadas, evidenciaram-se três anomalias de 1ª ordem no canal principal, duas delas no alto curso (anomalias 4 e 5), situadas à aproximadamente 32 km à jusante da nascente do rio, as quais separam um patamar erosivo indicativo de uma forte incisão da calha do canal, produto do rebaixamento do nível de base; e outra anomalia significativa no médio curso (anomalia 16), relacionada a elevação do nível de base como resultado da barragem João Durval Carneiro (São José), considerando-se um *knickpoints* de origem antrópico. Por conseguinte, não foram observados indicativos que relacionassem a mudança no fluxo d'água no médio curso, com variações do nível de base, apreciando-se duas anomalias de 2ª ordem (18 e 19) nas imediações do que pode ser entendido como um cotovelo de captura.

Por outra parte, através dos valores altos e muito altos do mapa de densidade de *Knickpoints* (Kd) (Figura 4.8) discriminaram-se três *knickzones*, no alto curso. A primeira delas (*Knickzone A*) situou-se à numa faixa de 387,87 km² com direção N-S, perpendicular ao deslocamento do canal principal do rio para a margem esquerda, composta por 44 *knickpoints*; a segunda (*Knickzone B*) localizou-se ao Leste da *knickzone* antes mencionada, possuindo uma

Figura 4.8 – Mapa de Densidade de *Knickpoints* (Kd)

Fonte: Elaborado pela autora (2022)

extensão de 120,46km² com 13 anomalias; e a terceira (*Knickzone C*) encontrou-se a jusante da Escarpa do Tombador, na margem direita do rio, especificamente na cabeceira de um tributário de direção NE-SW. Esta *knickzone* teve uma área de 221,50km² com 29 *knickpoints*. Convém salientar que o agrupamento dos *knickpoints* nas mesmas elevações, sugere que estas feições fluviais podem ter uma relação genética, com um progressivo avanço vertical de forma semelhante (NIEMANN et. al, 2001).

4.3 RESPOSTAS DOS CONDICIONANTES

Os resultados obtidos nesta etapa serão apresentados em duas fases. A primeira delas consta da análise individual dos mapas temáticos realizados para a determinação dos possíveis controles dos níveis de base fluviais, com foco naqueles da ordem estrutural, tectônica, litológica e hidrológica, abordando, estes dois últimos exclusivamente nas áreas com presença significativa das anomalias. E uma última fase constituída pela leitura integrada dos mapas e sua relação com a gênese e evolução das anomalias identificadas na BHRJ.

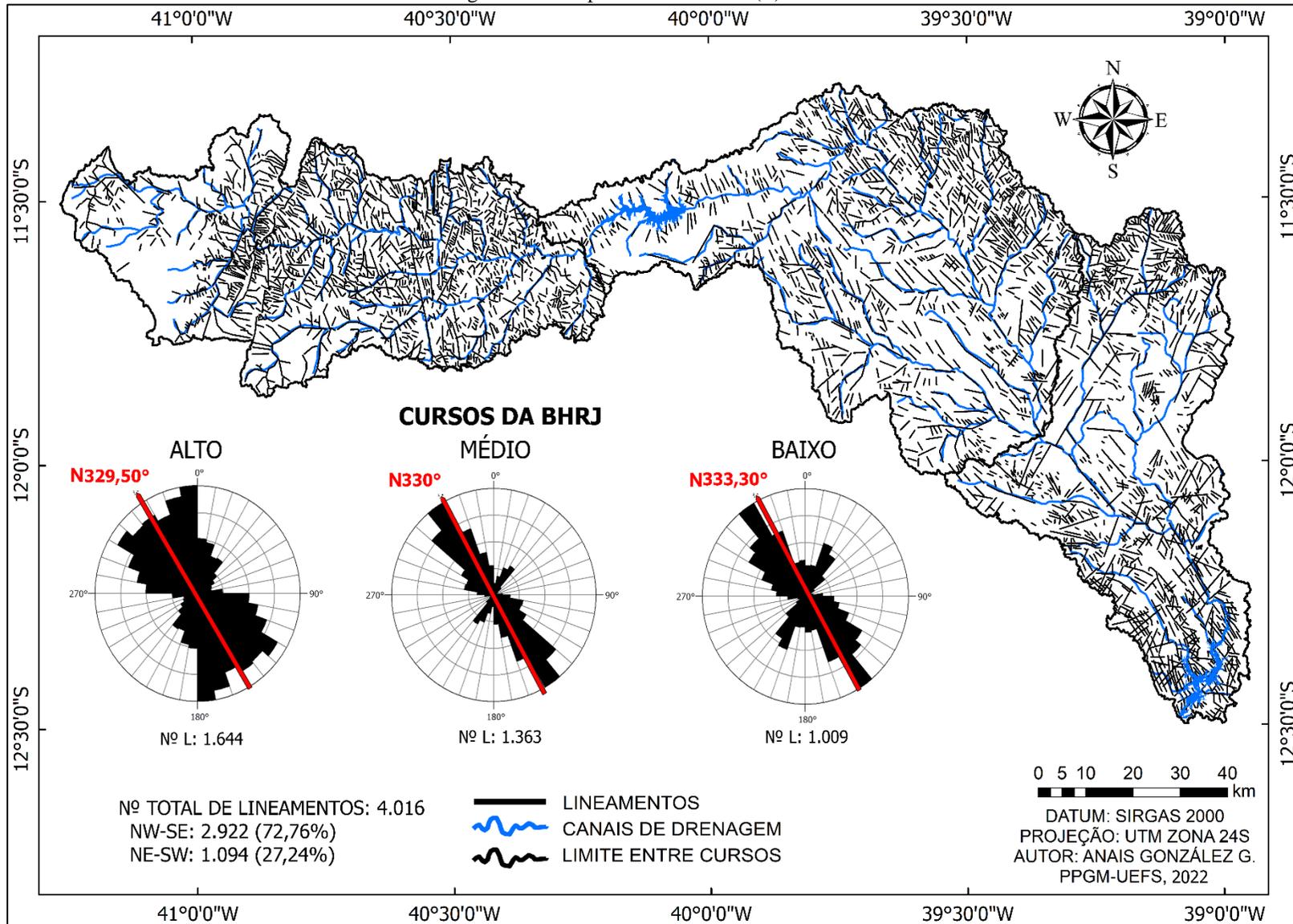
4.3.1 Análise dos mapas temáticos

4.3.1.1 Mapa de Lineamentos

Através da inspeção visual do mapa de fusão do relevo sombreado, foram vetorizados 4.016 lineamentos estruturais da BHRJ, representando-se na Figura 4.9, junto aos diagramas de rosetas das direções por setores. Destas feições, 72,76% (2.992 lineamentos) apresentaram direção NW-SE e, subordinadamente, 27,24% do total (1.094 lineamentos) mostrou direção NE-SW. De acordo com as orientações preferenciais dos lineamentos extraídos, o vetor médio da BHRJ, concentrou-se no quarto quadrante, na direção N330,80°, análogo aos esforços compressivos associados ao *trend* estrutural do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá na parte central (BARBOSA; SABATÉ, 2003), bem como as medidas de paleocorrentes associadas a litofácies de arenitos da Formação Morro do Chapéu, na área de nascentes (BATTILANI; GOMES; GUERRA, 1996).

O alto curso da bacia, apresentou vetor médio de N329,50°, distinguindo maior frequência (1.644 lineamentos) e dispersão dos lineamentos, com relação aos outros setores avaliados. Percebeu-se, de forma menos significativa, a presença de lineamentos em elevações superiores aos 700m, embora sejam registrados nessas altitudes aqueles de maior comprimento (traçados) do setor, observando-se uma zona de cisalhamento sinistral na margem esquerda, ao

Figura 4.9 – Mapa de Lineamentos (L)



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

Oeste da Serra das Palmeiras, como apresentado por Santos (2018). Em contraste, ao leste da frente dissecada do bloco falhado (Serra das Palmeiras), se incrementou a quantidade de lineamentos encaixados na drenagem, geralmente de 1ª ordem. O fato disso acontecer pode ser atribuído à anisotropia do substrato rochoso dentre outros fatores.

O médio curso da bacia, encerrou 1.363 lineamentos e caracterizou-se como o setor com menos dispersão dos traços estudados. O vetor médio dos lineamentos nesta área foi N330°, coincidindo com a direção apresentada pelo canal principal do Jacuípe desde sua inflexão até as proximidades da foz, evidenciando um forte controle estrutural. A margem esquerda do curso mostrou maior quantidade de lineamentos em relação a margem direita, associando-se ao o contato entre o Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá e o Bloco Serrinha.

O baixo curso da bacia, mostrou 1.009 lineamentos e teve como vetor médio da direção N333,30°. Nesta parte da bacia, são observados lineamentos de grande comprimento, transversais ao canal do Jacuípe, no sentido NE-SW, com a direção principal das estruturas da Bacia do Recôncavo (N30°W).

4.3.1.2 *Mapas de Densidade e Frequência de Lineamentos*

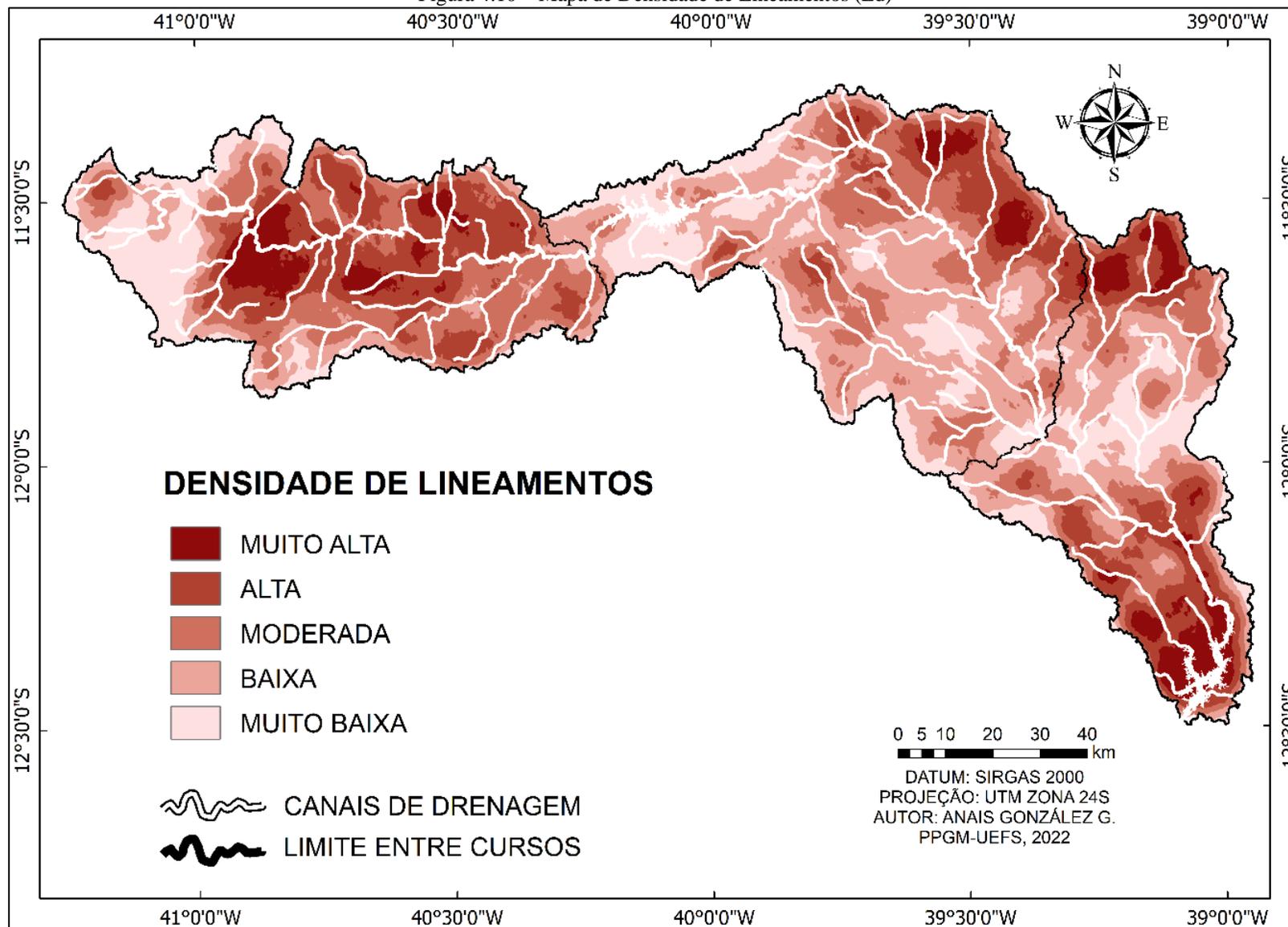
A densidade e frequência de lineamentos revelam superfícies intensamente fraturadas, podendo ser correlacionada aos controles estruturais formadores de *knickpoints*. De forma absoluta, a BHRJ apresentou uma densidade de lineamentos de 0,59 km/km² (7.191km/12.170,57km²), acompanhada de uma frequência de lineamentos de 0,33 km⁻² (4.016 lineamentos/12.170,57km²). Através dos mapas de Densidade (Ld) (Figura 4.10) e Frequência de lineamentos (Lf) (Figura 4.11), discriminaram-se três compartimentos com expressivo controle estrutural na BHRJ.

O primeiro deles, observou-se no alto curso da bacia, desde a Escarpa do Tombador, onde apresentou valores de densidade e frequência de lineamentos elevada, até o limite com o médio curso da bacia.

O segundo compartimento diferenciado, com valores elevados, localizou-se na margem esquerda do médio curso, abrangendo parte do setor baixo da bacia, na direção NW-SE, próximo do divisor hidrográfico.

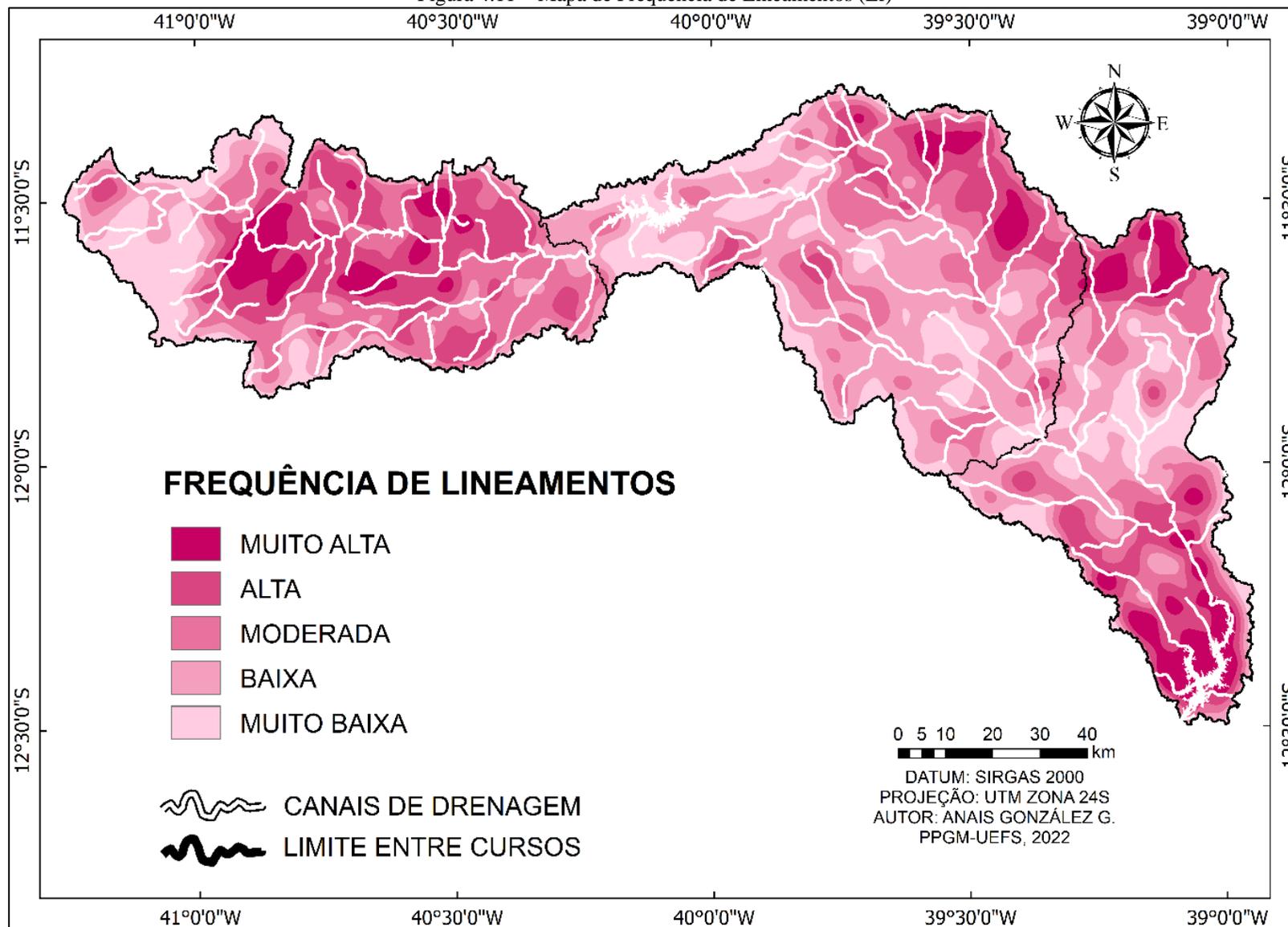
O último compartimento considerado, localizou-se no baixo curso, em direção NW-SE, atingindo as áreas de *inselbergs*, em ambas margens do rio, apresentando altos valores de densidade e frequência de lineamentos nos últimos quilômetros do seu percurso, na área da barragem de Pedra do Cavalo.

Figura 4.10 – Mapa de Densidade de Lineamentos (Ld)



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

Figura 4.11 – Mapa de Frequência de Lineamentos (Lf)



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

Os setores da bacia que não apresentaram valores elevados de densidade e frequência de lineamentos, foram a parte Ocidental do alto curso; a margem direita do médio curso e o trecho do rio Jacuípe em direção W-E desse setor; e a grande parte da margem esquerda do baixo curso, adjacente do limite com o curso anterior.

4.3.1.3 Mapas de Densidade de Drenagem e Frequência de Fluxo

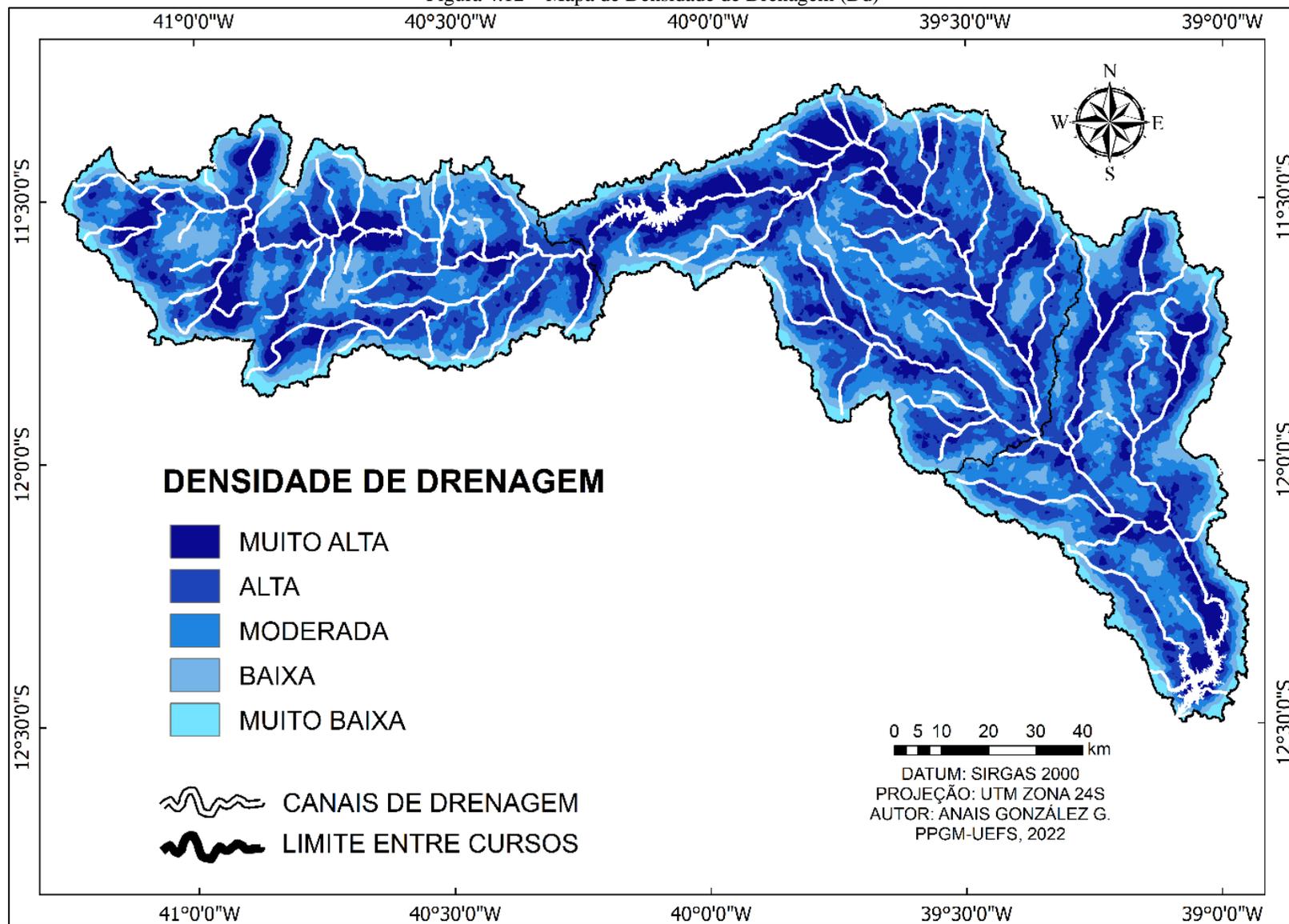
A densidade de drenagem (Dd), é um parâmetro morfométrico derivado da inter-relação, em diferentes escalas (espaciais e temporais), entre o clima, litologia, *trends* estruturais, relevo, cobertura vegetal e tipos de solo presentes numa bacia de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1979; HIRUMA; PONÇANO, 1994), estando intimamente relacionado com a frequência de fluxo (Fu).

A BHRJ apresentou Dd de $0,76\text{km}/\text{km}^2$, considerando-se um valor anômalo inferior ($Dd < 1,25\text{km}/\text{km}^2$) segundo Hiruma (1994), embora de forma local, as condições de permeabilidade do leito, foram próprias para Dd elevada nas principais direções das estruturas geológicas. No entanto, atribui-se esse resultado ao ambiente semiárido no qual está inserida a área de estudo. Nessa mesma sintonia, diversos autores que abordaram as regiões secas do país (DORNELLAS et. al 2020; LIMA; CUNHA; PEREZ FILHO, 2016; LIMA; CUNHA; PEREZ FILHO, 2013; SILVA; MELO; CORRÊA, 2009), registraram valores semelhantes aos obtidos para a bacia hidrográfica, ressaltando a existência de variações espaciais dos valores de Dd conforme as características litológicas, estruturais pedológicas dos setores da bacia.

Na Figura 4.12, observaram-se as classes de densidade de drenagem presentes na BHRJ. De forma geral, o adensamento da drenagem indicou uma estreita correlação com a baixa permeabilidade do substrato, e com o condicionamento estrutural da rede de drenagem o que favoreceu a atuação dos processos erosivos em diferentes intensidades. No alto curso, os maiores valores de Dd, relacionam-se a presença de rochas calcissilicáticas fortemente fraturadas e a setores fortemente encaixados da drenagem. Além disso a superfície composta pela barragem da França também apresentou valores altos de Dd. No médio curso, de forma semelhante ao setor anterior, as classes superiores de Dd apreciaram-se na barragem Gov. João Durval Carneiro e na inflexão principal do canal, enquanto no baixo curso, as maiores concentrações visualizaram-se no Lago de Pedra do Cavalo e cercanias, na região de Feira de Santana. Esses dois setores caracterizaram-se, pelo substrato impermeável composto por ortognaisses e latossolos, além da presença predominante de canais em direção NW-SE.

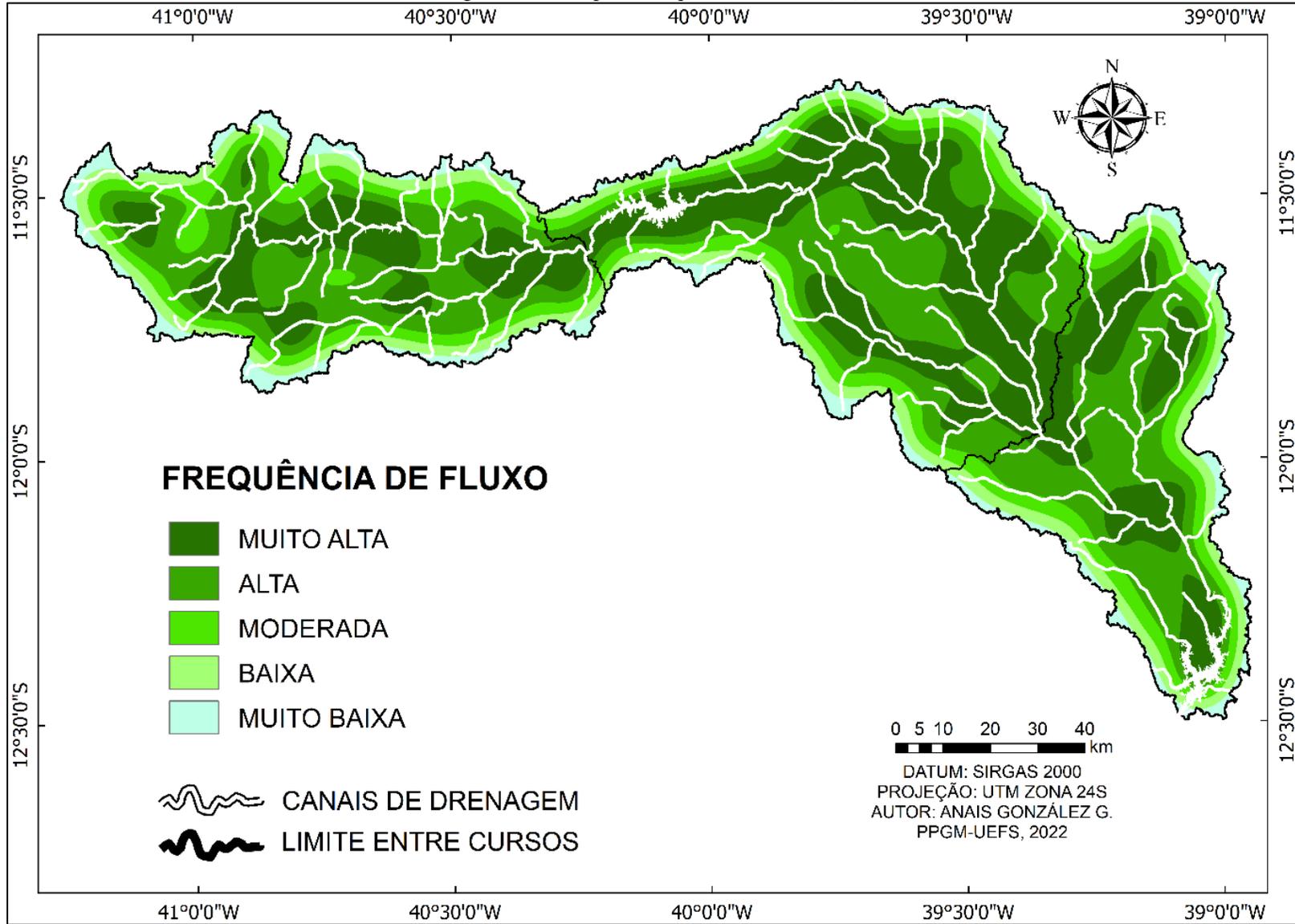
A BHRJ apresentou um valor de Fu de $0,37\text{km}^{-2}$, espacializado na Figura 4.13

Figura 4.12 – Mapa de Densidade de Drenagem (Dd)



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

Figura 4.13 – Mapa de Frequência de Fluxo (Fu)



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

considerando-se um valor baixo representativo da região semiárida (LIMA; CUNHA; PEREZ FILHO, 2016). Apreciaram-se valores de Fu muito altas na direção do canal principal, principalmente no médio curso da bacia, onde foram registrados padrões de drenagem paralelos. Já os terrenos com valores inferiores de Fu, visualizaram-se no alto curso, em terrenos com alta permeabilidade e baixa densidade de drenagem.

4.3.1.4 Mapa do Controle Estrutural

O controle estrutural da BHRJ, avaliou-se mediante a implementação da Lógica *Fuzzy* (LF) (ZADEH,1965) combinada com o Processo Hierárquico Analítico (AHP) (SAATY, 1977). No quadro 4.6, aprecia-se a matriz de comparação recíproca realizada com os mapas de Densidade de Lineamentos (Ld), Frequência de Lineamentos (Lf), Densidade de Drenagem (Dd) e Frequência de Fluxo (Fu), e no quadro 4.7 são visualizados os pesos de importância relativa atribuídos a cada critério para o controle estrutural da BHRJ.

Quadro 4.6 – Matriz de comparação par-a-par dos critérios avaliados

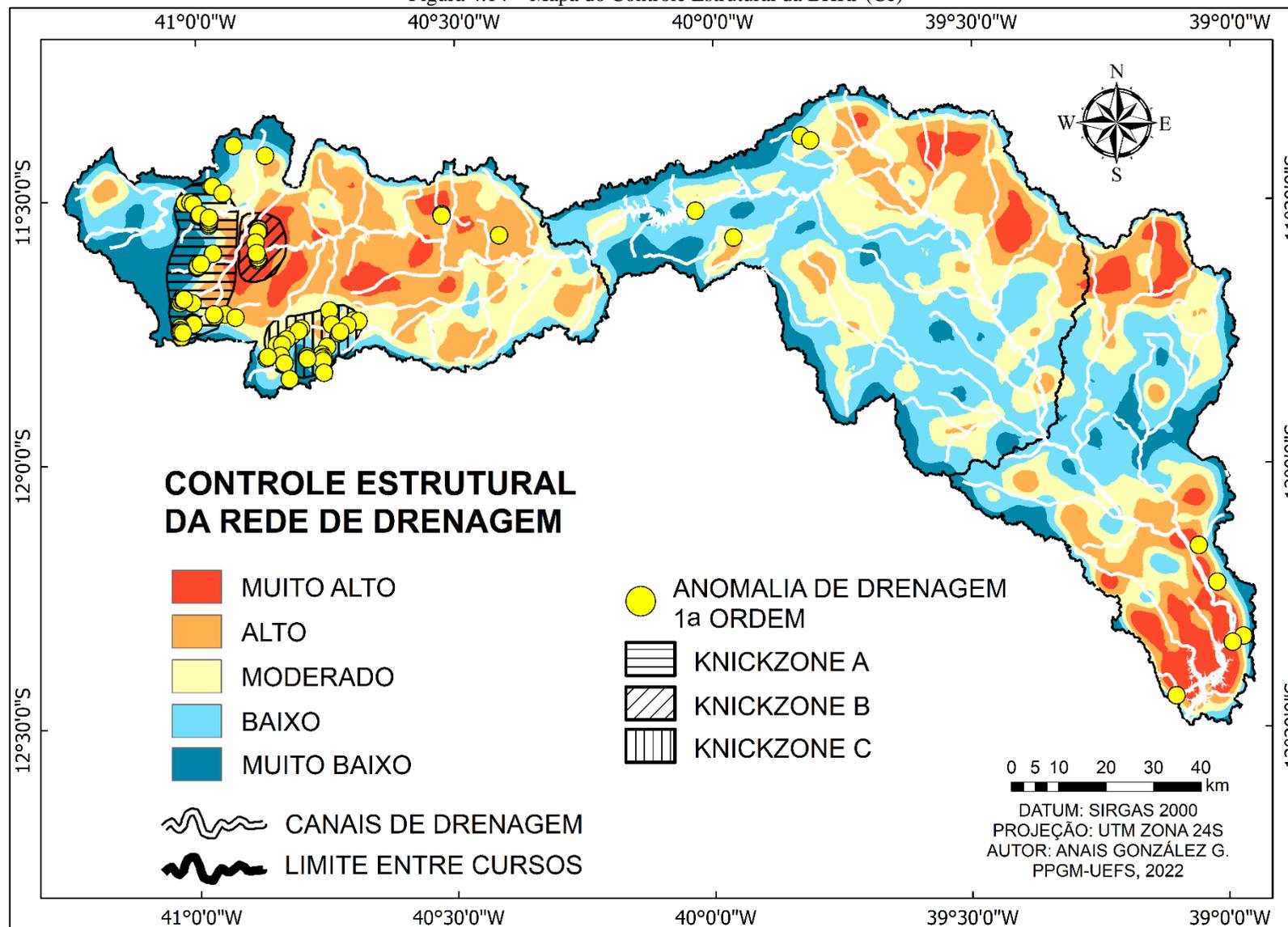
CRITÉRIO	Ld	Lf	Dd	Fu
Ld	1	1/2	5	3
Lf	2	1	7	5
Dd	1/5	1/7	1	1/2
Fu	1/3	1/5	2	1
SOMA	3,53	1,84	15,00	9,50

Quadro 4.7 – Pesos relativos dos critérios

CRITERIOS	PESOS
Densidade de Lineamentos (Ld)	0,30
Frequência de Lineamentos (Lf)	0,53
Densidade de Drenagem (Dd)	0,06
Frequência de Fluxo (Fu)	0,11
CR = 0,0077	

O mapa do controle estrutural da BHRJ (Ce) (Figura 4.14), possibilitou a identificação de três setores fortemente atingidos pela presença de falhas e juntas. O primeiro deles, encontrou-se no alto curso, na área compreendida entre as imediações da Escarpa da Serra das

Figura 4.14 – Mapa do Controle Estrutural da BHRJ (Ce)



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

Palmeiras até o limite com o médio curso, abrangendo a margem esquerda do rio e parte da margem direita. O seguinte setor, apreciou-se na margem esquerda do médio curso, especialmente nas cabeceiras dos afluentes encontrados depois da inflexão do canal, estendendo-se até o baixo curso. E a última zona distinguida, visualizou-se em ambas margens do Jacuípe, nas cercanias da foz. As áreas menos controladas estruturalmente, localizaram-se próximas das nascentes do Jacuípe, assim como na margem direita do alto e médio curso, e naquelas sub-bacias associadas aos tributários de maior comprimento da margem esquerda do baixo curso.

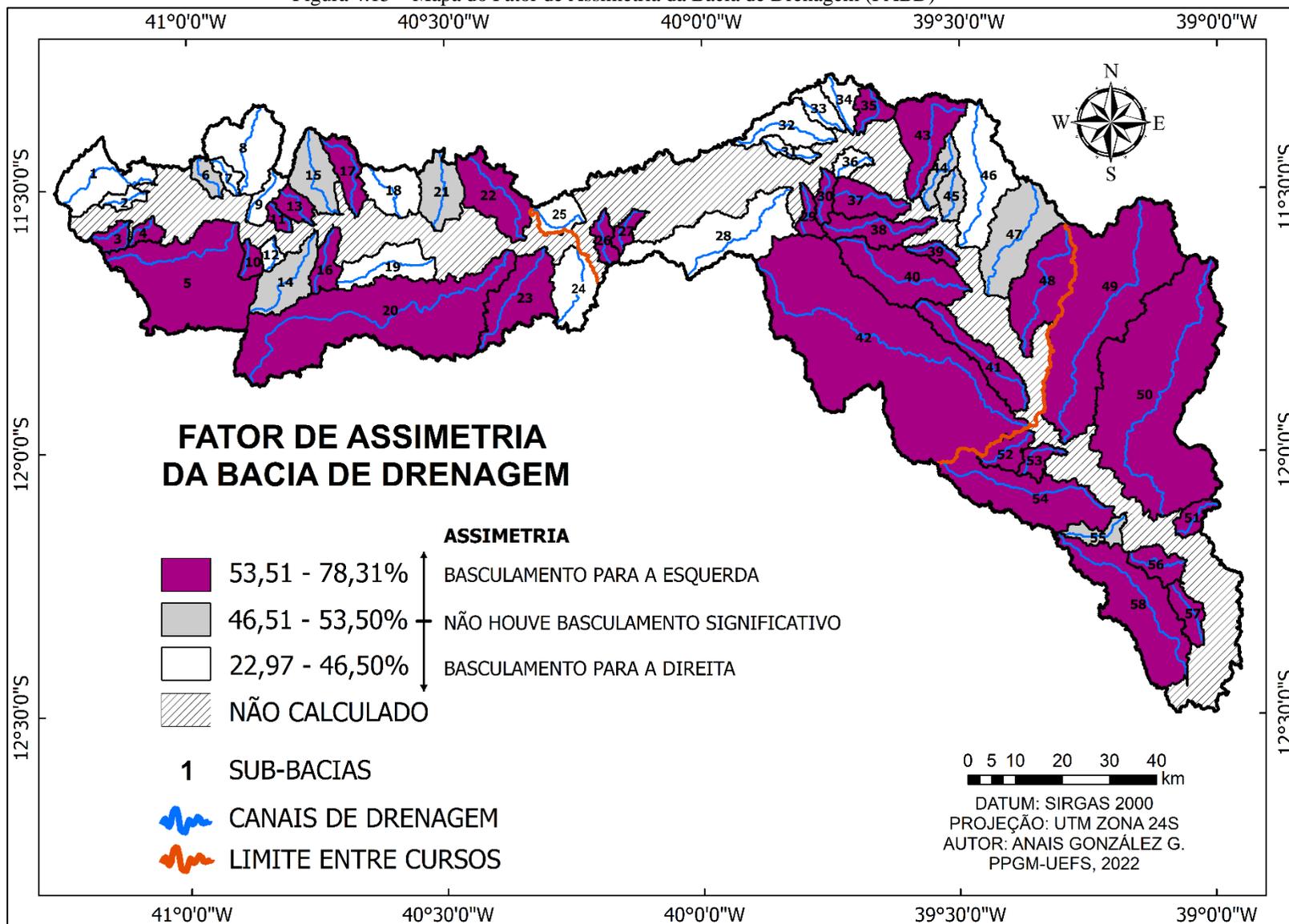
4.3.1.5 Mapas do Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem e Fator de Simetria Topográfica Transversal

As deformações na rede de drenagem da BHRJ, associam-se aos episódios tectônicos registrados na parte Norte do Cráton do São Francisco durante Paleoproterozoico e Neoproterozoico (BARBOSA et. al, 2021).

A partir do cálculo do Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD), foram verificados os possíveis efeitos da tectônica em 58 sub-bacias presentes na área de interesse. O apêndice B, encerra os valores obtidos do dito índice, e a Figura 4.15, apresenta o mapa do FABD, no qual foram estabelecidas três classes relativas do basculamento das margens. A primeira delas, reúne os valores de FABD entre 53,51 – 78,31%, representando um basculamento para a esquerda do canal principal; a segunda classe abarca os valores entre 46,51 – 53,50%, revelando a baixa ou inexistente influência da tectônica, por não sugerir um basculamento significativo das margens; e a terceira classe associa-se aos valores entre 22,97 – 46,50%, indicativos do basculamento para a direita do canal principal.

De forma geral, houve uma tendência ao basculamento para a margem esquerda das sub-bacias, observando-se que os afluentes principais da margem direita da BHRJ, deslocam-se, principalmente para o NW, no trecho do rio Jacuípe de direção W-E e para NE, no segmento de direção NW-SE do rio Jacuípe. No caso dos tributários da margem esquerda da BHRJ, apreciou-se maior variabilidade nas classes de FABD, associando-se com a existência de possíveis estruturas geológicas e anomalias fluviais tectonicamente controladas. A exemplo disso, contemplou-se (i) o deslocamento do canal principal da sub-bacia 49 para o SE, produto de uma estrutura tectônica de direção NE-SW; (ii) a inflexão do canal principal no médio curso relacionando-a ao basculamento das sub-bacias 32, 33, 34, 35, 43 e aquelas adjacentes; (iii) os

Figura 4.15 – Mapa do Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD)



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

valores de FABD das sub-bacias 18, 21, e 22 correlacionaram-se à configuração da Serra de Jacobina na porção Sul; (iv) assim como o basculamento para o WNW das sub-bacias 9 e 8 (bem como as sub-bacias 5 e 10 na margem direita) associadas a *knickzones* localizadas ao Oeste da Escarpa do Tombador, devido a ocorrência significativa de *knickzones* no alto curso, os valores do FABD nesse setor foram comparados com os valores do mapa do Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) (Figura 4.16), verificando-se uma correlação positiva entre eles. Desta forma, os valores do FSTT altos (0,67 – 1) e médios (0,34 – 0,66) observaram-se principalmente nas sub-bacias 9 e 10, onde tem presença de *knickpoints*. Além disso registrou-se o basculamento para o NW dos afluentes de maior hierarquia das sub-bacias 5 e 20, com valores médios de FSTT nas zonas anômalas, podendo ser a tectônica um fator secundário do condicionamento.

4.3.1.6 Mapas geológicos e imagens orbitais

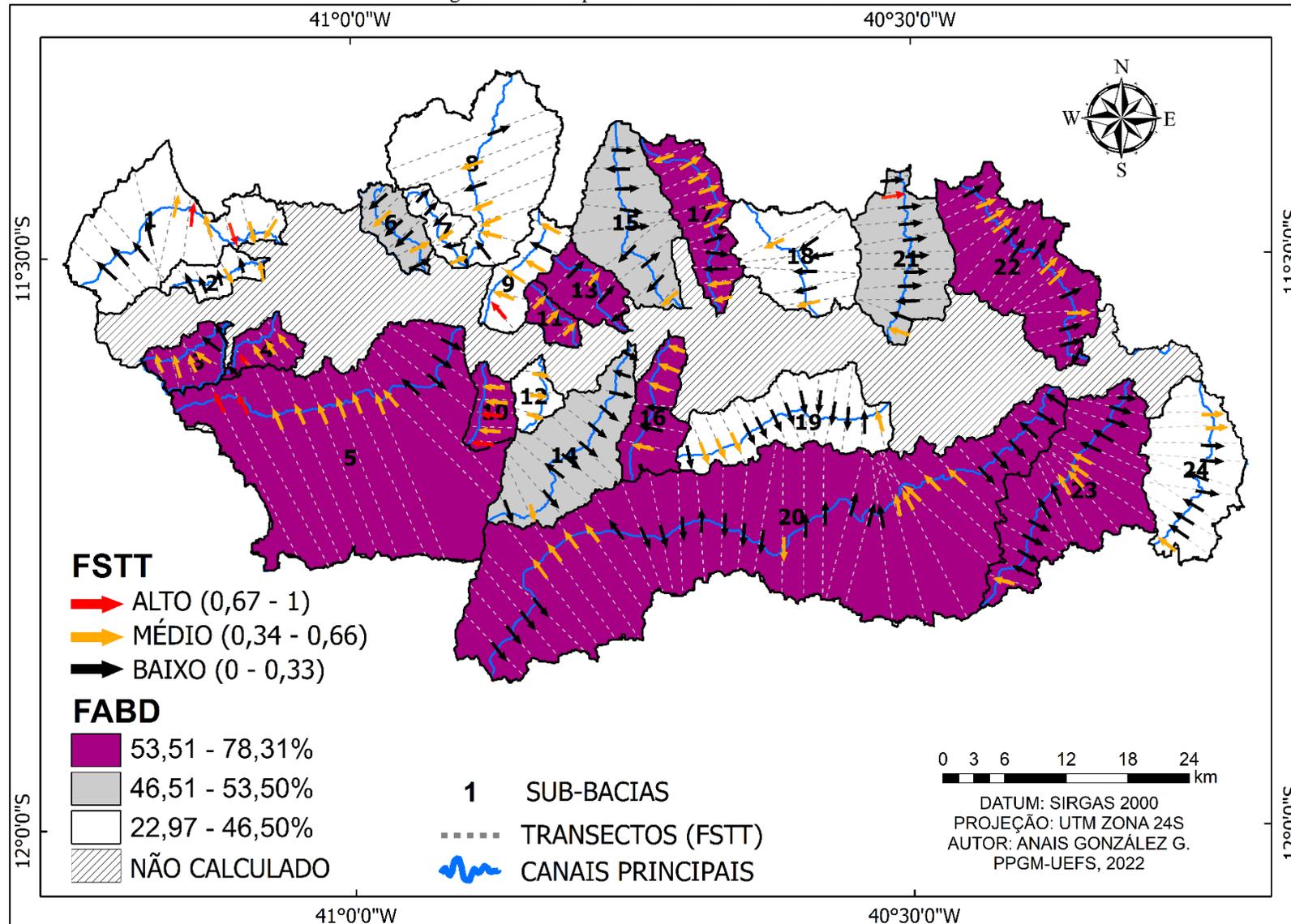
Foi possível distinguir que os *knickpoints* da BHRJ, apresentam-se regularmente em rochas sedimentares, e em menor proporção nos terrenos ígneo-metamórficos da área estudada.

Esta configuração foi evidenciada nas *knickzones* delimitadas no alto curso, caracterizadas pelo registro das diferentes unidades litoestratigráficas do Grupo Chapada Diamantina e das coberturas residuais superpostas no embasamento cristalino.

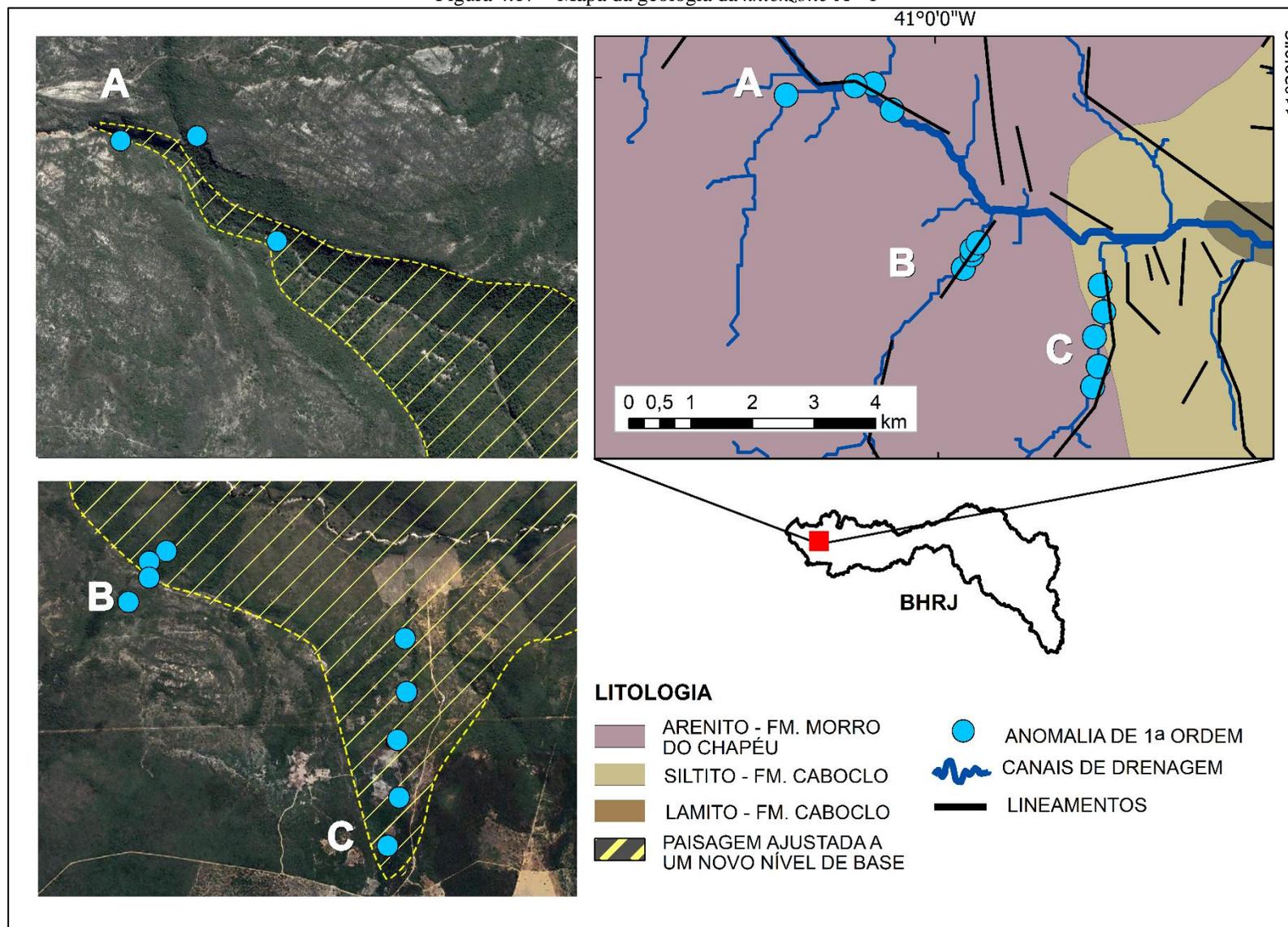
No tocante da *knickzone* A, as anomalias de 1ª ordem desse setor instalaram-se em arenitos da Formação Morro do Chapéu, próximos do contato basal com siltitos/argilitos da Formação Caboclo. Como exemplo disso, se tem a Cachoeira do Agreste, encontrada à 1,7 km a montante das anomalias observadas sobre o canal do rio Jacuípe (Figura 4.17; A), a Cachoeira de Ferro Doido (Figura 4.18; D), que segundo Rocha e Pedreira (2012) nesse local aflora a associação de litofácies Arenito Sigmoidal (Fm. Morro do Chapéu), em contato com “intercalações de argilito com calcarenito peloidal, com estratificação plano-paralela e ondulada” (Fm. Caboclo) (ROCHA; PEDREIRA, 2012, p. 88), visualizadas na base da cachoeira; e a Cachoeira do Ventura (Figura 4.18; E), portadoras de um grande atrativo geoturístico na região do Morro do Chapéu. Outras anomalias que apresentaram a mesma configuração litológica foram representadas no apêndice C.

Em relação a *knickzone* B, observaram-se em maior proporção os arenitos conglomeráticos e arenitos da Formação Tombador limitados ao Oeste pelos carbonatos silicificados com estromatólitos (Jacuípe Flints) (SOUZA; MELO; KOSIN, 2003), encontrados

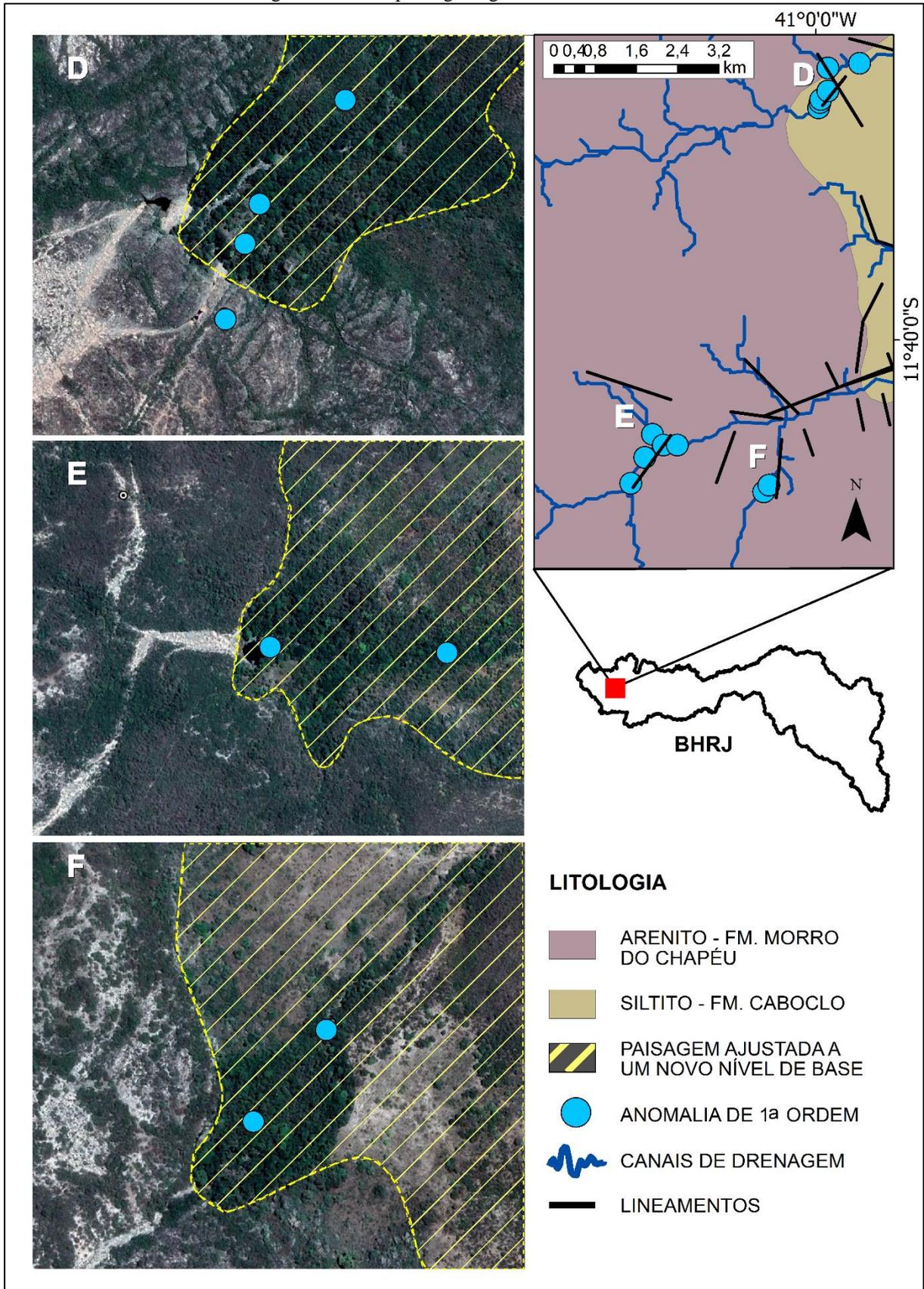
Figura 4.16 – Mapa do FABD e FSTT do alto curso



Fonte: Elaborado pela autora (2022)

Figura 4.17 – Mapa da geologia da *knickzone* A - 1

Fonte: Elaborado a partir de IBGE (2020)

Figura 4.18 – Mapa da geologia da *knickzone* A - 2

Fonte: Elaborado a partir de IBGE (2020)

na base da Formação Caboclo, reconhecidos como lamitos pelo IBGE (2020) (Apêndice D), não sendo representativa a influência do componente litológico na formação de níveis de base.

Ao respeito da *knickzone* C, o desenvolvimento dos *knickpoints* se deu em terrenos ocupados pelas coberturas detrítico-lateríticas, sobrepostas aos ortognaisses migmatíticos do Complexo Mairi (Apêndice E). Nessa área, a variação abrupta da declividade se apresentou nos vales suspensos de tributários que confluem em canais de ordem superior, encaixados ao longo das coberturas recentes, como produto das maiores vazões responsáveis da acentuada erosão vertical.

No caso das anomalias de 1ª ordem registradas no médio e baixo curso, o reconhecimento das mesmas não foi conseguido mediante as imagens orbitais implementadas, como observado nos apêndices F e G, respectivamente. Contudo, estes *knickpoints* calculados automaticamente, se mostraram em canais controlados por estruturas lineares traçadas no terreno, as que atingiram terrenos cristalinos formados por gnaisses kinzigíticos (Gnaisse Ipirá) e Gnaisses Enderbíticos (Complexo Caraíba) no médio curso, refletindo-se esta última litologia no baixo curso (Apêndice G; K). No setor baixo também foram observados *knickpoints* nos gnaisses bandados Santa Luz próximos dos arenitos da Formação Barreiras (Apêndice G; L).

É importante ressaltar que devido a escala da geologia implementada (1:250.000) e da resolução espacial do MDE-SRTM (30m) implementado para a extração dos *knickpoints*, a delimitação dos contatos litológicos pode não ser exata. Em consonância, as anomalias 1ª ordem registradas ao longo da bacia, nem sempre são identificáveis nas imagens do Google Earth Pro, considerando-se imperante a necessidade de jornadas de campo em estudos posteriores.

4.3.2 Condicionantes dos níveis de base da BHRJ

O arranjo espacial dos agentes controladores da gênese e evolução dos *knickpoints*, mostrou-se de forma heterogênea nos diferentes compartimentos da BHRJ. Nessa perspectiva, no setor alto da bacia, percebeu-se mais nitidamente o contraste na influência dos condicionantes abordados.

Em relação a *knickzone* A, as anomalias desse setor caracterizaram-se por sua verticalidade sendo denominadas na literatura como “*Vertical-Step Knickpoint*” ou “*Break-in-Elevation Knickpoints*” (HAVIV et al., 2010; RHOADS, 2020). É fatível considerar que o controle estrutural moderado a alto, decrescente para o Oeste, e o soerguimento do terreno, acentuaram a taxa da erosão das camadas dos arenitos pertencentes a Formação Morro do Chapéu, onde foram observados os ajustes na rede de drenagem produto do rebaixamento do

nível de base. Esta litofácies contemplou uma espessura aproximada de 80m, na face do *knickpoint* mais significativo da BHRJ (Cachoeira do Ferro Doido) (ROCHA; PEDREIRA 2012), encontrando-se em contacto basal com rochas menos competentes a erosão fluvial. De acordo com Goudie (2020), existe um número elevado de cachoeiras ao redor do mundo formadas em arenitos. Algumas delas se encontram na Venezuela, como o Salto Angel, o Salto Kukenaam dentre outros.

Acerca da *knickzone* B, pode-se perceber que as feições fluviais anômalas, desenvolveram-se sob forte controle estrutural e tectônico. Desse modo, os *knickpoints* estabelecidos em arenitos da Formação Tombador, dispuseram-se ao longo de uma falha transcorrente sinistral, de direção aproximada NNE-SSW (ROCHA; PEDREIRA 2012), localizada no sentido do basculamento das sub-bacias que as contêm. Mediante essa situação, pode-se explicar a não ocorrência das anomalias de 1ª ordem na Escarpa do Tombador em direção aos terrenos cristalinos mais antigos.

No que diz respeito da *knickzone* C, é possível inferir indiretamente como as condições paleoclimáticas úmidas (MARTIN et al., 1980; SIFEDDINE; CHIESSI; CRUZ, 2014) favoreceram o aumento da vazão do fluxo d'água e a consequente incisão vertical do canal, no qual confluem os tributários de menor hierarquia, formadores dos *knickpoints* associados a vales suspensos. Nesse setor, a influência do controle estrutural foi pouco significativa, revelando que a migração do canal para o NW, na área de nascentes, não representou o condicionamento principal das anomalias identificadas.

Outras anomalias de 1ª ordem encontradas no alto curso, próximas do limite com o setor médio da bacia, podem ser atribuídas aos controles de cunho estrutural, decorrentes da formação da Serra do Jacobina, porém estas feições não foram identificadas nas imagens orbitais interpretadas visualmente.

Esta limitação fora também evidenciada no médio e baixo curso, a exceção do *knickpoint* de caráter antrópico formado pela barragem Gov. João Durval Carneiro, sendo um resultado possivelmente interligado ao predomínio dos relevos planos e da dificuldade no reconhecimento dos canais intermitentes e efêmeros desses setores. Portanto, as rupturas do gradiente fluvial nessas duas áreas, sugerem uma gênese atrelada ao condicionamento estrutural (em maior medida no baixo curso) e não a diferença na composição litológica do leito do canal.

Comportamentos semelhantes aos apreciados no médio e baixo curso da BHRJ, foram reportados por Gimenez et al. (2022) no estuário da Bahia da Babitonga, na Costa Sudeste do Brasil, tendo como exemplo o rio Quiriri. Os autores sinalizaram a presença de quebras abruptas

no gradiente fluvial, em terrenos da mesma unidade geológica (Gnaisse Luís Alves) ao longo de *trends* estruturais associados a reativações tectônicas.

4.4 RELAÇÃO DOS NÍVEIS DE BASE FLUVIAIS COM AS REATIVAÇÕES NEOTECTÔNICAS

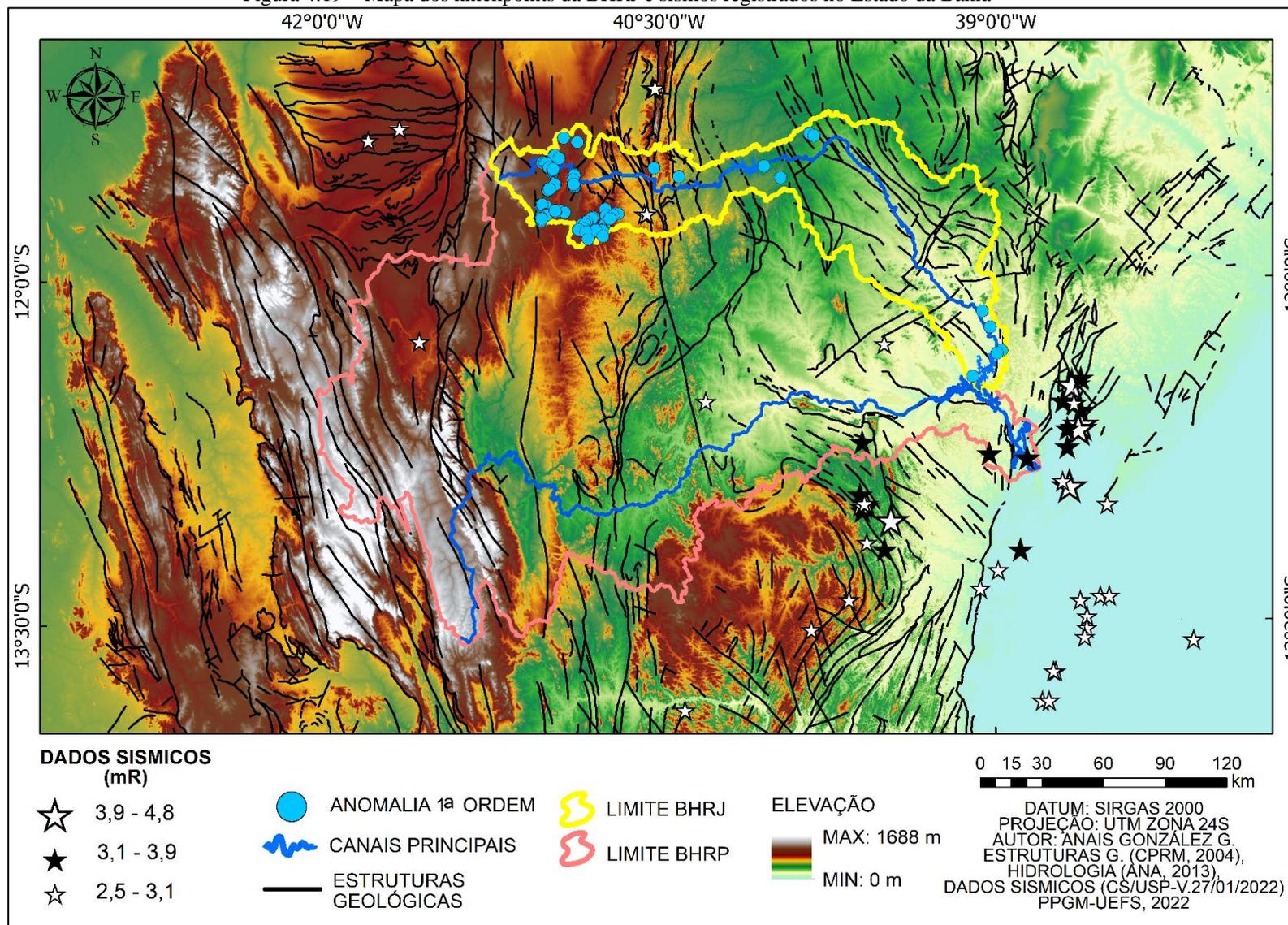
No Estado da Bahia, os registros neotectônicos têm acontecido em consonância com as manifestações sísmicas (BARBOSA et. al, 2021; LIMA, 2000). No que concerne a este último aspecto, a área de estudo e imediações, testemunharam a ocorrência de tremores de terra de magnitudes inferiores aos 5mR.

Na Figura 4.19, foram representados os epicentros de oito sismos acontecidos dentro do perímetro da bacia hidrográfica do rio Paraguaçu, distinguindo-se os três de maiores magnitudes (3,1 – 3,9 mR) na margem direita, próximos da foz e; os cinco restantes, de magnitudes inferiores (2,5 – 3,1 mR), nos cursos superior e central, dessa área drenada, distantes entre eles.

Conforme o exposto anteriormente, os únicos abalos sísmicos registrados na BHRJ atingiram as magnitudes 2,6 mR e 2,8 mR, sendo reportados ambos eventos em 1992, no mesmo epicentro localizado ao Norte do município Mundo Novo, nas cercanias de uma Falha NW-SE que atravessou o médio curso da bacia hidrográfica do rio Paraguaçu e o alto curso da BHRJ. Nesse sentido, quando os registros instrumentais e históricos dos sismos foram cruzados com os *knickpoints* identificados na BHRJ, observou-se, entre eles, uma fraca correlação positiva, em pequena escala espacial, sendo essencial a realização de trabalho de campo a fim de fornecer evidências robustas da ação neotectônica.

Em razão disso, tornou-se evidente o contraste com os tremores ocorridos ao SE e SW do baixo curso da BHRJ, observando-se, respectivamente, as evidências das manifestações telúricas nos municípios encontrados entorno da Bahia de Todos os Santos, como relatado em estudos prévios (SAMPAIO, 1916; 1919 apud LIMA, 2000), na direção do eixo principal da Bacia Sedimentar do Recôncavo; e na região de Amargosa. Os epicentros dos terremotos dessa última área, alinharam-se na direção NW-SE, conforme as estruturas deformacionais do setor, associadas a presença de anomalias fluviais de 1ª ordem, na bacia do Rio Verde (OLIVEIRA, 2020). De acordo com Sobrinho Santos et al. (2020), este comportamento pode ser explicado pela cercania da zona de sutura entre o Bloco Jequié e o Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC). Entretanto, na BHRJ os limites entre o BISC com os blocos Gavião e Serrinha,

Figura 4.19 – Mapa dos knickpoints da BHRJ e sismos registrados no Estado da Bahia



Fonte: Elaborado a partir de CPRM (2004), ANA (2013) e CSUSP (2022)

representados por zonas de cisalhamento sinistral, não exibiram indícios de sismicidade nem da presença de *knickpoints*.

Por outra parte, em terrenos dominados por afloramentos do Mioceno, Plioceno e Quaternário, sob condições geomorfológicas distintas das apresentadas na BHRJ, Moussi et al. (2018) avaliaram os efeitos da neotectônica no Nordeste da Tunísia, e observaram alta ocorrência de *knickpoints* no canal do rio Oued El Boul, coincidindo com o epicentro de vários sismos de magnitudes inferiores a 3mR, alinhados na direção de uma importante falha tectônica ativa.

É conveniente ressaltar que, embora em algumas partes do mundo os *knickpoints* tenham sido considerados marcadores geomorfológicos robustos da tectônica ativa (PAVANO, PAZZAGLIA; CATALANO, 2016; PERUCCA; ROTHIS; VARGAS, 2014), existe a possibilidade de se encontrar canais perturbados por falhas reativadas, sem revelar essas feições fluviais.

Nas observações de Li et al. (2021) em seu estudo realizado nas montanhas de Laohu e Hasi, ao Nordeste do Planalto Tibetano, distinguiram a presença de três *knickpoints* em apenas três tributários do rio Amarelo, formados à um quilômetro à montante da falha transcorrente sinistral Haiyuan, que cortou catorze rios da mesma sub-bacia, apontando ao controle litológico como o responsável dessas anomalias. Nesse sentido, mesmo em zonas de recorrentes terremotos de grande magnitude, os *knickpoints* podem ser atribuídos a controles diferentes da neotectônica como condicionante principal.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

- As alterações locais nos gradientes fluviais, distribuíram-se heterogeneamente ao longo dos setores delimitados da BHRJ. No alto curso, o relevo associado ao flanco Oriental da Chapada Diamantina, desenvolvido sobre rochas sedimentares, possibilitou a formação dos desníveis topográficos mais acentuados da bacia, assim como das maiores concentrações das anomalias de 1ª ordem, encerrando aproximadamente 90% do total das mesmas acima dos 700m, em três áreas denominadas *knickzone A*, *knickzone B* e *knickzone C*. Por outra parte, os resultados revelaram maior dispersão e menor quantidade de *knickpoints* em terrenos com baixa declividade e substrato predominantemente cristalino, como evidenciado no médio e baixo curso da bacia.

- Em comparação com as anomalias de drenagem de 1ª ordem, o número de anomalias de 2ª ordem na BHRJ foi significativamente superior, inferindo-se a existência majoritária de canais em equilíbrio dinâmico.

- Frequentemente, as variações dos níveis de base fluviais denotaram forte influência dos controles estruturais e tectônicos, por meio de feições lineares de direção principal NW-SE; a exceção da *knickzone C*, cujas anomalias originaram-se na confluência de tributários de baixa ordem hierárquica em canais aprofundados pela maior descarga fluvial, e do *knickpoint* do médio curso, formado pelo barramento antrópico do rio.

- A mudança na direção do fluxo do rio Jacuípe no médio curso, pode ser atribuída a mecanismos geomorfológicos diferentes daqueles abrangidos no escopo do presente trabalho, associando-se aos processos de captura fluvial propiciados pelos controles tectônicos.

- Apesar da sismicidade não ter revelado uma estreita relação com os *knickpoints* registrados na bacia, é necessária a realização de levantamentos sistemáticos de campo em materiais sedimentares recentes (rochas, solos, terraços fluviais), próximos das anomalias fluviais, que envolvam a identificação de juntas e falhas, bem como datações absolutas por Luminescência Ópticamente Estimulada (OSL – *Optically Stimulated Luminescence*) para assim asseverar que as perturbações na rede de drenagem não estão associadas a possíveis reativações cenozoicas de falhas.

- Sugere-se a implementação de MDE de maior resolução espacial do que o empregado no presente trabalho (SRTM 30m), para a obtenção das anomalias de 1ª e 2ª ordem, assim como a validação em campo das mesmas. Aconselha-se também a inspeção em escala de detalhe das

áreas do médio e baixo curso onde não foi possível a visualização das anomalias de drenagem a partir dos produtos de sensoriamento remoto implementados.

- Considerando os possíveis desdobramentos da pesquisa, recomenda-se: (1) estimar as taxas de erosão nas paisagens transitórias formadas pelo rebaixamento do nível de base no alto curso da BHRJ; (2) aprofundar no estudo de outras anomalias fluviais, como as capturas de drenagem, abordando sua associação com os *knickpoints*, assim como a implementação dos cotovelos e proto-cotovelos de captura como evidências de antigas conexões entre a BHRJ e a Bacia do Rio Itapicuru; e (3) realizar estudos voltados a conectividade hidrossedimentológica nos diversos setores da bacia influenciados pelas variações dos níveis de base.

REFERÊNCIAS

AB’SÁBER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 19, p. 1 - 38. 1969.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS - ANA (Brasil). **Reservatórios do Semiárido Brasileiro**: Hidrologia, Balanço Hídrico e Operação: Anexo E, Brasília – DF: ANA; São Paulo: Engecorps Engenharia, 2017, 178 p., il. ISBN: 978-85-8210-048-6.

ALKMIN, F. F.; BRITO NEVES, B. B.; ALVES, J. A. C. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. *In*: DOMINGUEZ, J. M. L.; MISI, A. (eds.). **Cráton do São Francisco**: Trabalhos apresentados na reunião [...], Salvador: SBG: SGM: CNPq, 1993. p. 45 – 62.

ALLABY, M. **Oxford Dictionary of Earth Sciences**. 3. ed. Oxford: Oxford University Press. 2008. 654 p. ISBN: 978-0-19921-194-4.

ALMEIDA, F. F. M. et al., Províncias estruturais brasileiras. *In*: Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. **Boletim do Núcleo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia**. Campina Grande: SBG, v. 6, 1977. p. 363-391.

ALVARES, C. A. et al. Köppen’s climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, Stuttgart, v. 22, n. 6, p. 711–728, 2013. DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0507

ARGYRIOU, A. V et al. Neotectonic control on drainage systems: GIS-based geomorphometric and morphotectonic assessment for Crete, Greece. **Journal of Structural Geology**, [s. l.], v. 104, p. 93 - 111, 2017. DOI: 10.1016/j.jsg.2017.10.002

BARBOSA, J, S. F. et al. (org.). **Nota Explicativa do Mapa Tectônico-Geocronológico do Estado da Bahia**: implicações metalogenéticas. Salvador: CPRM: CBPM, 2021. 1 recurso eletrônico: PDF - Série Publicações Especiais, 24. ISBN 978-65-5664-091-4

BARBOSA, J. S. F.; BARBOSA, R. G. The Paleoproterozoic Eastern Bahia Orogenic Domain. *In*: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIM, F. F. **São Francisco Craton, eastern Brazil**: tectonic genealogy of a miniature continent. Regional Geology Reviews, New York: Springer, 2017. p. 57 – 69. ISBN: 978-3-319-01714-3. DOI: 10.1007/978-3-319-01715-0

BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: Geodynamic features. **Precambrian Research**, [s. l.], v. 133, n. 1-2, p. 1–27, 2004. DOI:10.1016/j.precamres.2004.03.001

BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P.; MARINHO, M. M. O Cráton do São Francisco na Bahia: Uma Síntese. *In*: Barbosa J.S.F.; Correa Gomes L.C. (eds.) Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: artigos selecionados e guias de excursão. **Revista Brasileira de Geociências**, Salvador, v. 33, n. 1, p. 03–06, 2003.

BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [Rio de Janeiro], v. 74, n. 2, p. 343–359, 2002.

BASTOS, I. P. **Bacia do Recôncavo: Sumário Geológico e Setores em Oferta**. 2017. Disponível em: <https://bit.ly/3CJhsRf>. Acesso em: 15 fev. 2020.

BATTILANI, G. A.; GOMES, N. S.; GUERRA, W. J. Evolução Diagenética dos Arenitos da Formação Morro do Chapéu, Grupo Chapada Diamantina, na Região de Morro do Chapéu, Bahia. **Geonomos**, [s. l.], v. 4, n. 2, p. 81 – 98, 1996. DOI: 10.18285/geonomos.v4i2.203

BIERMAN, P.; MONTGOMERY, D. **Key concepts in geomorphology**. 1. ed. New York: W. H Freeman, 2014. p. 532. ISBN: 978-1-4292-3860-1.

BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G.; TORQUATO, J. R. F. Evolução Geocronológica do Precambriano no Estado da Bahia. *In*: INDA, H. A. V; DUARTE, F. B. (org.). **Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: Textos Básicos**. v. 3. Salvador: SME: CPM, 1980. p. 1–101.

BRUSH JR., L. M.; WOLMAN, M. G. Knickpoint behavior in noncohesive material: a laboratory study. **Geological Society of America Bulletin**, [Boulder – CO], v. 71, n. 1, p. 59 – 74, 1960. DOI: 10.1130/0016-7606(1960)71[59:KBINMA]2.0.CO;2

CARVALHO, A.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. Bacias Hidrográficas Assimétricas na Serra do Espinhaço Meridional – MG: Controle Litoestrutural e/ou Tectônico? William **Morris Davis – Revista de Geomorfologia**, [Sobral.], v. 1, n. 2, p. 119–146, 2020. DOI:10.48025/ISSN2675-6900.v1n2.p119-146.2020

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1980. 189 p.

CHRISTOFOLETTI, A. A análise da densidade de drenagem e suas implicações geomorfológicas. **Geografia**, Rio Claro - SP, v. 4, n. 8, p. 23 – 42, 1979. Disponível em: <https://bit.ly/368D5ii>. Acesso em: 20 dez. 2021.

COLLISCHONN, W. **Simulação Hidrológica de Grandes Bacias**. Orientador: Carlos Eduardo Morelli Tucci. 2001. 194 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of America Bulletin**, [Boulder – CO], v. 106, n. 5, p. 571–581, 1994. DOI: 10.1130/0016-7606(1994)106<0571:AODBSA>2.3.CO;2

DA CUNHA, A. M. et al. Variações do nível relativo do mar durante o holoceno na bacia do rio Una, Cabo Frio - Rio de Janeiro: Aspectos sedimentológicos, faciológicos e geocronológicos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Curitiba, v. 18, n. 1, p. 143 – 154, jan./mar. 2017. DOI: 10.20502/rbg.v18i1.1039

DASH, C. et al. Fluvial response to late quaternary sea level changes along the mahanadi delta, east coast of India. **Quaternary International**, [s. l.], v. 553, p. 60 – 72, 2020. DOI: 10.1016/j.quaint.2020.07.033

DAVIS, W. M. Baselevel, Grade and Peneplain. **The Journal of Geology**, [Chicago], v. 10, n. 1, p. 77–111, 1902.

DE BLIJ, H. J.; MULLER, P. O.; WILLIAMS, R. S. J. **Physical Geography: The Global Environment**. 3. ed. Oxford: Oxford University Press, 2004. p. 672. ISBN: 0195221958.

DELINEATING Multiple Watersheds using Spatial Analyst Tool of ArcGIS. [s. l.: s. n.], 2019. 1 vídeo (10:34 min). Publicado pelo canal GeoDelta Labs. Disponível em: <https://bit.ly/3L1bnTp>. Acesso em: 13 nov. 2021.

DIAS, J. O **Rio Jacuípe e as múltiplas faces da Bacia Hidrográfica**. Feira de Santana: Secretaria Municipal de Meio Ambiente, 2020.

DIAS, L. S. et al. Utilização do radar interferométrico para delimitação automática de bacias hidrográficas. **Bahia Análise & Dados**, Salvador, v. 14, n. 2, p. 265–271, 2004.

DONEVSKA, K. R. et al. Regional non-hazardous landfill site selection by integrating fuzzy logic, AHP and geographic information systems. **Environmental Earth Sciences**, [s. l.], v. 67, n. 1, p. 121–131, 2012. DOI: 10.1007/s12665-011-1485-y

DORNELLAS, P. C. et al. Análise Morfométrica da Bacia do Alto Rio Paraíba, Região Semiárida do Estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Curitiba, v. 21, n. 3, p. 601 – 614, jul./set. 2020. DOI: 10.20502/rbg.v21i3.1757

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Clima**. [s. d.]. Disponível em: <https://bit.ly/3JhuEPW>. Acesso em: 20 fev. 2020.

_____. **Súmula da X reunião técnica de levantamento de solos** (SNLCS. Série Miscelânea 1). Rio de Janeiro, v. 10. 1979, p. 83. Disponível em: <https://edepot.wur.nl/480004>. Acesso em 1 maio 2020.

ETCHEBEHERE, M. L. et al. Aplicação do índice “Relação Declividade - Extensão–RDE” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Geologia USP: Série Científica**, São Paulo, v. 4, n.2, p. 43-56, 2004. DOI: 10.5327/S1519-874X2004000200004

FARIA, D. G. M.; AUGUSTO FILHO, O. Aplicação do Processo de Análise Hierárquica (AHP) no mapeamento de perigo de escorregamentos em áreas urbanas. **Revista do Instituto Geológico**, [s. l.], v. 34, n. 1, p. 23–44, 2013. DOI: 10.5935/0100-929X.20130002

FIGUEREIDO, M. C. H. Geochemistry of high-grade complexes of Bahia State, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**. [s. l.], v. 12, n. 1 – 3, p. 307–312, 1982.

FOSTER, M.; KELSEY, H. Knickpoint and knickzone formation and propagation, South Fork Eel River, Northern California. **Geosphere**. [s. l.], v. 8, n. 2, p. 403–416, 2012. DOI: 10.1130/GES00700.1

FRANÇA, R. D. M. Proposta metodológica de identificação do alto, médio e baixo curso da bacia hidrográfica do Rio Cocó, Ceará, Brasil. **Geosaberes**, [s. l.], v. 10, n. 21, p. 1 - 11, 2019. DOI: 10.26895/geosaberes.v10i21.722

GABET, E. J. Lithological and structural controls on river profiles and networks in the northern Sierra Nevada (California, USA). **Geological Society of America Bulletin**, [Boulder – CO], v. 132, n. 3–4, p. 655–667, 2020. DOI:10.1130/B35128.1

GARDNER, T. W. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material: Reply. **Geological Society of America Bulletin**, [Boulder – CO], v. 94, n. 5, p. 664 – 672. 1983.
DOI: 10.1130/0016-7606(1983)94<664:ESOKAL>2.0.CO;2

GERMANOSKI, D.; RITTER, D. F. Tributary response to local base level lowering below a dam. *Regulated Rivers: Research & Management*. [s. l.], v. 2, n. 1, p. 11–24, 1988.
DOI: 10.1002/rrr.3450020103

GIMENEZ, V. B et al. The role of fault reactivation in the geomorphological evolution of coastal landforms on passive continental margins: Evidence from a tectonic estuary in southern Brazil. **Geomorphology**. [s. l.], v. 402, p. 1 – 22, 2022. DOI: 10.1016/j.geomorph.2022.108132

GIRMA, R.; ABRAHAM, T.; MULUNEH, A. Quantitative evaluation of watershed attributes for water resources management in the Rift Valley Lakes Basin, Ethiopia: a case from Tikur Wuha river watershed. **Applied Water Science**. [s. l.], v. 10, n. 196 p. 1 - 15 (2020).
<https://doi.org/10.1007/s13201-020-01281-5>

GOUDIE, A. S. Waterfalls: Forms, Distribution, Processes and Rates of Recession. **Quaestiones Geographicae**. [s. l.], v. 39, n. 1, p. 59–77, 2020.
DOI:10.2478/quageo-2020-0005.

GROTZINGER, J. P.; JORDAN, T. H. **Understanding Earth**. 7. ed. New York: W. H Freeman, 2014. p. 752. ISBN: 978-1464138744.

HACK, J. T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. **USGS Professional Paper**, Washington, v. 249. p. 45 – 97, 1957.
DOI: 10.3133/pp294B

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

HARE, P.W., GARDNER, T. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. **Tectonic Geomorphology: Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium**, Boston: Allen & Unwin, p. 75-104. 1985

HASUI, Y. et al. (org.). **Geologia do Brasil**. 1. ed. São Paulo: Editora Beca, 2012. p. 900. ISBN: 987-85-62768-10-1.

HAVIV, I. et al. 2010. Evolution of vertical knickpoints waterfalls) with resistant caprock: Insights from numerical modeling. **Journal of Geophysical Research, Earth Surface**. [s. l.], v. 115, n. F3, p. 1 – 22, 2010. DOI: 10.1029/2008JF001187.

HENRIQUES, R. J.; VALADÃO, R. C. Google Earth Pro, Panoramio e Youtube como auxílio ao reconhecimento de knickpoints em afluentes dos rios das Velhas e Paraopeba, em Minas

Gerais. **Caderno de Geografia**, [s. l.], v. 28, n. 52, p. 226, 2018. DOI: 10.5752/p.2318-2962.2018v28n52p226

HIRUMA, S. T.; PONÇANO, W. L. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfopedológicos na área do alto rio pardo, SP e MG. **Revista do Instituto Geológico**, [s. l.], v. 15, n. 1-2, p. 49–57, 1994.

HOLLAND, W. N.; PICKUP, G. Flume study of knickpoint development in stratified sediment. **Geological Society of America Bulletin**, [Boulder – CO], v. 87, n. 1, p. 76–82, 1976. DOI: 10.1130/0016-7606(1976)87<76:FSOKDI>2.0.CO;2

HORTON, R. E. Drainage-basin characteristics. **Eos, Transactions, American Geophysical Union**, [s. l.], v. 13, n. 1, p. 350–361, 1932. DOI: 10.1029/TR013i001p00350

HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: a hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v.56, n.3, p.275-370, 1945. DOI: 10.1130/0016-7606(1945)56[275:EDOSAT]2.0.CO;2

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Estimativas da População**. 2021. Disponível em: <https://bit.ly/3idaef2>. Acesso em: 7 dez. 2022.

_____. **Banco de Informações Ambientais**. 2020. Disponível em: <https://bit.ly/34LNHD1>. Acesso em: 7 dez. 2020.

_____. **Sinopse do Censo 2010**. Rio de Janeiro: IBGE, 2011 Bibliografia: p. 241. ISBN: 978-85-240-4188-4.

JOHNSON, D. Baselevel. **The Journal of Geology**, [Chicago], v. 37, n. 8, p. 775–782, 1929.

KING, L. C. A. Geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 18, p. 147-265, 1956. Disponível em: <https://bit.ly/3whYNel> Acesso em: 10 jan. 2022.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, [s. l.], v. 44, p. 54–75, 2012. DOI: 10.1016/j.jsg.2012.07.009

KOULI, M. et al. GIS-based morphometric analysis of two major watersheds, western Crete. Greece. **Journal of Environmental Hydrology**, [s. l.], v. 15, p. 1–17. 2007.

LANA, C. E.; CASTRO, P. D. T. Níveis de base fluviais: síntese dos principais condicionantes e dinâmica de instalação. **Brazilian Geographical Journal: geosciences and humanities research medium**, Uberlândia, v. 3, n. 1, p. 102 – 122, jan./jun. 2012a.

LANA, C. E.; CASTRO, P. D. T. Evolução histórica e filosófica do conceito de nível de base fluvial. **Terrae Didactica**, [Campinas], v. 8, n. 1, p. 51 – 57, 2012b.

LI, Z. et al. The impacts of base level and lithology on fluvial geomorphic evolution at the tectonically active Laohu and Hasi Mountains, northeastern Tibetan Plateau. **Science China Earth Sciences**, [s. l.], v. 64, n. 6, p. 1 – 14, 2021. DOI: 10.1007/s11430-020-9743-1

LIMA, A. G. Rios de leito rochoso: aspectos geomorfológicos fundamentais. **Ambiência**, Guarapuava, v. 6, n. 2, p. 339–354, maio/ago. 2010.

LIMA, A. G. A bacia hidrográfica como recorte de estudos em geografia humana. **Geografia**, [s. l.], v. 14, n. 2, p. 173–183, jul./dez. 2005.

LIMA, C. C. U.; VILAS BOAS, G. S.; BEZERRA, F. H. R. Faciologia e análise tectônica Preliminar da formação Barreiras no litoral sul do Estado da Bahia. **Geologia USP. Série Científica**, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 71–80, 2006. DOI: doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300009

LIMA, C. C. U. O neotectonismo na costa do Sudeste e do Nordeste brasileiro. **Revista De Ciência & Tecnologia** [s. l.], v. 15, p. 91 – 102, 2000.

LIMA, K. C.; LUPINACCI, C. M. Morfologias Fluviais em Ambiente Semiárido: Questões Teóricas Aplicadas a um Estudo de Caso. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Curitiba, v. 20, n. 3, p. 475 – 490, jul./set. 2019. DOI: 10.20502/rbg.v20i3.1597

LIMA, K. C. **Holoceno Superior na bacia do rio Itapicuru (Bahia/Brasil)**: proposição de cenário para o baixo curso e planície costeira. Orientador: Archimedes Perez Filho. 2017. 127 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo, 2017.

LIMA, K. C.; CUNHA, C. M. L.; PEREZ FILHO, A. Relações Entre Rede de Drenagem e Superfícies de Aplainamento Semiáridas. Fortaleza. **Mercator**, v. 15, n. 2, p. 91 – 104, abr./jun. 2016. DOI: 10.4215/RM2016.1502.0006

LIMA, K. C.; CUNHA, M. C. L.; PEREZ FILHO, A. Dificuldades e possibilidades da cartografia geomorfológica no semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Cartografia**, [s. l.], v. 6, n. 65, p. 1063-1073, nov./dez. 2013.

LIRO, M. Dam-induced base-level rise effects on the gravel-bed channel planform. **Catena**, [s. l.], v. 153, p. 143–156, 2017. DOI: 10.1016/j.catena.2017.02.005

LIU C. C. **Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação ao Estado do Rio de Janeiro**. Orientador: Amaral, Gilberto. 1984. p.157. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984. DOI: 10.11606/T.44.1984.tde-25082015-143959

MACEDO, M.; BONHOMME, M. Contribuição à cronoestratigrafia das formações Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 14, n. 3, p. 153 – 163, 1984. DOI:10.25249/0375-7536.1984153163

MARTIN, L. et al. **Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia - 1:250.000 - Texto Explicativo**. Salvador, Secretaria das Minas e Energia/Coordenação da Produção Mineral. 1980. 60p. Disponível em: <https://bit.ly/350a87y>. Acesso em: 10 dez. 2021.

MAZUCATO, T. (org.). **Metodologia da pesquisa e do trabalho científico**. Penápolis: FUNEPE, 2018. p. 94. ISBN 97885-93683-03-9

MILANI, E. J. Tectônica cisalhante na evolução do rift do Recôncavo-Tucano-Jatobá. **Revista Brasileira de Geociências**. [s. l.], v. 15, n. 4, p. 287 – 292, 1985.

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 Relevô. **Geociências**, São Paulo, v. 33, n. 4, p. 616–628, 2014.

MOUSSI, A. et al. GIS-based analysis of the Stream Length-Gradient Index for evaluating effects of active tectonics: a case study of Enfidha (North-East of Tunisia). **Arabian Journal of Geosciences**, [s. l.], v. 11, n. 6, p. 1 – 15, 2018. DOI: 10.1007/s12517-018-3466-x

NASH, D. J.; ECKARDT, F. D. Drainage development, neotectonics and base-level change in the Kalahari Desert, southern Africa. **South African Geographical Journal**. [s. l.], v. 98, n. 2, p. 308–320, 2016. DOI: 10.1080/03736245.2015.1028987

NEELY, A. B.; BOOKHAGEN, B.; BURBANK, D. W. An automated knickzone selection algorithm (KZ-Picker) to analyze transient landscapes: Calibration and validation. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, [s. l.], v. 122, n. 6, p. 1236–1261, 2017. DOI: 10.1002/2017JF004250

NIEMANN, J. D. et al. A quantitative evaluation of playfair’s law and its use in testing long-term stream erosion models. **Earth Surface Processes and Landforms**, [s. l.], v. 26, n. 12, p. 1317–1332, 2001. DOI: 10.1002/esp.272

NOU, E. A. V.; BEZERRA, L. M. M.; DANTAS, M. Geomorfologia. *In*: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto RADAMBRASIL - Folha SC.24/25 Aracajú/Recife: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**. Rio de Janeiro: DNPM, 1983. p. 377-443.

O’LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms. **Geological Society of America Bulletin**, v. 87, n. 10, p. 1463–1469, 1976. DOI: 10.1130/0016-7606(1976)87<1463:LLLSPN>2.0.CO;2

OLIVEIRA, J. H. M. **Influências do quadro litoestrutural e dos processos fluviais na configuração do modelado do relevo no Médio Paraguaçu/Jiquiriçá, Região de Milagres/Itatim - BA**. Vilma Lúcia Macagnan Carvalho. 2020. p. 197. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2020.

PAVANO, F.; PAZZAGLIA, F. J.; CATALANO, S. Knickpoints as geomorphic markers of active tectonics: A case study from northeastern Sicily (southern Italy). **Lithosphere**, [s. l.], v. 8, p. 6, p. 633 – 648, 2016. DOI: 10.1130/L577.1

PEIFER, D.; CREMON, É. H.; ALVES, F. C. Modern tools for quantifying channel steepness from DEMs: A review. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Curitiba, v. 21, n. 1, p. 117 – 138, jan./mar. 2020. DOI: 10.20502/rbg.v21i1.1732

PEIXOTO JUNIOR, A.D. S. **Sistema de Falhas de Mata-Catu, Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil**. Um estudo estrutural e importância da herança do embasamento na nucleação do sistema. Nova possibilidade. Orientador: Luiz César Corrêa Gomes. 2020. 42 p. Dissertação

(Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2020. Disponível em: <https://bit.ly/3Jt5JJ2>. Acesso em: 25 nov. 2021.

PERUCCA, L. P.; ROTHIS, M.; VARGAS, H. N. Morphotectonic and neotectonic control on river pattern in the Sierra de la Cantera piedmont, central Precordillera, province of San Juan, Argentina. **Geomorphology**. [s. l.], v. 204, p. 673 – 682, 2014. DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.09.014

POWELL, J. W. **Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries: Explored in 1869, 1870, 1871, and 1872, under the direction of the Secretary of the Smithsonian Institution**. Washington: Government Printing Office, 1875, p. 291. DOI: 10.3133/70039238

QUEIROZ, G. L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. **Revista do Instituto de Geociências**, [s. l.], v. 14, n. 1, p. 69–80, 2014. DOI: 10.5327/Z1519-874X201400010005

QUEIROZ, G. L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. **Computers and Geosciences**, [s. l.], v. 76, p. 80–87, 2015. DOI: 10.1016/j.cageo.2014.11.004 0098-3004

RAINES, G. L.; SAWATZKY, D. L.; BONHAM-CARTER, G. F. **New fuzzy logic tools in ArcGIS 10**. [s. l.], ArcUser, p. 8–13, 2010.

RAMOS, J. R. L. et al. Lógica fuzzy associada ao risco de inundação no município de Nova Lima/MG. **Revista Geografias**, [s. l.], v. 26, n. 2, p. 125 – 144, 2018. DOI: 10.35699/2237-549X%20.2018.19369

RAO, N.S. A numerical scheme for groundwater development in a watershed basin of basement terrain: A case study from India. **Hydrogeology Journal**, [s. l.], v. 17, n. 2, p. 379–396, 2009. DOI: 10.1007/s10040-008-0402-2

RHOADS, B. **River dynamics Geomorphology to support management**. 1. ed. New York: Cambridge University Press, 2020 p. 526. ISBN: 978-1107195424.

RIOS, I. Q. **Dinâmica geomorfológica do semiárido de Lagedo Alto-Bahia: estudo de três de inselbergs representativos da região de Milagres**. Orientadora: Rosângela Leal Santos. 2017. p. 103. il. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Programa de Pós-Graduação em Modelagem em Ciências da Terra e do Ambiente, Universidade Estadual de Feira de Santana, Feira de Santana, 2017.

ROCHA, A. J. D; COSTA, I. V. G. (org.) **Projeto Mapas Municipais Município de Morro do Chapéu (BA). Informações Básicas para o Planejamento e Administração do Meio Físico**. v. 3. Salvador: CPRM, 1995, 13 p.

ROCHA, A. J. D.; PEDREIRA, A. J. Geoparque Morro do Chapéu (BA): proposta. In: SCHOBENHAUS, C.; SILVA, C. R. (Org.). **Geoparques do Brasil: propostas**. Rio de Janeiro: CPRM, 2012. p. 59–110. ISBN: 978-85-7499-154-2.

ROJAS GONZÁLEZ, O. I.; LIMA, C. C. U. Modelagem Espacial da Neotectônica na Costa do Descobrimento, Sul do Estado da Bahia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Curitiba, v. 22, n. 2, p. 235 – 253. abr./jun. 2021. DOI: 10.20502/rbg.v22i2.1776

SAATY, T. L. A scaling method for priorities in hierarchical structures. **Journal of Mathematical Psychology**, [s. l.], v. 15, n. 3, p. 234–281, 1977. DOI: 10.1016/0022-2496(77)90033-5

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; HASUI, Y. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 34, n. 4, p. 469–478, 2004.

SANTANA, P. R. R. **Enxame de Diques Máficos na Porção Centro-Leste do Estado da Bahia**. Evidências Geológicas, Aerogeofísicas e Interpretações Preliminares. Orientador: Márcio Mattos Paim; Coorientador: José Haroldo da Silva Sá. 2017. 145 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2017.

SANTO, C. F.; BRAGA, J. A. E. O “estado da arte” da bacia do Recôncavo. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**. Rio de Janeiro, v. 4, n. 1, p. 35–43, 1990.

SANTO, S. M. **A Água em Feira de Santana: Uma Análise do Bairro Rocinha**. Orientador: Barbara Christine Marie Nentwig Silva. 1995. 163. p., il. Dissertação (Mestrado em Arquitetura) - Faculdade de Arquitetura, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1995. Disponível em: <https://bit.ly/3D0ams1>. Acesso em: 10. jun. 2020.

SANTOS, F. P. **Modelamento estrutural da Serra Jacobina e adjacências, Bahia**. Orientador: Farid Chemale Júnior. 2018. p. 102 il. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade de Brasília, Brasília, 2018.

SANTOS SOBRINHO, V. R. et al. **Terremoto na Região de Amargosa/BA**. Nota Técnica. Salvador: CPRM: IGEO: UEFS: SBG. 2020. Disponível em: <https://bit.ly/3ibXJAn>. Acesso em: 11. nov. 2021.

SCHUMM, S. A. **River Variability and Complexity**. 1. ed. New York: Cambridge University Press, 2005. p. 236. ISBN: 978-0-511-11202-7.

SCHUMM, S. A. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. **The Journal of Geology**, [Chicago], v. 101, n. 2, p. 279–294, 1993.

SCHUMM, S. A. Geomorphic thresholds: the concept and its applications. **Transactions Institute of British Geographers**, [s. l.], v. 4, n. 4, p. 485–515, 1979. DOI: 10.2307/622211

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, [s. l.], v. 92, n. 4, p. 335 – 337, 1983. DOI: 10.1016/0040-1951(83)90201-9

SIFEDDINE, A.; CHIESSI, C. M.; CRUZ, F. W. Informações paleoclimáticas brasileiras. *In: Base científica das mudanças climáticas: contribuição do Grupo de Trabalho 1 do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas ao Primeiro Relatório da Avaliação Nacional sobre Mudanças Climáticas* [S.l: s.n.], v. 4. p. 126-180, 2014.

SILVA, D. G.; MELO, R. F. T.; CORRÊA, A. C. B. A influência da densidade de drenagem na interpretação da evolução geomorfológica do Complexo de Tanques do município de Brejo da Madre de Deus – Pernambuco, Nordeste do Brasil. **Revista de Geografia**, Recife, v. 26, n. 3, jun/ago. 2009.

SILVA, O. A. **Médio curso da bacia do rio Jacuípe, Bahia: proposta metodológica para estimativa de susceptibilidade à degradação ambiental**. Orientadora: Joselisa Maria Chaves; Co-Orientador: Washington de Jesus Sant’anna da Franca Rocha. 2010. p. 172. il. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Programa de Pós-Graduação em Modelagem em Ciências da Terra e do Ambiente, Universidade Estadual de Feira de Santana, Feira de Santana, 2010.

SOARES, F. B.; PIROLI, E. L. Análise da hipsometria e da declividade da bacia hidrográfica do rio pardo (São Paulo, Brasil) como subsídio para o planejamento ambiental da área. *In: Anais do XVIII Simpósio Brasileiro De Geografia Física Aplicada, SBGFA*, Fortaleza, Ceará, 2019, 13p

SOUZA, J. D.; MELO, R. C.; KOSIN, M. **Mapa geológico do estado da Bahia**. Versão 1.1 Salvador: CPRM, 2003. Escala 1:1.000.000.

STEER et al. Statistical modelling of co-seismic knickpoint formation and river response to fault slip. **Earth Surface Dynamics**. [s. l.], v. 7, p. 681–706, 2019.
DOI: 10.5194/esurf-7-681-2019

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Eos, Transactions, American Geophysical Union**, [s. l.], v. 38, n. 6, p. 913–920, 1957.
DOI: 10.1029/TR038i006p00913

SUGUIO, K. et al. Flutuações do Nível Relativo do Mar Durante O Quaternário Superior ao Longo do Litoral Brasileiro e suas Implicações na Sedimentação Costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 15, n. 4, p. 273–286, 1985.

SUMMERFIELD, M. A.; HULTON, N. J. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, [s. l.], v. 99, n. B7, p. 13871–13883, 1994.

THOMAS, J.; JOSEPH, S.; THRIVIKRAMAJI, K. P. Morphometric aspects of the small tropical mountain river system, the southern Western Ghats, India. **International Journal of Digital Earth**, [s. l.], v. 3, n. 2, p. 135–156, 2010. DOI: 10.1080/17538940903464370

TRICART, J.; SILVA, T. C. **Estudos de geomorfologia da Bahia e Sergipe**. v. 1. Salvador: Imprensa Oficial da Bahia, 1968. 167 p.

VALADÃO, R. C. Geodinâmica de Superfícies de Aplainamento, Denudação Continental e Tectônica Ativa como condicionantes da Megageomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Curitiba, v. 10, n. 2, p. 77 – 90. jul./dez. 2009. DOI: 10.20502/rbg.v10i2.132

VALERIANO, M. D. M. **TOPODATA: guia para utilização de dados geomorfológicos locais**. São Paulo: INPE, p. 73, 2008. Disponível em: <https://bit.ly/3N4hmZm>. Acesso em: 10 jul. 2020.

WHIPPLE, K. X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, [s. l.], v. 32, p. 151–185, 2004.
DOI: 10.1146/annurev.earth.32.101802.120356

WHIPPLE, K. X.; DIBIASE, R. A.; CROSBY, B. T. Bedrock Rivers. In: SHRODER, J. F. (ed.). **Treatise on Geomorphology**. 1 ed., [s.l.] Elsevier Ltd. v. 9. p. 550 – 573, 2013. ISBN: 978-0123747396. DOI: 10.1016/B978-0-12-374739-6.00254-2

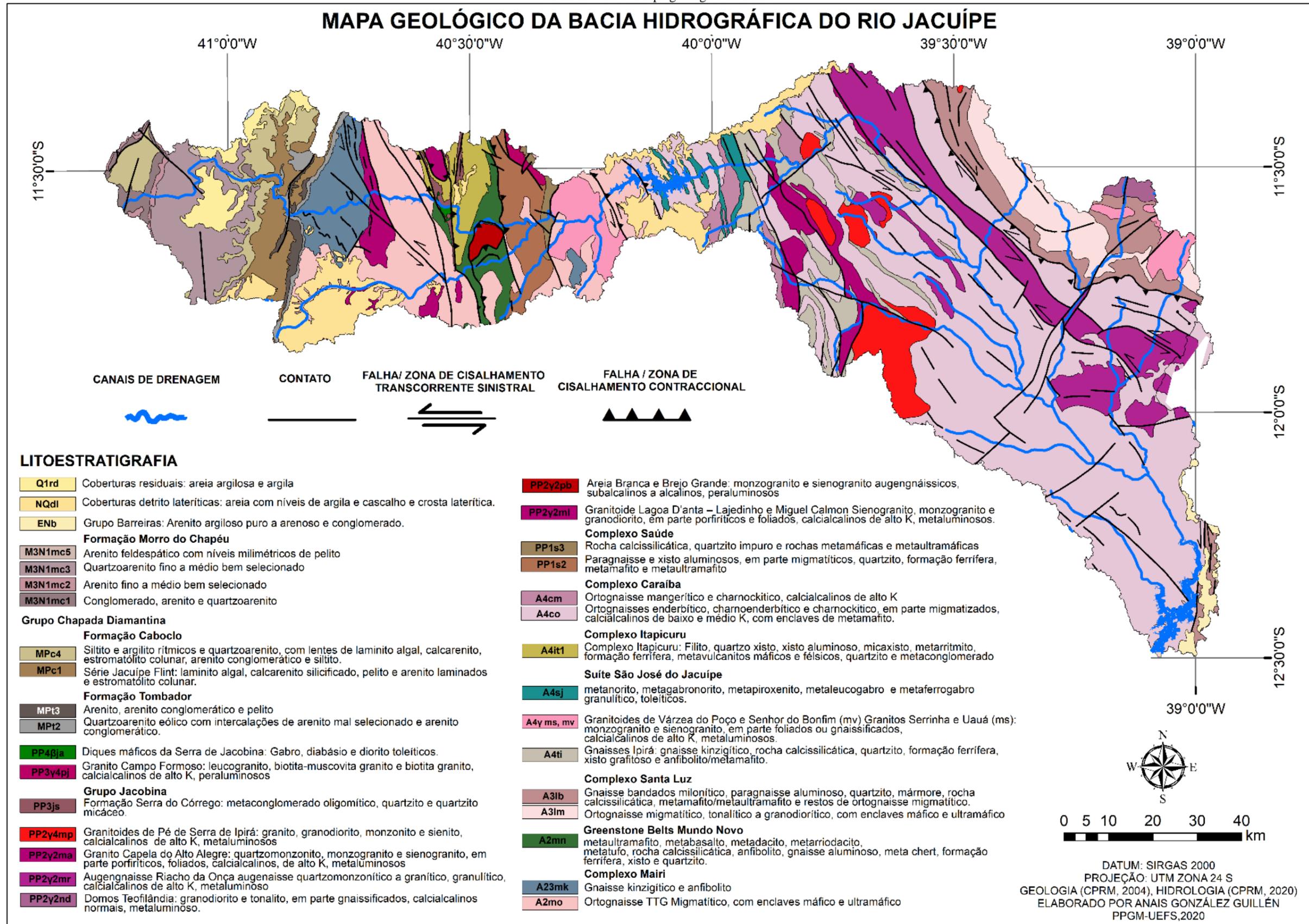
WHITTAKER, A. C. How do landscapes record tectonics and climate? **Lithosphere**, [s. l.], v. 4, n. 2, p. 160–164, 2012. DOI: 10.1130/RF.L003.1

YADAV, S.K. *et al.* Morphometric analysis of Upper Tons basin from Northern Foreland of Peninsular India using CARTOSAT satellite and GIS. **Geocarto International**, [s. l.], v. 29, n. 8, p. 895–914, 2014. DOI: 10.1080/10106049.2013.868043

YU, X.; GUO, Z. The role of base level, watershed attribute and sediment accumulation in the landscape and tectonic evolution of the Circum-Tibetan Plateau Basin and Orogen System. **Journal of Asian Earth Sciences**, [s. l.], v. 186, p. 104053, 2019.
DOI: 10.1016/j.jseas.2019.104053

ZADEH, L. A. Fuzzy sets. **Information and Control**, [s. l.], v. 8, n. 3, p. 338-353, 1965.
DOI: 10.1016/S0019-9958(65)90241-X

APÊNDICE A - Mapa geológico da BHRJ



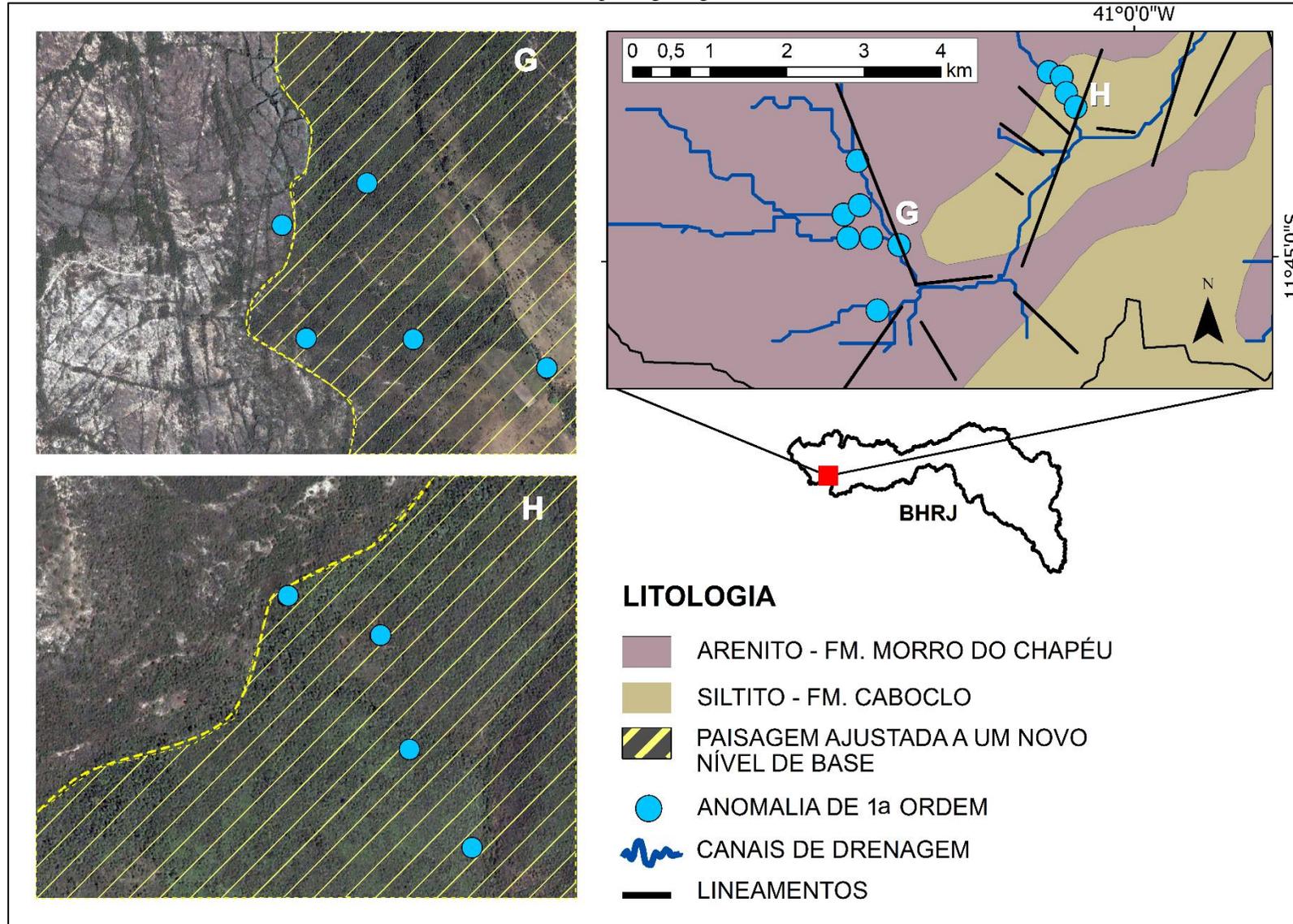
APÊNDICE B – valores relacionados do FABD por sub-bacias da área de estudo (continua)

SETORES	SUB-BACIA	ÁREA (km ²)	ÁREA MARGEM DIREITA (km ²)	FABD	ASSIMETRIA
ALTO CURSO	1	161,54	69,35	42,93	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
	2	27,94	12,01	42,99	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
	3	36,08	24,48	67,85	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	4	26,84	21,02	78,31	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	5	494,19	390,32	78,98	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	6	37,00	18,06	48,81	BASCULAMENTO NÃO SIGNIFICATIVO
	7	26,92	11,48	42,64	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
	8	188,46	86,67	45,99	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
	9	46,80	12,50	26,71	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
	10	29,34	22,44	76,49	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	11	19,37	14,80	76,38	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	12	22,79	6,87	30,14	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
	13	42,86	25,22	58,84	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	14	131,72	61,85	46,96	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
	15	121,01	62,18	51,38	BASCULAMENTO NÃO SIGNIFICATIVO
	16	59,13	41,76	70,63	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	17	78,76	43,18	54,83	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	18	107,47	42,15	39,22	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
	19	125,30	54,03	43,12	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
	20	770,68	455,51	59,11	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	21	112,72	58,66	52,04	BASCULAMENTO NÃO SIGNIFICATIVO
	22	166,66	106,68	64,01	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	23	189,22	119,33	63,06	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	24	125,98	56,73	45,03	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
MÉDIO CURSO	25	63,01	16,83	26,72	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
	26	39,85	22,77	57,13	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	27	30,97	18,45	59,59	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	28	299,06	105,52	35,28	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
	29	35,67	23,89	66,97	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	30	36,00	22,15	61,54	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	31	32,13	10,71	33,33	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
	32	115,32	45,31	39,29	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
	33	53,62	12,32	22,97	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
	34	56,05	15,92	28,40	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
	35	49,58	29,76	60,02	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	36	33,11	11,31	34,14	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
	37	92,81	60,35	65,02	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	38	107,16	63,84	59,58	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	39	30,92	20,92	67,67	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA

APÊNDICE B – valores relacionados do FABD por sub-bacias da área de estudo (conclusão)

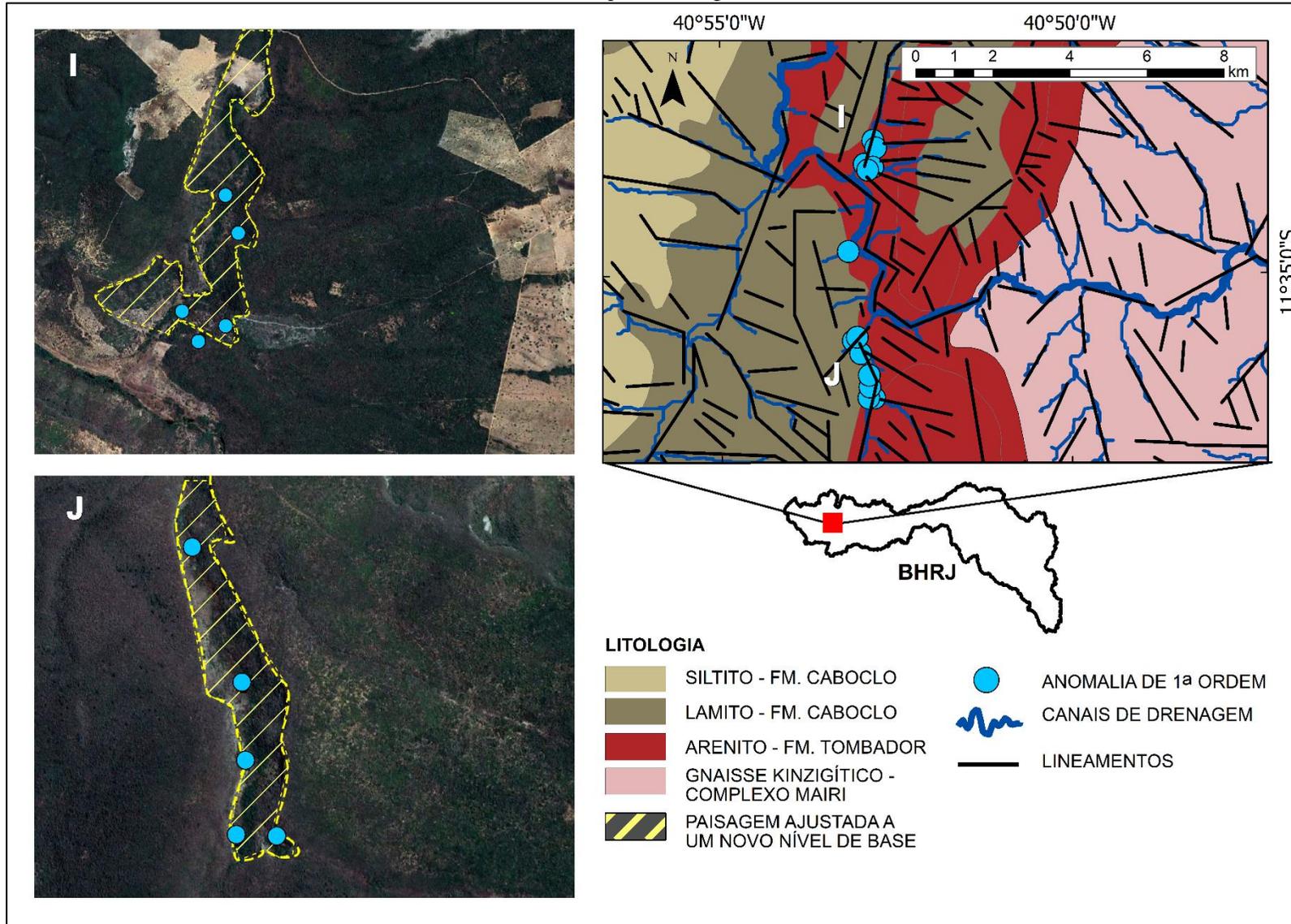
SETORES	SUB-BACIA	ÁREA (km ²)	ÁREA MARGEM DIREITA (km ²)	FABD	ASSIMETRIA
MÉDIO CURSO	40	239,80	131,08	54,66	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	41	145,39	82,24	56,56	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	42	1275,48	771,68	60,50	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	43	178,21	120,70	67,73	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	44	52,11	25,98	49,85	BASCULAMENTO NÃO SIGNIFICATIVO
	45	51,09	24,66	48,27	BASCULAMENTO NÃO SIGNIFICATIVO
	46	250,92	104,09	41,48	BASCULAMENTO PARA A DIREITA
	47	238,45	120,71	50,62	BASCULAMENTO NÃO SIGNIFICATIVO
	48	222,52	119,43	53,67	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
BAIXO CURSO	49	734,27	395,18	53,82	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	50	973,60	542,13	55,68	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	51	40,23	24,11	59,93	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	52	59,93	32,58	54,36	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	53	39,73	25,61	64,46	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	54	310,13	216,65	69,86	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	55	46,96	24,99	53,22	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	56	63,49	35,31	55,63	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	57	58,17	38,06	65,43	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA
	58	363,70	226,62	62,31	BASCULAMENTO PARA A ESQUERDA

APÊNDICE C – Mapa da geologia da *knickzone* A - 3

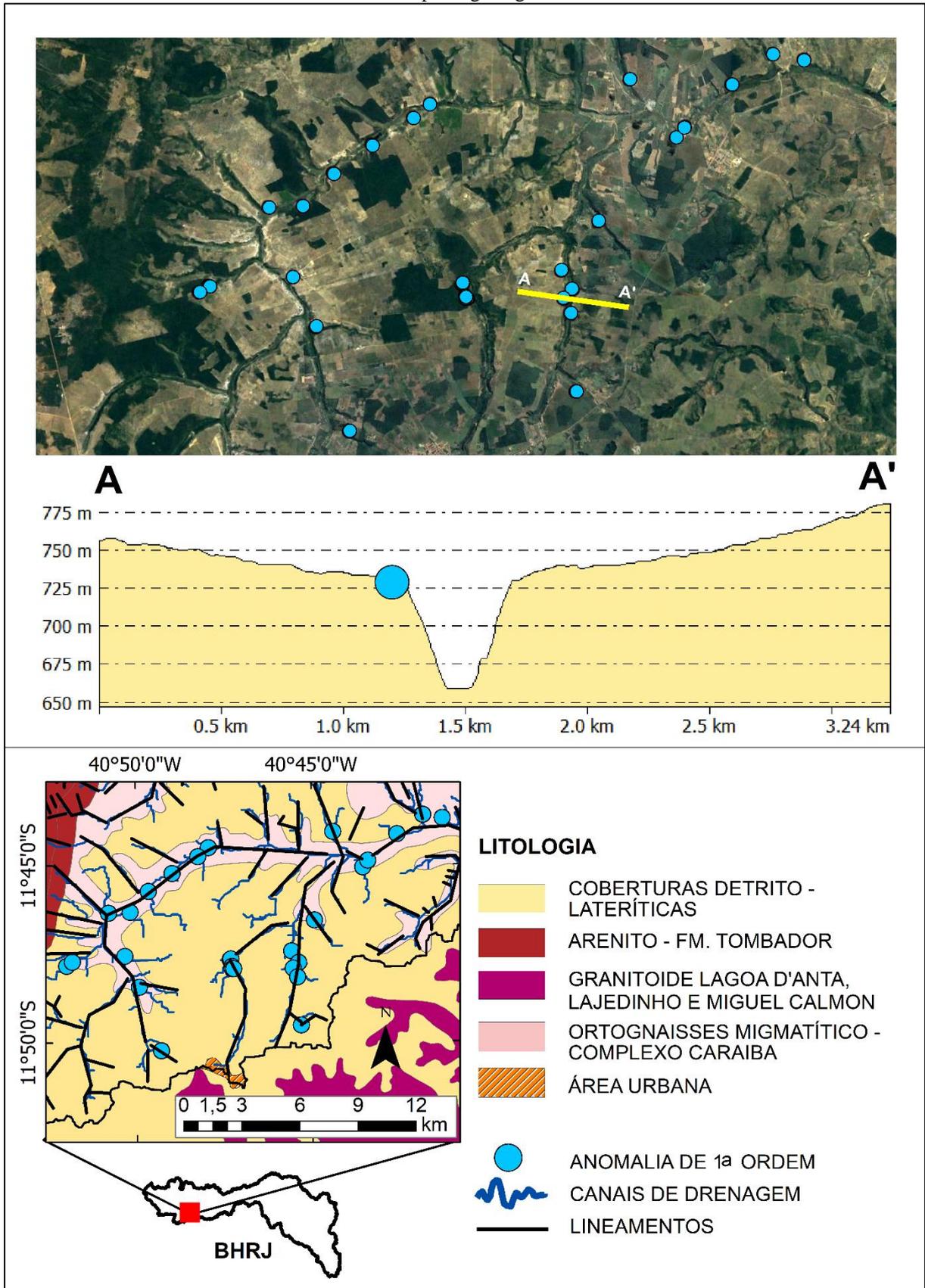


Fonte: Elaborado a partir de IBGE (2020)

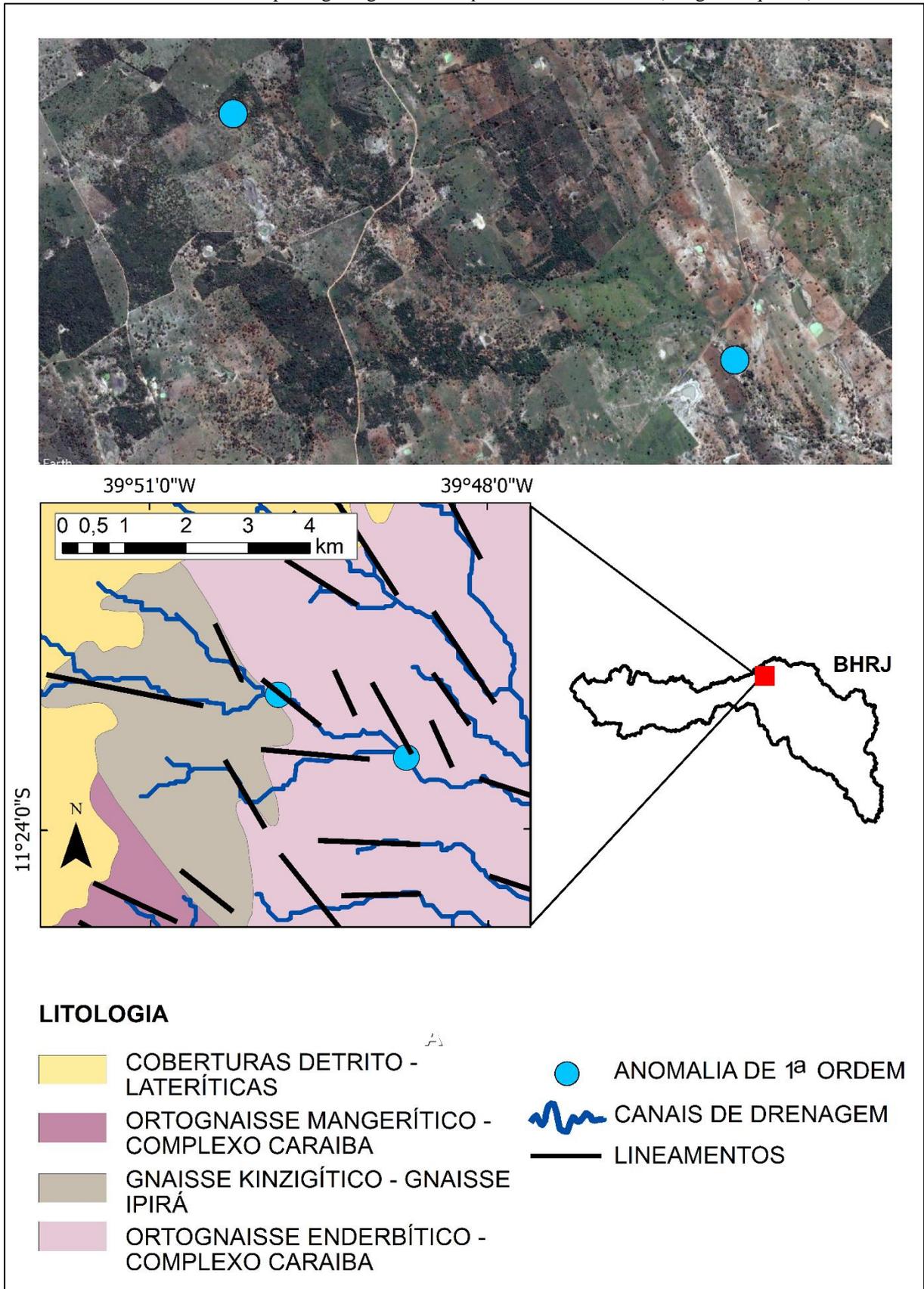
APÊNDICE D– Mapa da Geologia da *knickzone* B



Fonte: Elaborado a partir de IBGE (2020)

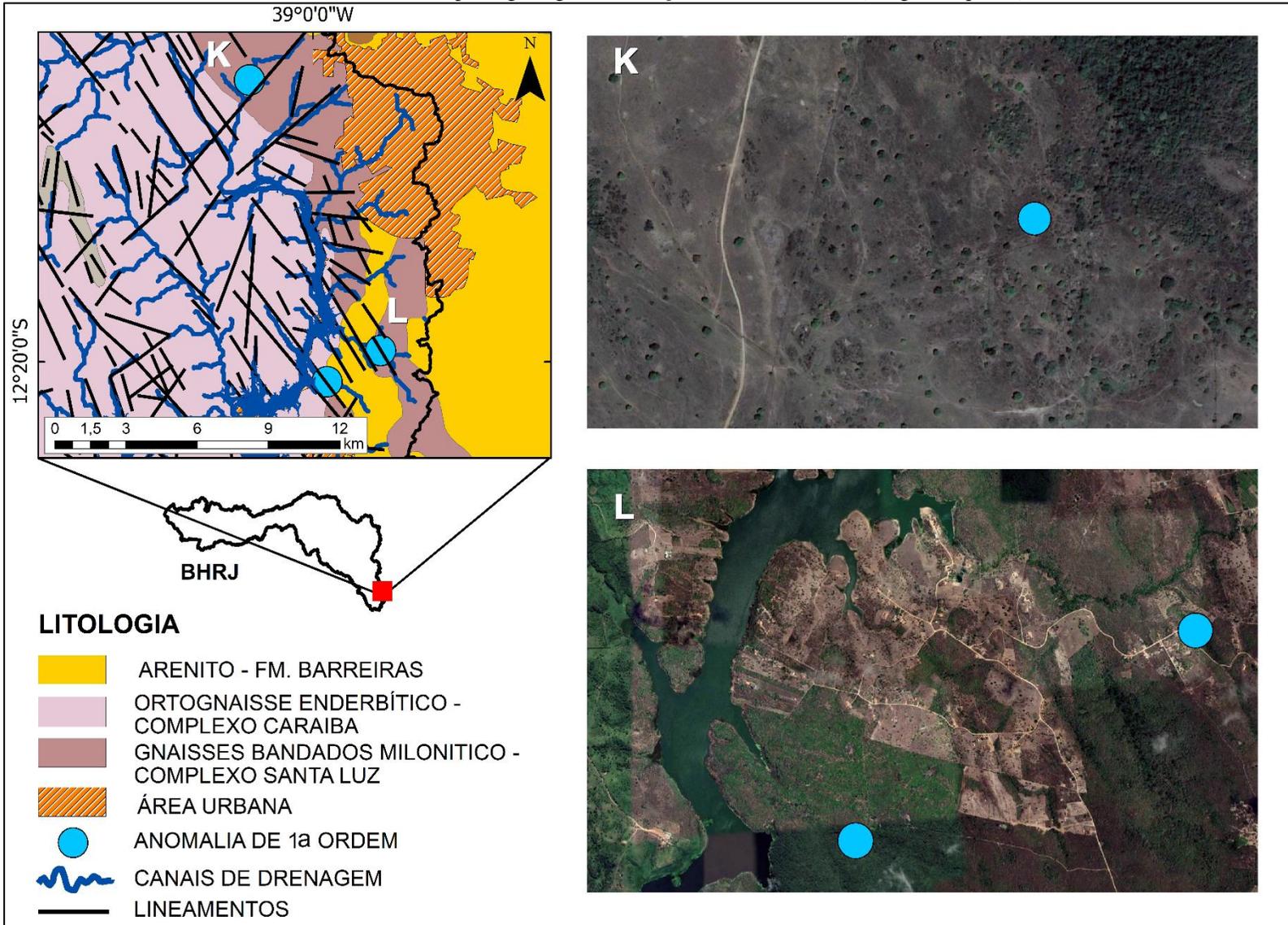
APÊNDICE E – Mapa da geologia da *knickzone* C

Fonte: Elaborado a partir de IBGE (2020)

APÊNDICE F – Mapa da geologia dos *knickpoints* do médio curso (margem esquerda)

Fonte: Elaborado a partir de IBGE (2020)

APÊNDICE G – Mapa da geologia dos *knickpoints* do baixo curso (margem esquerda)



Fonte: Elaborado a partir de IBGE (2020)