



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

**APLICAÇÃO DE ÍNDICES MORFOMÉTRICOS PARA IDENTIFICAÇÃO DE  
CONTROLES ESTRUTURAIS ATUANTES EM BACIAS HIDROGRÁFICAS  
DO BAIXO SÃO FRANCISCO**

João Paulo da Hora Nascimento  
Orientador: Prof. Dr. Kleython de Araujo Monteiro

**Maceió**  
**2020**

**APLICAÇÃO DE ÍNDICES MORFOMÉTRICOS PARA IDENTIFICAÇÃO DE  
CONTROLES ESTRUTURAIS ATUANTES EM BACIAS HIDROGRÁFICAS  
DO BAIXO SÃO FRANCISCO**

**JOÃO PAULO DA HORA NASCIMENTO**  
Discente

**ORIENTADOR: PROF. DR. KLEYTHON DE ARAUJO MONTEIRO**  
Orientador

Dissertação de mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geografia – Área de Concentração, organização do espaço geográfico, Linha de pesquisa em Dinâmica Socioambiental e Geoprocessamento como requisito para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Kleython de Araújo Monteiro

**Maceió**  
**2020**

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

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

N244a Nascimento, João Paulo da Hora.

Aplicação de índices morfométricos para identificação de controles estruturais atuantes em bacias hidrográficas do Baixo São Francisco / João Paulo da Hora Nascimento. – 2021.

89 f. : il. color.

Orientador: Kleython de Araújo Monteiro.

Dissertação (mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Geografia, Desenvolvimento e Meio Ambiente. Maceió, 2020.

Bibliografia: f. 85-89.

1. Geomorfologia estrutural. 2. Análise do perfil longitudinal. 3. *Knickpoints*. I. Título.

CDU: 911.2:551.4

## **AGRADECIMENTOS**

À minha família pelo suporte e compreensão.

Ao meu orientador, Kleython de Araújo Monteiro, pela confiança, paciência e compreensão, por ter me guiado no caminho da pesquisa e por inúmeras vezes ter feito mais que o seu trabalho como orientador, minha gratidão.

Aos meus amigos do NEquat, Jonas, Laís, Panta, Manu, Kallyne, Jardel, Yan, Alan, Gabriel, Mayara, Álvaro, Waguinho e Adelaine por todas as ideias trocadas, todas as risadas e momentos de alegria vividos na salinha.

À Lais por toda ajuda, apoio e torcida, a sua amizade foi essencial para a conclusão desta etapa da minha vida acadêmica.

Aos meus amigos de graduação, Alycia, Pedro e Lili por todos os momentos, não foram poucos, vividos desde 2014.

Aos meus amigos Túlio, Josivânia, Maykson e Neto, pela torcida, momentos de alegrias e tantas conversas.

Aos professores do IGDEMA pela formação em Geografia, em especial a Bruno e Kinsey.

À Professora Nivaneide Alves de Melo Falcão e ao Professor Antonio Carlos de Barros Corrêa por terem aceito compor a banca.

À CAPES pela concessão de bolsa.

## RESUMO

A variedade de formas topográficas é garantida pela distribuição de massas rochosas de diferentes resistências, composição e posição na crosta terrestre associada aos mais diversos tipos de climas existentes, variando espacial e temporalmente. Entender estas variedades morfológicas a partir de suas diversas interações tem sido o ponto central das discussões geomorfológicas desde suas primeiras aplicações. Este trabalho tem como objetivo a análise morfométrica em bases geomorfológicas de quatro bacias hidrográficas localizadas entre os semiáridos alagoano e pernambucano (Bacias dos Rios Traipu, Ipanema, Capiá e Moxotó). Para tanto, uma série de parâmetros e índices de natureza quantitativa foram aplicados ora às bacias, ora aos rios principais. Inicialmente, foram confeccionados Modelos Digitais de Elevação com resolução espacial de 90m do projeto *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM), a partir destes dados foram extraídas as redes de drenagem e delimitadas as bacias, de maneira a possibilitar a análise morfométrica. Esta foi iniciada a partir da hierarquização da rede de drenagem de acordo com Strahler (1952), procedimento que serviu de critério para outros índices voltados à análise da rede de drenagem das bacias como relação de bifurcação, relação entre o comprimento médio dos canais por ordem e relação do equivalente vetorial. A análise dos perfis longitudinais se deu a partir dos Índices  $SL/k$  e  $Ksn$ , os quais são sensíveis a variações topográficas relacionadas à controles geológicos; a análise das bacias se deu ainda com a elaboração de curvas hipsométricas e aplicação do fator de assimetria de bacia de drenagem. Por fim, foram extraídos lineamentos de relevo para cada bacia estudada para quatro ângulos de iluminação (45°, 90°, 315° e 360°) de maneira a caracterizar a direção das principais estruturas atuantes na organização do relevo da área estudada. A aplicação dos índices de gradiente permitiu a identificação dos principais setores de ruptura nos perfis longitudinais dos principais rios das quatro bacias. Estes setores de quebra podem ter gêneses diversas, contudo, a relativa regularidade na distribuição dos setores no baixo cursos dos canais principais, pode indicar a atuação de uma gênese comum associada a condicionantes lito-estruturais.

**Palavras-Chave:** Geomorfologia estrutural, análise de perfil longitudinal, knickpoints, Nordeste oriental do Brasil.

## ABSTRACT

The variety of topographic forms is guaranteed by the distribution of rock masses of different strengths, composition and position in the earth's crust associated with the most diverse types of existing climates, varying spatially and temporally. Understanding these morphological varieties from their diverse interactions has been at the center of geomorphological discussions since their first applications. This work aims at the morphometric analysis on geomorphological bases of four basins located between Alagoas and Pernambuco (Traipu, Ipanema, Capiá and Moxotó Basins). For this purpose, a series of parameters and indices of a quantitative nature were applied either to the basins, or to the main rivers. Initially, Digital Elevation Models were made with 90m spatial resolution of the Shuttle Radar Topographic Mission data (SRTM) project, from these data the drainage networks were extracted and the basins were delimited, in order to allow the morphometric analysis. First the drainage network was classified according to Strahler (1952), a procedure that served as a criterion for other indexes aimed at the analysis of the drainage network of the basins as a bifurcation relationship, the relationship between the average length of the channels in order and vector equivalent ratio. The analysis of the longitudinal profiles took place from the  $SL/k$  and  $Ksn$  indices, which are sensitive to topographic variations related to geological controls; the analysis of the basins took place with the elaboration of hypsometric curves and application of the drainage basin asymmetry factor. Finally, relief lineaments were extracted for each basin for four lighting angles ( $45^\circ$ ,  $90^\circ$ ,  $315^\circ$  and  $360^\circ$ ) in order to characterize the direction of the main structures acting in the relief organization of the studied area. The application of gradient indices allowed the identification of the main rupture sectors in the longitudinal profiles of the main rivers in the four basins. These break sectors may have different genesis, however, the relative regularity in the distribution of sectors in the lower courses of the main channels, may indicate the performance of a common genesis associated with litho-structural conditions.

**Key words:** Structural geomorphology, longitudinal profile analyses, knickpoints, Eastern Northeast Brazil.

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1:</b> Localização da área de estudo. ....	14
<b>Figura 2:</b> Compartimentos megageomorfológicos do Planalto da Borborema. ....	16
<b>Figura 3:</b> Geologia das Bacias. Modificado de (CPRM, 2004) .....	18
<b>Figura 4:</b> Rochas identificadas em campo nas bacias estudadas. ....	19
<b>Figura 5:</b> Esquema evolutivo do Ciclo Geográfico. Extraído de Davis (1889). ....	21
<b>Figura 6:</b> Perfil semilogarítmico do Rio Potomac. Retirado de Hack (1973). ....	30
<b>Figura 7:</b> Marmitas (potholes) no baixo curso do Rio Traipú. ....	35
<b>Figura 8:</b> Sequência ilustrativa de extração do SL index. Retirado de Hack (1973). ...	36
<b>Figura 9:</b> Representação de perfil longitudinal e variáveis usadas no cálculo de SL. Retirado de Hack (1973). ....	37
<b>Figura 10:</b> Classificação de Knickpoints. Retirado de Kirby e Whipple (2012). ....	41
<b>Figura 11:</b> Diferentes propostas de Hierarquização de Drenagem. ....	45
<b>Figura 12:</b> Hierarquia de drenagem das bacias Hidrográficas dos Rios Traipú e Capiá. .....	52
<b>Figura 13:</b> Hierarquia de drenagem das bacias Hidrográficas dos Rios Ipanema e Moxotó. ....	53
<b>Figura 14:</b> Lei do número de canais (Horton, 1945). ....	55
<b>Figura 15:</b> Perfil longitudinal e anomalias de drenagem do Rio Traipú. ....	59
<b>Figura 16:</b> Espacialização das anomalias de drenagem do Rio Traipú. ....	61
<b>Figura 17:</b> Ruptura de patamar no baixo curso do Rio Traipú. ....	62
<b>Figura 18:</b> Perfil longitudinal e anomalias de drenagem do Rio Ipanema. ....	64
<b>Figura 19:</b> Espacialização das anomalias de drenagem do Rio Ipanema. ....	65
<b>Figura 20:</b> Ruptura de patamar no baixo curso do Rio Ipanema. ....	66
<b>Figura 21:</b> Perfil longitudinal e anomalias de drenagem do Rio Canapi. ....	67
<b>Figura 22:</b> Espacialização das anomalias de drenagem do Rio Canapi. ....	68
<b>Figura 23:</b> Perfil longitudinal e anomalias de drenagem do Riacho do Mel. ....	70
<b>Figura 24:</b> Espacialização das anomalias de drenagem do Rio Moxotó. ....	71
<b>Figura 25:</b> índice de declividade normalizada (Ksn) das bacias. ....	73
<b>Figura 26:</b> Curvas hipsométricas das bacias dos Rios Traipú, Ipanema, Capiá e Moxotó. .....	74

<b>Figura 27:</b> Lineamentos de relevo extraídos para as bacias dos Rios Traipú, Ipanema, Capiá e Moxotó. ....	77
<b>Figura 28:</b> Diagramas de roseta dos azimutes de 45°, 90°, 315° e 360° da BHRT.....	78
<b>Figura 29:</b> Diagramas de roseta dos azimutes de 45°, 90°, 315° e 360° da BHRI.....	79
<b>Figura 30:</b> Diagramas de roseta dos azimutes de 45°, 90°, 315° e 360° da BHRC.....	81
<b>Figura 31:</b> Diagramas de roseta dos azimutes de 45°, 90°, 315° e 360° da BHRM.....	82

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1:</b> Relação de bifurcação das bacias dos Rios Traipú, Ipanema, Capiá e Moxotó. .....	54
<b>Tabela 2:</b> Relação do comprimento médio dos canais das bacias dos rios Traipú, Ipanema, Capiá e Moxotó.....	56
<b>Tabela 3:</b> Relação do equivalente vetorial das bacias dos Rios Traipú, Ipanema, Capiá e Moxotó. ....	56
<b>Tabela 4:</b> Parâmetros e valores do índice de gradiente do Rio Traipú. ....	58
<b>Tabela 5:</b> Parâmetros e valores do índice de gradiente do Rio Ipanema.....	62
<b>Tabela 6:</b> Parâmetros e valores do índice de gradiente do Rio Canapi. ....	66
<b>Tabela 7:</b> Parâmetros e valores do índice de gradiente do Riacho do Mel.....	69
<b>Tabela 8:</b> FABD das bacias dos Rios Traipú, Ipanema, Capiá e Moxotó.....	76

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	12
<b>2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA</b> .....	14
2.1 Geologia das bacias .....	17
<b>3. REVISÃO DA LITERATURA</b> .....	19
3.1 O conteúdo estrutural nas teorias geomorfológicas .....	20
3.1.1 O ciclo geográfico.....	20
3.1.2 Equilíbrio dinâmico .....	22
3.2 Pensamento sistêmico, igualdade de ação e direções opostas .....	23
3.2.1 As leis da erosão em Gilbert .....	24
3.3 Erosão do leito .....	26
3.4 O significado geomorfológico de rupturas de relevo.....	27
3.5 Índices e parâmetros morfométricos .....	28
3.5.1 Morfometria de canais .....	29
3.5.2 Perfil longitudinal e Índice de Gradiente de Canal .....	30
3.5.3 Significado geomorfológico e aplicação do índice de Gradiente .....	33
3.5.4 Cálculo do índice <i>SL</i> e <i>k</i> .....	35
3.5.5 Índice de declividade normalizada .....	38
3.5.6 Parâmetros de morfometria de bacia .....	39
3.6 Gênese, classificação e identificação de <i>Knickpoints</i> .....	40
<b>4. METODOLOGIA</b> .....	43
4.1 Procedimentos metodológicos .....	43
4.2 Morfometria de canal .....	43
4.3 Parâmetros de identificação de rupturas de patamar.....	47
4.4 Análise Estrutural .....	49
4.5 Morfometria de bacia.....	50
<b>5. RESULTADOS</b> .....	52
5.1 Morfometria de canais .....	52

5.1. Identificação de rupturas de patamar ( <i>Knickpoints</i> ) e análise de perfis longitudinais .....	57
5.2. Morfometria de bacia.....	74
5.3. Análise estrutural .....	76
<b>6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>83</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>85</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A diversidade de formas topográficas resulta de sutis relações espaciais que podem ser expressas em formas de leis. Entre estas, a variedade é garantida pela distribuição de massas rochosas de diferentes resistências, composição e posição na crosta terrestre (GILBERT, 1877), associada aos mais diversos tipos de climas existentes, variando espacial e temporalmente.

Entender estas variedades morfológicas a partir de suas diversas interações tem sido o ponto central das discussões geomorfológicas desde suas primeiras aplicações. Muito tem se tratado em relação à influência dos aspectos climáticos na gênese dos modelados e conjuntos de formas, mas as relações litológicas e estruturais na morfogênese, em diversas escalas, dependem da construção de modelos baseados em dados geológicos muitas vezes escassos para escalas maiores. Esta dificuldade, comum em diversos setores do nordeste do Brasil, tem sido minimizada com a produção de mapas geológicos em escalas maiores, relacionados com modelos digitais de terreno cada vez mais precisos. Neste sentido, diversas pesquisas têm contribuído para tais análises nos últimos anos, principalmente no Nordeste Oriental do Brasil, como destacado por Corrêa et al. (2010).

A presente proposta é conduzida no sentido de contribuir para estas análises, de cunho estrutural, tendo como premissa norteadora o conjunto de conhecimentos e metodologias produzido e sistematizado pela ciência geomorfológica nos últimos anos na área em apreço, o Nordeste Oriental do Brasil. Esta se preocupa, em essência, com as formas de relevo e seus processos formadores, buscando explicar como o saldo da interação entre processos internos e externos atua na origem e dinâmica das formas. Haverá foco central no arcabouço teórico-metodológico e conceitual desenvolvido a partir das contribuições pioneiras de Gilbert (1877) retomado e ampliado por Hack (1957, 1960, 1965b), no âmbito do entendimento dos processos morfológicos resultantes da interação de forças, bem como as aplicações de modelos e índices morfométricos estabelecidos por Horton (1945), Strhaler (1952), Hack (1973), entre outros.

Diante do exposto, este trabalho se propõe a investigar a participação da estrutura geológica na elaboração das formas do terreno de quatro bacias hidrográficas que se distribuem entre os estados de Alagoas e Pernambuco, no semiárido nordestino, quais sejam, Bacia Hidrográfica do Rio Traipú, Bacia Hidrográfica do Rio Ipanema, Bacia Hidrográfica do Rio Capiá e Bacia Hidrográfica do Rio Moxotó.

Para tanto, lança mão da aplicação de uma série de índices morfométricos consolidados em bases geomorfológicas. A aplicação de parâmetros e índices é inerente à morfometria, contudo, o âmago da proposta está assentado na interpretação integrada dos dados para o entendimento geomorfológico da paisagem. A proposta permite a análise comparada entre bacias e cursos de água de diferentes dimensões e contextos geomorfológicos.

## **OBJETIVO GERAL**

Aplicar índices e parâmetros morfométricos nas principais bacias de PE/AL, afluentes do Baixo São Francisco como base para a análise dos condicionantes estruturais do modelado, analisar comparativamente os dados e, por último, estabelecer bases comparativas para o estudo destas bacias organizadas em diferentes unidades morfoestruturais.

## **OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

### **Morfometria de canais**

- Hierarquizar a rede de drenagem;
- Aplicar o índice de relação de bifurcação;
- Aplicar a relação entre o comprimento médio dos canais de cada ordem;
- Aplicar a relação do equivalente vetorial;

### **Parâmetros de identificação de rupturas de patamar**

- Analisar os perfis longitudinais dos rios principais;
- Aplicar os índices de gradiente de canal  $SL/k$  e  $Ksn$ ;
- Identificar rupturas de patamar (*Knickpoints*);

### **Morfometria de bacia**

- Elaborar curvas hipsométricas das bacias;
- Aplicar o índice de fator de assimetria de bacia de drenagem;

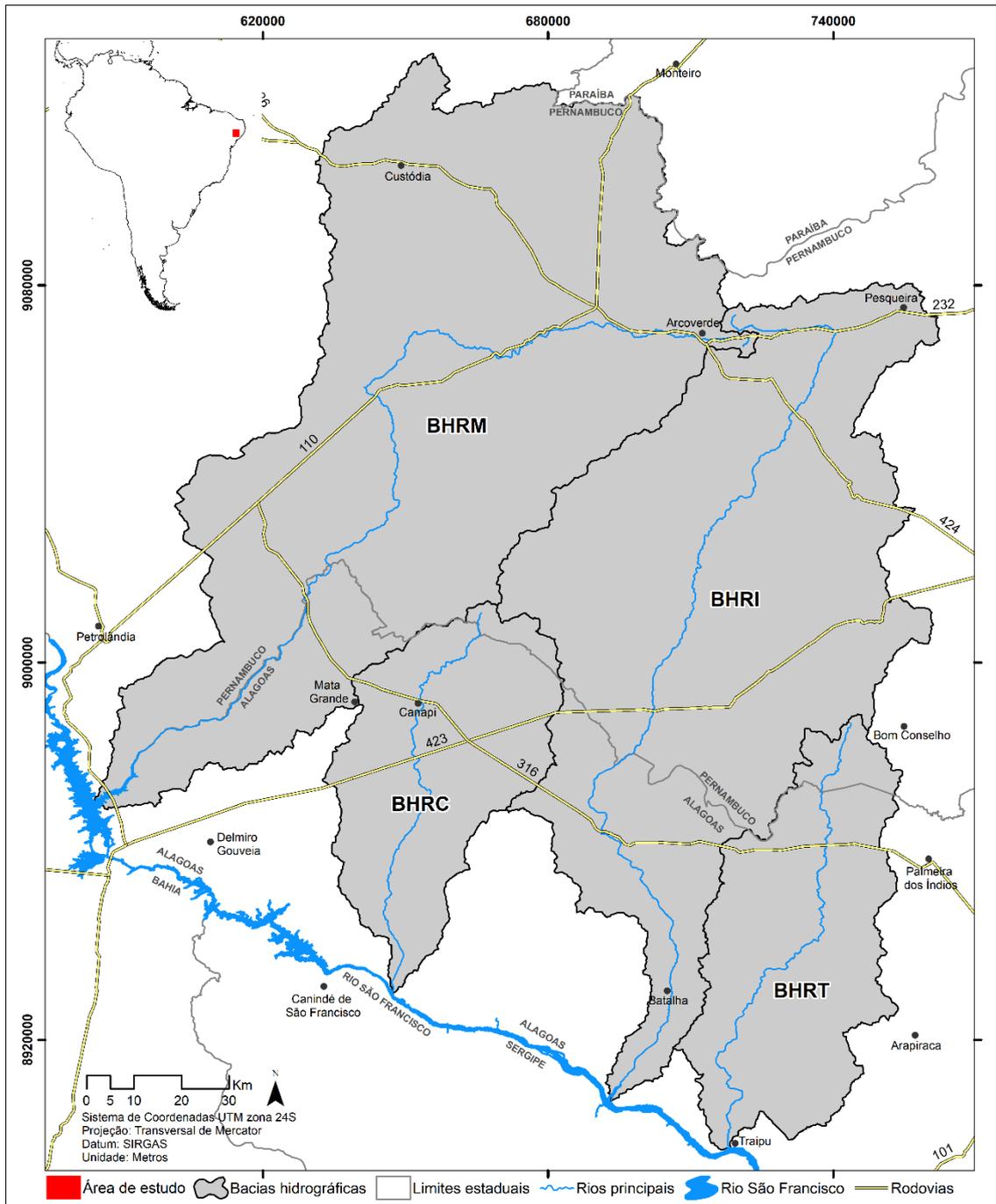
### **Análise Estrutural**

- Extrair feições lineares de relevo;

## 2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo compreende as quatro principais bacias hidrográficas que desaguam no Baixo São Francisco: Bacia Hidrográfica do Rio Traipú (BHRT), Bacia Hidrográfica do Rio Ipanema (BHRI), Bacia Hidrográfica do Rio Capiá (BHRC) e Bacia Hidrográfica do Rio Moxotó (BHRM) (Figura 1).

**Figura 1:** Localização da área de estudo.



As bacias têm nascentes no Planalto da Borborema, no estado de Pernambuco e desaguam, em diferentes cotas altimétricas, no Rio São Francisco, em Alagoas, após drenarem porções variadas do Planalto cristalino da Borborema, Planalto Sedimentar do Jatobá e das depressões circundantes.

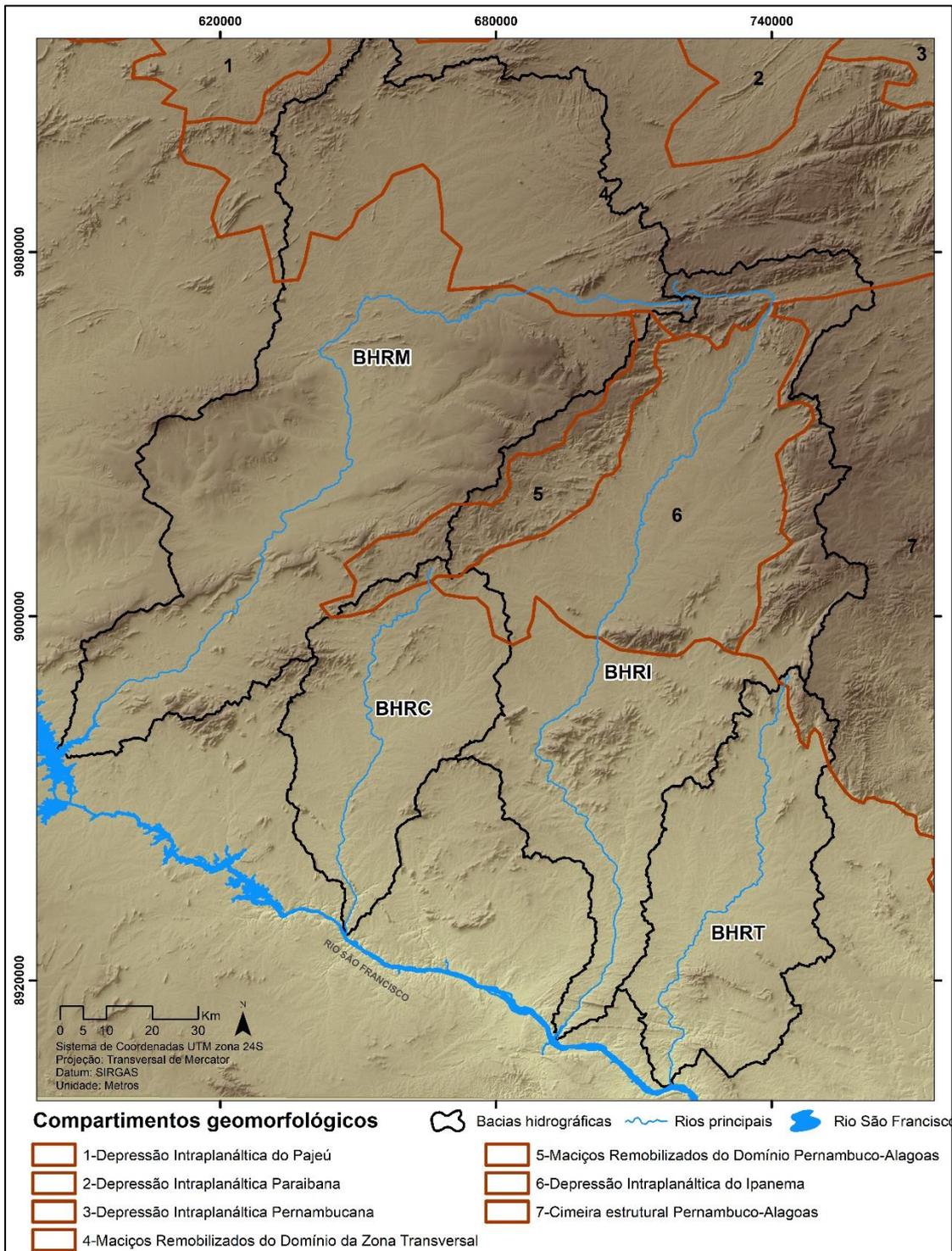
As bacias drenam unidades variadas de 4 dos 8 compartimentos geomorfológicos estabelecidos por Corrêa et al. (2010), quais sejam: a Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas, a Depressão Intraplanáltica do Ipanema, os Maciços Remobilizados do Domínio Pernambuco-Alagoas e os Maciços Remobilizados do Domínio da Zona Transversal. Estes compartimentos são caracterizados por modos tectônicos e litologia variados (Figura 2).

Com sua topografia relativamente uniforme, a **Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas** assume uma característica mais homogênea em relação aos compartimentos vizinhos. Com altitudes médias que variam entre 600 e 700 m, o compartimento apresenta topos de cimeira cobertos de espessos pacotes de Argissolos e Neossolos. A homogeneidade relativa é resultado da litologia igualmente homogênea (Complexo Gnáissico-Migmatítico), afastamento da Zona Transversal, entre outros condicionantes relatados por Corrêa et al. (op. cit.).

A **Depressão Intraplanáltica do Ipanema** corresponde a um pediplano escalonado que se limita a Sul com a Depressão Sertaneja por uma ruptura de patamar com desnível de 100 m, aproximadamente. Segundo Corrêa et al. 2010, “Esta área foi provavelmente afetada pelos mesmos eventos que alçaram as demais unidades que compõem o Planalto da Borborema. Caracteriza-se também pela marcada dissecação epigênica do alto curso do Rio Ipanema”. Limita-se a norte com o Domínio da Zona Transversal, a leste com a Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas e a oeste com os **Maciços Remobilizados do Domínio Pernambuco-Alagoas**, compartimento estreito e alongado de direção NE-SW estruturado essencialmente em Rochas Metassedimentares encaixantes e plútons brasileiros, setor mais elevado que funciona como interflúvio da porção NW da bacia do Ipanema.

Devido sua posição, essencialmente no Domínio da Zona Transversal, os **Maciços Remobilizados do Domínio da Zona Transversal** apresentam as cimeiras mais elevadas. É também a área mais afetada pelo arqueamento regional. “Apresenta uma sucessão de maciços isolados, cristas e depressões intraplanálticas estreitas”, o compartimento também revela uma série de intrusões brasileiras que guardam os picos mais altos do Nordeste Oriental (CORRÊA, et al. 2010).

**Figura 2:** Compartimentos megageomorfológicos do Planalto da Borborema.



Adaptado de Corrêa et. al. (2010)

Além do Macrodomo da Borborema, encontram-se os pediplanos que drenam para o Rio São Francisco. Nestes predominam as cristas, *inselbergs* e pedimentos com ou sem cobertura arenosa ou detrítica. Relevos em crista podem ser observados na porção

meridional das duas bacias que integram esta região – Traipú e Ipanema – algumas destas sendo inclusive superimpostas pelos canais principais destas drenagens. O Planalto Jatobá possui pequena extensão no estado de Alagoas, de direção NE-SW, delimita a BHRM. Trata-se de um relevo residual com mesas e pedimentos arenosos associados (CAVALCANTI, 2010).

A Depressão Sertaneja é marcada, essencialmente pela baixura e extensa planura dos vastos pedimentos que são pontuados por *inselbergs* encaixados, plútons de idade neoproterozóica, formando em alguns casos brejos de altitude, enclaves hidrológicos, pedológico e fitogeográfico onde predominam as matas e os Argissolos. Nos entornos predominam os Neossolos, Planossolos Háplicos e Luvisolos com vegetação xerófita, típica de ambiente seco (CAVALCANTI, 2010).

## **2.1 Geologia das bacias**

A Geologia das bacias em apreço (Figura 3) ocupa porções das Folhas Aracajú (SC-24) e Jaguaribe (SB-24), que contam com mapeamento realizado com escala de 1: 1.000.000 (CPRM, 2004).

O conjunto de terras drenado pelas bacias se desenvolve em litologias que datam do arqueano ao cenozoico. Há predominância de rochas cristalinas em todas as Bacias.

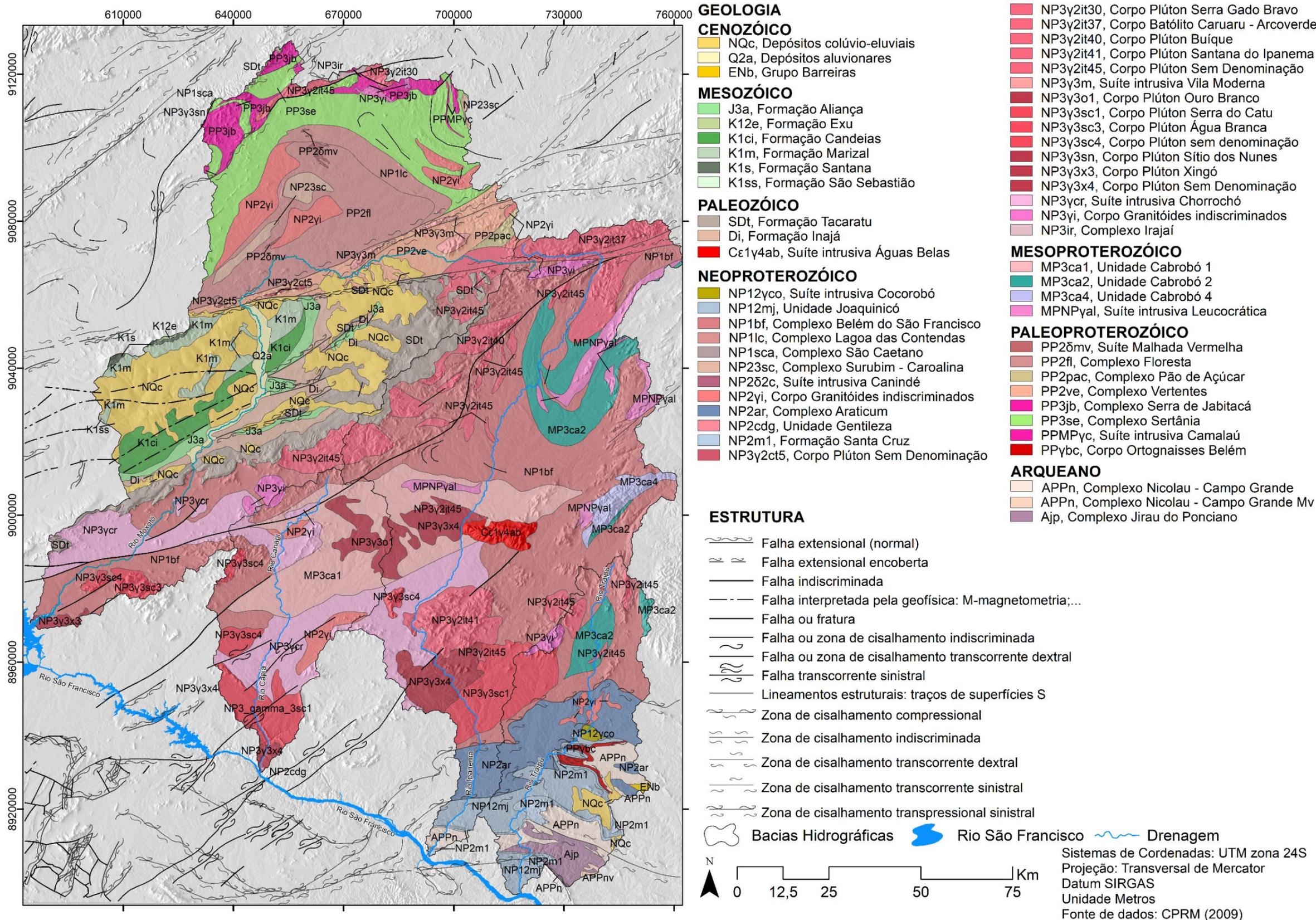
A área ocupada por rochas granulares e/ou material inconsolidado se limita a alguns pontos da área total, com exceção da BHRM onde rochas sedimentares mesozóicas e materiais do cenozoico ocupam a porção central da Bacia, no caso dos últimos, constituindo basicamente depósitos colúvio-eluviais e aluvionares. As formações mesozóicas estão confinadas a BHRM onde predominam os arenitos, folhelhos e conglomerados. Do Paleozoico predominam os arenitos da Formação Tacaratu, também na BHRM (CPRM, 2004).

As rochas neoproterozóicas ígneas e metamórficas são as mais abundantes no geral, e em particular, metagranitóides, granitos, sienitos, dioritos, ortognaisses, quartzitos, paragnetos e paragnaisses (CPRM, 2004).

As rochas de idade mesoproterozóica predominantes são do Complexo Cabrobó: biotitas, granitoides indiscriminado e micaxistos. Ocupam porções das BHRT, BHRI e BHRC (CPRM, 2004).

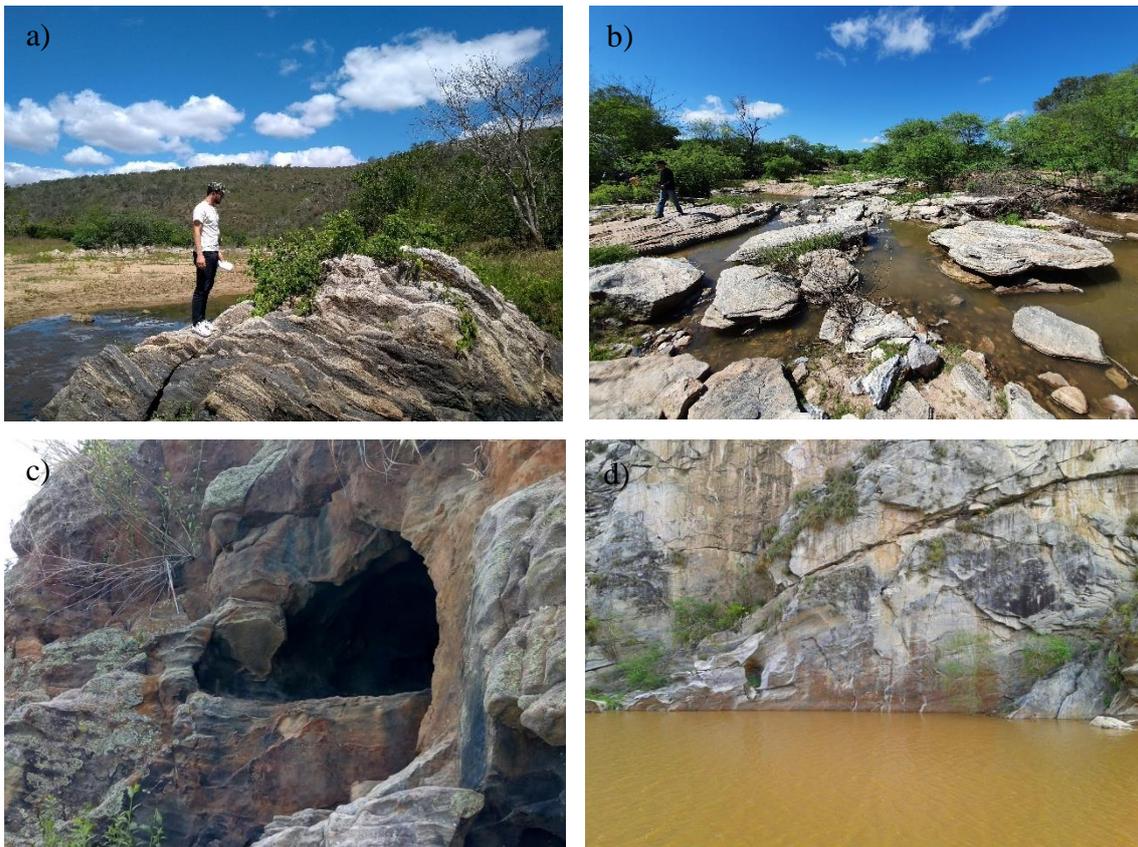
As rochas de idade paleoproterozóicas ocupam os setores de cabeceira da BHRM e porções sul da BHRT. Abrange complexos metamórficos de alto grau de metamorfismo como granulitos. São comuns também os quartzitos, sobretudo na porção sul da BHRT.

Figura 3: Geologia das Bacias. Modificado de (CPRM, 2004)



As composições mais antigas, neoarqueanas, estão restritas ao setor sul da BHRT, o Complexo Jirau do Ponciano composto de ortognaisses bandados a migmatitos (CPRM, 2004). A Figura 4 reúne alguns dos afloramentos de rochas identificadas em campo nas bacias dos rios Traipú, Ipanema, Capiá e Moxotó.

**Figura 4:** Rochas identificadas em campo nas bacias estudadas.



a) Gnaiss no baixo Traipú; b) Xisto no Rio Canapi; c) Arenito Tacaratu na bacia do rio Moxotó d) Quartzito cortado pelo rio Ipanema.

### **3. REVISÃO DA LITERATURA**

Tem sido posto, de forma cada vez mais clara, na ciência no geral e na geomorfologia no particular, que os fatos e problemas são produtos de uma variedade de complexas combinações, por vezes caóticas, que atuam em diferentes escalas temporais e espaciais. Dito isto, reafirma-se a máxima geomorfológica a qual entende a paisagem como produto de interações da dinâmica interna da Terra promovendo reverberações em superfície, do conjunto de processos da dinâmica superficial dominados pelo clima, e da distribuição espacial da massa rochosa.

#### **3.1 O conteúdo estrutural nas teorias geomorfológicas**

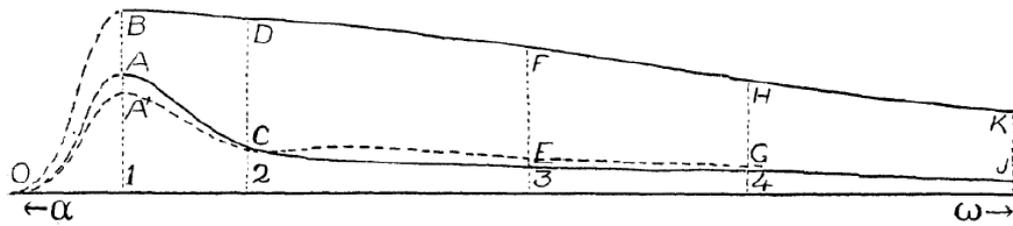
##### **3.1.1 O ciclo geográfico**

A teoria do ciclo geográfico (DAVIS, 1899) foi a primeira a sistematizar o relevo em um sistema evolutivo coerente, onde haveria sucessão invariável de formas. O autor buscou explicar a gênese e evolução do relevo com base em interações entre processos, estrutura e tempo, sendo toda a diversidade de formas hoje existente, o resultado de um estágio das múltiplas relações entre estas variáveis, incluindo, portanto, as rupturas de patamar (*knickpoints*) passíveis de identificação em sistemas fluviais.

O relevo, entendido enquanto um organismo, numa vertente organicista, passaria por sucessivas fases evolutivas invariáveis, as quais seriam compostas por conjuntos de formas característicos do estágio de desenvolvimento que as classificariam em jovens, maduras e senis.

O início do ciclo geográfico (ciclo este entendido como o período de tempo necessário para a descaracterização geral de terras altas para terras baixas indiscriminadas) é marcado por rápido soerguimento de uma região, determinado por forças de soerguimento e deformação. Desta forma, uma superfície qualquer, a princípio plana, seria soerguida dando início aos processos erosivos de superfície. O trabalho erosivo e a expressão das formas seriam maiores na mesma proporção que a variação altimétrica, consequência do soerguimento inicial, representado na Figura 5 pelo momento 0.

**Figura 5:** Esquema evolutivo do Ciclo Geográfico. Extraído de Davis (1889).



O estágio 1 representa o desenvolvimento de uma superfície jovem, A-B representa a altitude média da superfície recém soerguida, sendo A, a média da altitude dos vales e B, a altitude média dos topos. A fase é marcada pelo desenvolvimento da rede de drenagem, e por intensos e violentos processo erosivos, incluindo inúmeras rupturas de patamar e capturas fluviais. A grandiosidade dos vales e das vertentes varia em função da amplitude altimétrica, mas inicialmente têm forma de V agudo e erodem verticalmente seu leito, os principais, em taxas muito elevadas para serem alcançadas pelos afluentes que passam a confluir a partir de desníveis, os quais tendem a desaparecer no final da juventude, quando a rede de drenagem se encontra completamente estruturada, marcando o início da maturidade 2 – 3.

O estágio final, marcado na Figura 5 pelo período 4 do ciclo seria marcado pela descaracterização e rebaixamento da superfície inicialmente soerguida, por um período de tempo imensamente superior às fases anteriores, restando por fim uma superfície suavemente ondulada cortadas por velhos rios, ou o peneplano.

Para Davis, a descaracterização geral e o rebaixamento seriam possíveis graças à atuação dos processos sobre a estrutura inicialmente inalterada, e embora, no estágio final, toda a massa rochosa inicial encontra-se erodida e transportada, os processos atuariam de maneira diferente entre rochas tenras e rochas mais resistentes, pois “evidentemente um período maior deve ser necessário para completar a denudação de uma massa terrestre resistente do que de uma fraca” (DAVIS, 1889). Neste sentido, a elaboração de uma baixa planura generalizada, apesar das diferenciações estruturais que resistem mais ou menos ao ataque dos processos de meteorização, seria possível por meio do conceito, escala e importância do tempo na teoria cíclica. Embora o elemento temporal seja predominante e sobrepuje os estruturais, Davis (1889) considera que “a estrutura é um elemento pertinente do estudo geográfico, assim como quase sempre, influencia a forma”.

Para Davis, de acordo com o padrão estrutural, o relevo poderia ser classificado em dois grandes grupos, o grupo das estruturas horizontais, onde seriam agrupados, os

planaltos, planícies e derivados, e o das estruturas desordenadas, exemplificado por montanhas e seus derivados, os quais são, segundo o autor, naturalmente mais complexos.

### 3.1.2 Equilíbrio dinâmico

O estabelecimento da teoria do equilíbrio dinâmico por J. Tilton Hack na geomorfologia foi resultado de uma vontade consciente de forjar no pensamento geomorfológico uma alternativa teórico/metodológica ao Ciclo Geográfico (HACK, 1965a).

O pós-Segunda Guerra representa um marco histórico para o abandono parcial do modelo de origem e evolução do relevo proposto por Davis (1899). Não obstante, sempre estiveram presentes pesquisadores inconformados com as explicações cíclicas, como afirma Hack (1965a). O autor reconheceu propostas semelhantes às suas, geralmente pouco disseminadas e aceitas. Isto se deve a diversos fatores, em parte por dificuldades como língua, ou pela influência davisiana no pensamento geomorfológico. Este pensamento se espalhou rapidamente nos Estados Unidos – onde Davis desenvolveu sua teoria – e Europa – onde trabalhou como professor.

Cabe ressaltar a importância dada por Hack às ideias de Gilbert (1877) aplicadas às Henry Mountains, um conjunto de 5 montanhas, estudadas por Gilbert op. cit. em sua obra mais conhecida “*Report of the Geology of Henry Mountains*”. Estas ideias vão ser ampliadas por Hack em uma série de contribuições que visaram explicar as formas a partir de relações espaciais entre processos e material, baseando-se para tanto no conceito de equilíbrio dinâmico. Hack (1965b) afirma que:

Aplicado à paisagem, o princípio do equilíbrio dinâmico afirma que, quando em equilíbrio, uma paisagem pode ser considerada como parte de um sistema aberto em um estado estável de balanço no qual cada vertente e cada forma está ajustada a todas as outras.<sup>1</sup>

O equilíbrio dinâmico é alcançado quando é estabelecida uma igualdade entre a entrada e saída de material em um sistema, portanto, a entrada e saída de matéria e energia devem ser na mesma proporção de forma que se anulam. Uma vez estabelecida, esta igualdade é mantida, a menos que as condições externas venham a mudar. O sistema então, passaria a buscar um novo estado de equilíbrio, *steady-state*, marcado pela manutenção das formas. (HACK, 1965b).

---

<sup>1</sup> *As applied to landscape, the principle of dynamic equilibrium states that when in equilibrium a landscape may be considered a part of an open system in a steady state of balance in which every slope and every form is adjusted to every other.*

### 3.2 Pensamento sistêmico, igualdade de ação e direções opostas

As diferentes possibilidades de combinações envolvendo relações entre processos e condições do meio podem ser encontradas nas considerações traçadas por Gilbert (1877). Ao propor explicar a origem das formas topográficas, em series de exemplos, o autor explicita como processos são alterados por condições como declividade, clima e diversidade geológica, possibilitando inferir de sua explanação que nas ciências da paisagem, os padrões identificados, as generalizações e leis são dependentes das condições ambientais, ou da trajetória e conjunto específico e único de interações experimentadas na paisagem.

O trecho abaixo expõe um dos vários exemplos usados pelo autor para explicar a interdependência entre processos e condições do meio:

Se, entretanto, a energia de transporte é tão grande que remova completamente os produtos do intemperismo, o trabalho de desintegração é, portanto, impedido, pois o solo que o intemperismo tende a acumular funciona como um reservatório para armazenar água da chuva à medida que toca o terreno e reserva para o trabalho da solução e congelamento.<sup>2</sup>

Gilbert op. cit. trata da sutileza e complexidade das relações espaciais em suas análises, podendo ser interpretado hoje como um precursor do pensamento sistêmico em geomorfologia, mesmo não utilizando tal nomenclatura. Para o autor, é a variação e diversidade de condições externas e internas (estrutura) que produzem a diversidade de formas topográficas e que uniformidades seriam improváveis pois, “Somente um lençol de água de profundidade uniforme, fluindo sobre uma superfície de material homogêneo, seria o suficiente; e qualquer irregularidade de profundidade da água, ou de textura da rocha produz uma variabilidade correspondente de declive e diversidade de forma.”<sup>3</sup> Estas condições uniformes, em lugar algum existem, portanto, a regra geral é a diferenciação de paisagens, ainda que padrões sejam perfeitamente estabelecidos.

No relatório sobre a geologia das Montanhas Henry, Gilbert (1877) se dedica a explicar a origem das formas de relevo, trabalho posteriormente completado com um estudo dedicado a explicar a convexidade dos topos (GILBERT, 1909).

---

<sup>2</sup> *If however the power of transportation is so great as to remove completely the products of weathering, the work of disintegration is thereby checked; for the soil which weathering tends to accumulate is a reservoir to catch rain as it reaches the earth and store it up for the work of solution and frost.*

<sup>3</sup> *“Only a water sheet of uniform depth, flowing over a surface of homogeneous material, would suffice; and every inequality of water depth or of rock texture produces a corresponding inequality of slope and diversity of form”*

Em seu sistema, a origem das formas é entendida como sendo produto de relações espaciais entre material (solo, sedimento e rocha), processos superficiais e condições ambientais, sendo estes explicados como os processos que atuam sobre a superfície (material). Como variam em função das condições do entorno, dando origem a complexidade de formas existentes por meio de sutis relações espaciais, são independentes do tempo.

A esculturação e destruição da paisagem é realizada pela erosão, como afirma Gilbert (1877). Esta é entendida como sendo composta de partes, entendimento essencial para a compreensão do controle exercido pelas condições do meio, uma vez que diferentes partes de um mesmo processo irão responder de formas diversas a diferentes condições.

O autor também discute os processos erosivos responsáveis pelo fornecimento de sedimentos ao sistema fluvial. A erosão e suas partes (intemperismo, transporte e corrasão) são alteradas grandemente pelas variações na declividade, no clima e na composição das rochas. De maneira geral, maior declividade implica em maior velocidade e, conseqüentemente, maior capacidade de transporte, o aumento na capacidade de transportar implica grandemente no trabalho efetivado pela corrosão em rios, uma vez que aumenta a velocidade do fluido e da carga de sedimentos.

A influência da massa rochosa vai se dar pela maior ou menor resistência à erosão, entendendo de maneira geral que materiais friáveis desgastam em taxas mais aceleradas que aqueles mais endurecidos.

### **3.2.1 As leis da erosão em Gilbert**

As leis da erosão Gilbert (1877) explicam parte da dinâmica que rege a esculturação de formas de relevo. Para o autor, o estudo do relevo fornece exemplificações destas leis e a diversidade das formas topográficas é o resultado da variedade de controles exercidos por condições ambientais na evolução da paisagem.

Declividade, clima e estrutura rochosa são apontadas como as principais condições modificadoras da erosão e estão relacionadas a algumas leis descritas por Gilbert (1877).

A **lei das vertentes uniformes** se estabelece a partir do entendimento de que vertentes com maiores ângulos de inclinação têm taxas de erosão maiores do que vertentes suaves, uma vez que a energia potencial seria aumentada como uma função da

declividade. Portanto, vertentes inclinadas desgastam mais rápido, até atingir ângulos semelhantes as demais vertentes e igualar a velocidade do desgaste (GILBERT, 1877).

No sistema descrito, a tendência geral seria o estabelecimento de vertentes uniformes. Ainda neste sentido, sob a ação da lei das vertentes uniformes, toda bacia seria reduzida a uma superfície plana descaracterizada e se oporia a atual diversidade de formas. Contudo, a sua plena realização exigiria uma igualdade de condições que em lugar algum poderia ser encontrada, uma vez que diferenças litológicas e condições climáticas alterariam as taxas de erosão. Gilbert op. cit. esclarece que a lei das vertentes uniformes funciona, na verdade, como um elemento conservativo de outras leis, como a lei dos divisores e a lei da estrutura (GILBERT, 1877).

A **lei da estrutura** se baseia na desigual resistência oferecida pela massa rochosa exposta à erosão. A disposição da estrutura rochosa na superfície não se dá de forma homogênea, sendo na verdade, melhor entendida como essencialmente heterogênea, estabelecendo setores mais ou menos resistentes, os quais produzirão, por essência, diversidade de formas (GILBERT, 1877).

A **lei dos divisores** se fundamenta na observação empírica da relação diametralmente oposta estabelecida entre declividade e disponibilidade de água no sistema bacia hidrográfica. Gilbert (1877) postula que o volume de água da foz à cabeceira de um rio conhece uma redução gradual, atingindo o seu limite mínimo, à medida que atinge seu grau máximo de elevação.

Nas palavras do autor, “Sob as leis da estrutura e dos divisores combinadas as feições do terreno são esculpidas. Declividades são maiores à medida que o material é duro, e mais inclinadas à medida que estão próximas dos divisores.”<sup>4</sup> (GILBERT, 1877). Trata-se, portanto, de um controle interno estabelecido pelo sistema e essencial para seu funcionamento, baseado no balanço de energia e estabilização da capacidade erosiva. Segundo Gilbert op. cit., duas razões explicam a declividade de uma bacia hidrográfica qualquer, o material e o setor da bacia.

Por fim, apesar do papel isolado desempenhado por cada uma destes agentes, é a combinação destes em sistemas interativos que vai produzir formas de relevo, sendo a lei das vertentes uniformes o elemento conservativo, regulando a dissecação em materiais diversos.

---

<sup>4</sup> “Under the law of structure and the law of divides combined, the features of the earth are carved. Declivities are steep in proportion as the material is hard, and they are steep in proportion as they are near divides”

### 3.3 Erosão do leito

A história das paisagens não-glaciais é, em essência, a história do trabalho realizado por rios, transportando os produtos do intemperismo e, no processo, erodindo as rochas expostas em seus leitos (WHIPPLE, DIBIASE e CROSBY, 2013). É reconhecido que rios de leitos rochosos são responsáveis pela evolução das paisagens erosivas e os aspectos teóricos da incisão vertical também foram discutidos por Gilbert (1877).

O processo de corrasão é apresentado como o grande responsável pela erosão do leito dos rios e representa a parte do trabalho realizada por desgaste mecânico, sendo o trabalho total a soma da taxa de corrasão com a taxa efetuada por dissolução. Os materiais são lama, areia e cascalho, e entre estes, a maior parte do trabalho erosivo é efetuada pelo choque de grãos de areia com o leito rochoso, promovendo incisão.

Diferentes condições controlam e modificam as taxas de corrasão e consequentemente de incisão. Gilbert (1877) discute as relações entre corrasão, transporte e declividade e suas considerações são resgatadas por diversos autores hoje para explicar a evolução das paisagens realizadas por rios.

Whipple, Dibiase e Crosby (2013) classificam rios de leito rochoso como trechos ligados por rocha (bound-rock). A grande distinção feita diz respeito a classificação do leito que pode ser aluvial, rochoso ou misto. Leitos rochosos são conceituados de diferentes maneiras, sem que seja estabelecido um consenso geral, entretanto, o papel executado por eles na dissecação das paisagens erosivas parece ser consenso geral.

Há muito, a argumentação de que vazão e declividade são os principais fatores que controlam a incisão fluvial fora estabelecida em geomorfologia, sendo reconhecida por Gilbert (1877). Neste sentido, outras proposições consideradas pela temática hoje, dizem respeito a questões já levantadas por Gilbert à época, como o papel dual do sedimento na dinâmica fluvial. Ao discutir o papel de fragmentos transientes na corrasão de leitos rochosos, Gilbert (1877) aponta que:

Seu número é aumentado até certo limite pelo aumento da carga do canal; mas quando os fragmentos ficam muito aglomerados no fundo do canal, sua força é parcialmente gasta entre eles, e o leito rochoso fica protegido no mesmo grau. O desgaste mecânico dos rios é realizado com o auxílio de fragmentos minerais duros que são carregados pela corrente.<sup>5</sup>

---

<sup>5</sup> *Their number is increased up to a certain limit by the increase of the load of the stream; but when the fragments become greatly crowded at the bottom of stream their force is partially spent among themselves,*

O entendimento do papel executado pelos rios na esculturação e evolução das paisagens erosivas não-glaciais (LAGUE, 2014), levou ao desenvolvimento de diversos métodos de análise matemática do perfil longitudinais de rios, tais como a proposta de Hack (1973) e a métrica  $Ksn$  aplicadas neste trabalho, sendo especialmente voltados ao entendimento das relações entre drenagem e geologia. Neste sentido, Seidl e Dietrich (1992) apontam três processos como responsáveis pela incisão: incisão vertical por abrasão, eventos episódicos de fluxos de detritos e migração de *knickpoints* – objeto de estudo neste trabalho.

### 3.4 O significado geomorfológico de rupturas de relevo

As mudanças abruptas de declividade são marcas impressas no terreno que podem auxiliar no entendimento da história evolutiva de uma paisagem. Tais rupturas têm sido acompanhadas pelos sistemas explicativos das formas de relevo.

Como abordado, a teoria do Ciclo Geográfico – primeira a apresentar o relevo em um sistema evolutivo composto de estágios de formas sucessivas coerentes – buscou explicar a gênese e evolução do relevo com base em interações variáveis entre processos, estrutura e tempo, sendo toda a diversidade de formas hoje existente o resultado das múltiplas relações entre estas variáveis incluindo, portanto, as rupturas de patamar (*knickpoints*) passíveis de identificação em sistemas fluviais.

O relevo, entendido enquanto um organismo, numa vertente evolucionista, passaria por fases evolutivas sucessivas e invariáveis, as quais seriam compostas por conjuntos de formas característicos do estágio de desenvolvimento que as classificariam em juventude, maturidade e senilidade.

Na perspectiva cíclica, as rupturas de patamar são originadas durante o arqueamento da superfície. O rápido soerguimento e reorganização da rede de drenagem formariam diversos setores de rupturas, já durante a maturidade “o perfil longitudinal dos rios, pouco a pouco, regulariza-se e as rupturas de declive desaparecem dos cursos de água principais e das confluências dos rios secundários” (CHRISTOFOLETTI, 1974). Isto porque o equilíbrio é alcançado em alguns setores de uma mesma paisagem, sendo a eliminação das rugosidades um ponto determinante.

---

*and the bed-rock is in the same degree protected. The mechanical wear of streams is performed by the aid of hard mineral fragments which are carried along by the current.*<sup>5</sup>

No sistema davisiano, o trabalho erosivo inicia-se concomitantemente ao soerguimento, abrindo vaga erosiva remontante acelerada pela ampliação da declividade. Assim, a eliminação das rupturas se daria da jusante para a montante, assim como o equilíbrio, do qual aquela é uma condição. Portanto, para esta teoria, as rupturas de patamar são indicativas de paisagens jovens.

Outra proposta explicativa, por vezes antagônicas às teorias cíclicas, é o equilíbrio dinâmico das forças, corrente da geomorfologia estabelecida na segunda metade do século XX nos trabalhos de J. T. Hack.

O equilíbrio dinâmico, enquanto um sistema explicativo da paisagem a partir de relações espaciais atualmente observáveis, traz como princípio básico o balanço entre forças opostas, as quais tendem a convergir para serem anuladas, produzindo um estado de equilíbrio, caracterizado por entrada e saída constante de energia e matéria de um sistema.

No ciclo geográfico, as rupturas são uma função temporal, já no equilíbrio dinâmico, são funções de relações espaciais. Obedecendo a algumas condições – entrada e saída de matéria em proporções iguais – a topografia se encontraria em equilíbrio, independentemente de sua forma e do tempo decorrido, desta forma, diferenças geológicas e tectônicas são escaladas para explicar rupturas abruptas em superfície.

### **3.5 Índices e parâmetros morfométricos**

Segundo Christofolletti (1971), o uso de morfometria na análise do relevo era comum no fim do século XIX, contudo, a apresentação do ciclo geográfico do Norte-americano W. M. Davis (1899) obliterou este campo de análise, de maneira que a sua retomada pós segunda Guerra Mundial está em consonância com a diminuição da importância explicativa do modelo evolutivo do ciclo de erosão.

A reintrodução da perspectiva morfométrica é associada a R. E. Horton. O engenheiro hidráulico americano elaborou índices e formulou leis aplicáveis ainda hoje – dos quais se fará uso nesta análise – em estudos de bacias hidrográficas e redes de drenagem, que podem ser divididas hierarquicamente. Tais procedimentos inicialmente apresentam uma ordenação dos canais, permitindo análises diversas como: análises lineares, nas quais as medições necessárias são realizadas ao longo do canal; análises areais, nas quais as medições necessárias são realizadas na bacia, considerando os espaços

entre canais e; as análises hipsométricas, que relacionam as variáveis horizontais com a distribuição da altimetria na bacia (CHRISTOFOLETTI, 1974).

As contribuições e interesses por uma análise objetiva dos fenômenos encontrou apoio na geomorfologia desenvolvida no seio das transformações da nova geografia. A partir de então a literatura geomorfológica foi preenchida por métodos de análise objetiva do relevo.

O período de maior desenvolvimento coincide com os avanços introduzidos graças a automatização que encontra na computação uma ferramenta básica. Também em meados do século XX o progresso das técnicas ampliou consideravelmente. Dentre as principais consequências do desenvolvimento da informática está a automatização de procedimentos morosos e demorados, a capacidade de tratar e produzir com rapidez e funcionalidade uma crescente quantidade de dados.

A maioria dos índices morfométricos apresenta as mesmas vantagens: fácil aplicação, baixo custo - essencialmente hoje, quando se encontra a disposição inúmeros ambientes de processamento de dados sem custo e interface amigável – e produção de grande quantidade de dados fidedignos e passíveis de validação, tanto em campo como em laboratório. Esta agilidade na obtenção dos dados, das quais as modelagens são igualmente responsáveis, acelerou a produção do conhecimento científico, tornando-o mais objetivo e racional.

### **3.5.1 Morfometria de canais**

A perspectiva morfométrica da segunda metade do século XX introduziu índices objetivos aplicados aos estudos das propriedades geométricas de bacias hidrográficas (CHRISTOFOLETTI, 1974), buscando explicar suas relações com o relevo, processos erosivos e com a hidrografia. Tais índices podem ser aplicados segundo diferentes objetivos, os quais devem determinar, portanto, a seleção de parâmetros que melhor se adequem às propostas do trabalho. Dentre estas possibilidades explicativas, a morfometria pode contribuir com o entendimento dos condicionantes lito-estruturais de uma bacia, caso da atual proposta. Para tanto, foram selecionados os seguintes índices:

A **hierarquização fluvial** é um procedimento analítico que permite setorizar e potencializar análises morfométricas. Consiste no processo de atribuir ordem aos segmentos fluviais com base em propriedades geométricas da rede de drenagem.

A **relação de bifurcação** foi definida por Horton (1945) e consiste na capacidade de bifurcação de um determinado canal, apontando a relação entre canais de uma

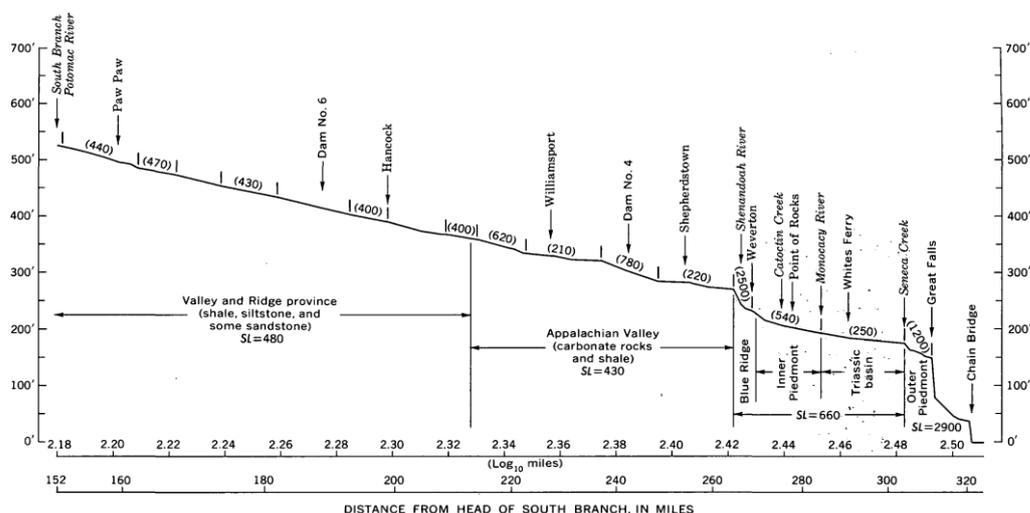
determinada ordem e os canais de ordem imediatamente superiores e pode ser relacionada ao **comprimento médio dos canais de cada ordem** (HORTON, op. cit.) que é estabelecido a partir da determinação do comprimento médio de canais de uma determinada ordem. O **gradiente dos canais** indica a declividade dos canais, a partir da diferença entre a cota altimétrica máxima e mínima de um canal e mantém relações com a **relação do equivalente vetorial**, índice que mede o comprimento em linha reta de um canal fluvial, indicando a sinuosidade do canal, sendo usado para determinar controles estruturais sobre a rede de drenagem, assim como velocidade de escoamento.

### 3.5.2 Perfil longitudinal e Índice de Gradiente de Canal

O índice de gradiente de canal (*stream gradient index*), como proposto em 1973 por John T. Hack, é frequentemente referido na literatura brasileira como Índice de Hack (IH) em homenagem ao seu mentor e também denominado como Relação Declividade x Extensão (RDE) por Etchebehere (2004; 2006), reafirmando as variáveis usadas no cálculo.

O índice deriva da plotagem semilogarítmica de dados de altitude e extensão de um canal em um gráfico de coordenadas cartesianas. Em termos gerais, foi proposto como uma ferramenta capaz de identificar quebras/ressaltos topográficos associados a controles geológicos, podendo refletir outros condicionantes quando as causas geológicas são improváveis. Entre estas, possíveis quebras podem refletir quedas no nível de base, como sugerido por Hack (1973) ao estudar o perfil longitudinal do Rio Potomac (Figura 6).

**Figura 6:** Perfil semilogarítmico do Rio Potomac. Retirado de Hack (1973).



Desde sua apresentação, este índice tem sido aplicado em diversos contextos tectônico-climáticos e servido a diferentes usos. Contudo, é necessário se ater às limitações e significado geomorfológico do índice, sendo necessário, portanto, resgatar as condições em que foi proposto, revisitando as formulações originais (HACK, 1957; 1973) e aplicações clássicas (SEEBER e GORNITZ 1983).

O estabelecimento do índice de gradiente é produto de transformações matemáticas no cálculo de perfis longitudinais, tais transformações resultando em mudanças na morfologia do perfil que melhor servem a abordagens que relacionam forma do canal e geologia da bacia. O perfil longitudinal convencional (LIMA, 2013), no qual os valores de altitude e extensão são plotados em escala aritmética, pode ser entendido como a curva obtida a partir da plotagem de dados de altitude ( $H$ ) – eixo das ordenadas – e distância em relação a foz ( $L$ ) – eixo das abcissas – em um gráfico de coordenadas cartesianas e representa a declividade real do canal, sendo calculada a partir de (1):

$$S = dh/dl \quad (1)$$

onde  $S$  representa a declividade, sendo produto da divisão da variação altimétrica entre dois pontos selecionados do perfil longitudinal ( $dh$ ) pelo comprimento do trecho ( $dl$ ).

Tal perfil apresenta uma diminuição gradual da declividade que se estabelece sistematicamente dos setores de cabeceira à foz garantida pelo aumento exponencial do comprimento entre os trechos do canal à medida que se afastam para jusante (LIMA, 2013).

O produto gráfico da expressão é representado por uma morfologia tipicamente côncava indicativa da dinâmica erosiva do canal (LIMA, 2013). Christofolletti (1974) elenca uma série de fatores que condicionam a morfologia côncava para o céu dos perfis longitudinais “tais como débito, carga detrítica fornecida ao rio, granulometria dos detritos, resistência ao fluxo, velocidade da água, largura, profundidade e declividade do canal”.

Segundo o autor, o perfil longitudinal é produto das relações que o rio estabelece para manter o equilíbrio entre competência e capacidade de um lado, e tamanho e quantidade do material do outro, havendo ajustes sempre que uma das variáveis sofrem modificações nos padrões. (CHRISTOFOLETTI, 1974).

Ainda neste sentido, a forma dos perfis longitudinais encontra-se adaptada às condições do meio, de maneira a erodir seu canal e/ou transportar sedimentos da melhor forma possível (CROSBY e WHIPPLE, 2006). Dito isto, pode-se pensar que perfis longitudinais representam os ajustes entre perturbações climático-tectônicas, processos erosivos e os materiais, revelando a dinâmica do canal.

Hack (1973) propôs uma alternativa para a elaboração de perfis longitudinais, na qual os dados de extensão do canal ( $L$ ) são plotados em escala logarítmica enquanto o eixo vertical permanece em escala aritmética. O índice de gradiente de canal é derivado desta modificação, sendo equivalente a declividade ( $S$ ) ou inclinação do perfil semilogarítmico, calculada a partir de (2):

$$S = dH / \ln L_2 - \ln L_1 \quad (2)$$

onde  $dh$  corresponde à diferença entre a cota superior e inferior do curso selecionado, e  $\ln L_2$  e  $\ln L_1$ , respectivamente aos logaritmos naturais da distância final e inicial do trecho selecionado.

A forma ideal do perfil seria a de uma linha reta, sendo representada pela equação (3):

$$H = C - k \log_e L \quad (3)$$

$H$  representa a variável altitude,  $C$  e  $k$  são constantes e  $L$  é a distância do canal da nascente ao ponto médio do trecho calculado. A constante  $k$  representa a declividade ou inclinação do perfil semilogarítmico, ou índice de gradiente (HACK, 1973).

Embora seja usada a mesma base para o cálculo,  $S$  ou  $k$  não representam a declividade real do canal, mas sim um correspondente melhor entendido como a declividade do perfil semilogarítmico.

Desta forma (2) pode ser melhor traduzida como (4), ou índice de gradiente ( $k$ ).

$$k = dH / \ln L_2 - \ln L_1 \quad (4)$$

Em Hack (1973), como lembrado por Lima (2013), é estabelecida uma condição de igualdade entre  $k$  e  $SL$  que não se traduz na realidade, sendo  $SL$  a tradução de  $k$  para o perfil convencional calculada a partir de (5):

$$SL = (dH/dL)L \quad (5)$$

Esta igualdade, entretanto, não é absoluta, sendo melhor entendida como uma aproximação de quase igualdade, pois “um é o declive do perfil semilogarítmico e o outro é o produto da declividade real pela distância da nascente” (LIMA, 2013) –  $k$  e  $SL$ , respectivamente. Nesta condição  $SL$  pode ser representado por (6):

$$SL \approx dh/\ln L2 - \ln L1 \quad (6)$$

Por fim, Lima (2013) aponta que melhores resultados são obtidos a partir da aplicação de  $k$  tanto para canais, como para trechos. Não obstante, o uso de  $SL$  para trechos e divisão por  $k$  tem sido aplicado em diversos trabalhos para identificação de *knickpoints* (MONTEIRO e CORRÊA, 2020). Metodologia esta mantida neste trabalho.

### 3.5.3 Significado geomorfológico e aplicação do índice de Gradiente

O índice foi proposto como uma nova forma de análise de perfis longitudinais. A determinação de uma nova unidade de medida fundada em dados numéricos elimina parte da subjetividade inerente às análises visuais de perfis longitudinais, e estabelece condições de comparação mais objetivas. Diferentemente do perfil longitudinal convencional, que revela a ação erosiva e sedimentológica do canal, representando os principais ajustes fluviais às perturbações, a suavização da declividade do canal pela extensão permite evidenciar os condicionantes geológicos/estruturais ao longo do rio.

Complementarmente às vantagens comparativas, os valores  $SL$  não aumentam ou diminuem como uma simples razão do comprimento dos canais, respondendo, na verdade, à complexas variações espaço/temporais dos diversos ambientes, processos e materiais. “Este índice relaciona a declividade de um canal em uma localidade ao seu comprimento e providencia bases para comparação de trechos de rios de diferentes tamanhos” (HACK, 1973).

Além de reduzir o caráter subjetivo, o índice está grosseiramente relacionado à energia potencial do canal. Apoiado em evidências empíricas, Hack (1973) constatou que a energia de um rio usada para transportar materiais de um determinado tamanho (competência) seria proporcional ao produto  $SL$ , havendo assim um ajuste entre as variáveis.

O índice de gradiente contribui para o estabelecimento numérico de setores considerados anormais em um perfil longitudinal ou evidenciando setores de declive suave, servindo também como uma ferramenta eficaz na identificação de setores em desequilíbrio geomorfológico, explicando seu histórico de aplicação e aceitação na geomorfologia.

Hack (1973) aplicou o índice a diversos rios do Leste dos Estados Unidos sendo estes, portanto, rios perenes de uma região úmida. Nas aplicações em rios de aproximadamente até 70 milhas, as variações e rupturas entre os valores  $SL$  apresentaram estritamente relações com a geologia dos terrenos drenados, dessa forma, o autor sublinha a relação do índice com a identificação de controles litológicos. Em grandes rios como o Potomac (Figura 6) entretanto, somente os materiais não seriam capazes de explicar a distribuição e espacialização de setores de elevados e anormais valores  $SL$ , sendo a história geomórfica evocada para explicar a forma do perfil. Não obstante a tais assertivas, o autor alerta para o possível significado do índice em outros ambientes, como regiões de clima seco, onde a descarga pode diminuir à jusante e a largura do canal pode aumentar em taxas diferentes das de clima úmido.

No nordeste brasileiro, a relação  $SL/k$  tem sido aplicada para identificar rupturas de patamar no perfil longitudinal de rios (MONTEIRO e CORRÊA, 2020), apoiando-se no entendimento geral de que mesmo em regiões com ampla variação climática o índice define a declividade relativa ao seu comprimento (HACK, 1973). Contudo, em tais ambientes, faz-se necessário explicitar as devidas considerações a respeito da validade do método em relação à competência dos rios e energia do canal. Não obstante, experiências de campo têm revelado que rupturas de patamar identificadas pelo método  $SL$  se configuram como setores de intensa dinâmica erosiva, expondo marmitas de gigante (*potholes*) em diversos estágios de evolução. (Figura 7).

**Figura 7:** Marmitas (*potholes*) no baixo curso do Rio Traipú.



#### **3.5.4 Cálculo do índice $SL$ e $k$**

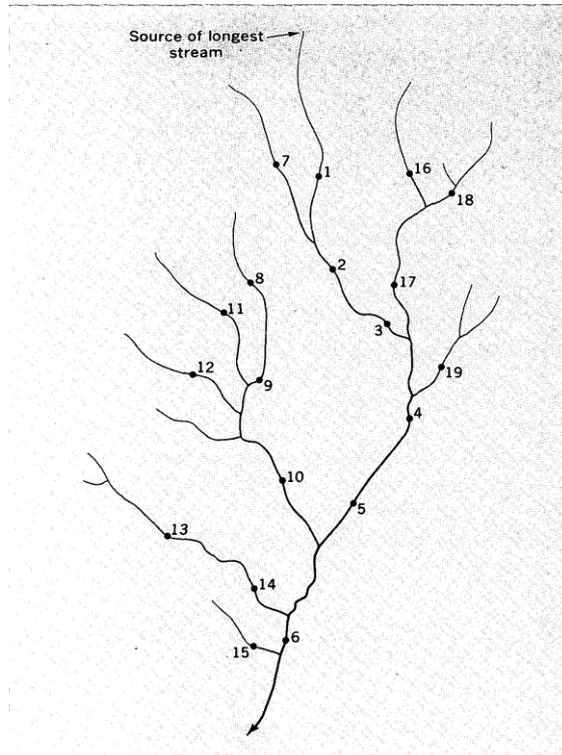
É possível calcular  $SL$  e  $k$  usando diversos meios (cartas topográficas, imagens aéreas, MDEs) de maneira relativamente simples. Contudo, Hack (1973) introduziu diversos cuidados que devem ser seguidos de maneira a assegurar o significado geomorfológico do índice de gradiente – relação com a competência, características de resistência ao fluxo, entre outros.

Entre estes cuidados, figura o uso do rio mais longo de uma bacia à montante de um trecho que se pretende analisar, de maneira a sustentar a validade do índice que “depende da consistência geral entre área de drenagem e comprimento”<sup>6</sup> (HACK, 1973) encontrada na maioria dos canais. Assim,  $SL$  não deve ser calculado a partir do ponto em que o rio de interesse confluir com outro canal de maior comprimento. Hack apresentou uma sequência de medições típicas para uma bacia (Figura 8):

---

<sup>6</sup> “depends on the general consistency between drainage area and length”

**Figura 8:** Sequência ilustrativa de extração do *SL* index. Retirado de Hack (1973).



O índice pode ser aplicado a rios que compreendem centenas de milhas de comprimento, devendo os canais serem longos o suficiente, de maneira a apresentarem variações locais na declividade. Ainda neste sentido, é recomendável – de maneira a manter a integridade do índice, que se relaciona à capacidade de transporte do curso d’água – eliminar os setores de encosta, onde predominam processos não canalizados e influencias coluviais; (LIMA, 2013; HACK, 1973). O autor sugere que se descarte no cálculo um setor de no mínimo 800 metros dos setores mais próximos à nascente.

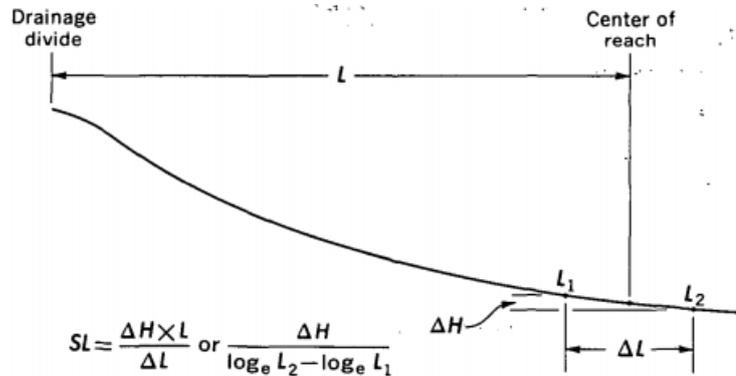
Por fim, *k* pode ser calculado para trechos selecionados de um canal, ou para sua extensão total. Neste trabalho os trechos serão calculados a partir do perfil convencional, usando, portanto, a fórmula *SL*:

$$SL = \Delta h / \Delta l . L$$

Sendo  $\Delta h$  a diferença altimétrica entre as extremidades dos setores selecionados para aplicação do cálculo,  $\Delta l$  a distância horizontal entre as extremidades e *L*, a distância

entre o centro do trecho selecionado e a nascente do rio analisado. Os parâmetros usados no cálculo estão representados na Figura 9.

**Figura 9:** Representação de perfil longitudinal e variáveis usadas no cálculo de  $SL$ . Retirado de Hack (1973).



Para a extensão total do canal, recomenda-se o uso de  $k$ , sendo calculado por meio da fórmula:

$$K = \Delta h / \ln L_2 - \ln L_1$$

$\Delta h$  corresponde à diferença entre a cota superior e inferior do curso selecionado, e  $\ln L_2$  e  $\ln L_1$ , respectivamente aos logaritmos naturais da distância final e inicial do trecho selecionado.

Neste trabalho, será utilizada a proposição de Seeber e Gornitz (1983) que classificam e ordenam anomalias de drenagem em dois grupos a partir da divisão dos valores de  $SL$  (para trechos) pelo valor de  $k$  (para todo o canal). Anomalias de 1ª ordem, as mais importantes para os trabalhos geomorfológicos, são aquelas cujo produto da divisão é  $\geq 10$ , as anomalias de 2ª ordem são aquelas cujos valores estão entre 2 e 10, os setores com valores inferiores a 2 são considerados como não anômalos. Tais anomalias são encontradas em setores mais ou menos íngremes, de acordo com sua ordenação (BARROS, CORRÊA e TAVARES, 2017).

A classificação adotada para categorizar os setores anômalos em trechos de 1ª e 2ª ordem por Seebers e Gornitz (1983) é arbitrária, como apontam os autores, e representa o número de vezes que o referido trecho se distancia do perfil semilogarítmico correspondente ideal. Os trechos de 1ª ordem são considerados significativamente inclinados (*significantly steeper*) e os de 2ª ordem muito inclinados (*much steeper*) em

relação ao perfil ideal. As anomalias de 1ª ordem foram definidas como “gradientes muito altos ou *knickpoints*”<sup>7</sup>. (SEEBER e GORNITZ, 1983).

Neste trabalho o índice de gradiente ( $k$ ) será calculado para a extensão total do canal e o  $SL$  será calculado para os trechos, como procederam Seeber e Gornitz (1983).

Ao cálculo do referido índice, vêm sendo incrementadas metodologias como a criação de rotinas em ambientes GIS que agilizam os procedimentos necessários para coleta das variáveis usadas no cálculo, reduzem subjetividades e permitem ampliar a aplicação. Neste sentido, o uso da *toolbox* SLIX (PIACENTINI et al. 2020) permite extrair com poucos comandos valores  $SL$  para rede de drenagens integrais, assim como adensar os valores mais altos do índice.

Dado o papel chave exercido pelos rios na evolução das paisagens, outras métricas têm sido propostas desde a apresentação do índice de gradiente como métricas capazes de analisar a evolução da paisagem.

### 3.5.5 Índice de declividade normalizada

O estado atual (teórico, metodológico e prático) do conhecimento geomorfológico no que diz respeito a análise de perfis longitudinais incorporou importantes noções teóricas e melhoramentos técnicos desde a apresentação do índice de gradiente de canal na década de 70 por Hack. Desta forma, outras métricas foram propostas e têm sido aplicadas como alternativas à aplicação de métricas  $SL$  nas publicações internacionais, como afirmam Peifer, Cremon e Alves (2020), em especial o índice de declividade normalizada, ou  $Ksn$ .

A base teórica para a aplicação de índices que medem gradiente de canal é derivada da noção geral de que incisão fluvial é o produto da declividade e vazão vinculada ao pensamento de Gilbert (1877) que considerava:

Uma corrente de água que flui pelo leito gasta uma quantidade de energia que é medida pela quantidade de água e pela distância vertical pela qual desce. Se não houvesse atrito da água sobre o canal, a velocidade da corrente aumentaria continuamente; mas se, como é o caso usual, não houver aumento de velocidade, então toda a energia é consumida em fricção.<sup>8</sup>

---

<sup>7</sup> *very-high Gradients or knickpoints.*

<sup>8</sup> *A stream of water flowing down its bed expends an amount of energy that is measured by the quantity of water and the vertical distance through which it descends. If there were no friction of the water upon its channel the velocity of the current would continually increase; but if, as is the usual case, there is no increase of velocity, then the whole of the energy is consumed in friction.*

Assim, entende-se que a taxa de incisão vertical de rios de leito rochoso – responsáveis pela evolução das paisagens erosivas não-glaciais – é produto da combinação entre declividade e vazão atuando sobre determinada resistência imposta pelo material.

A principal distinção entre as métricas *SL*, englobando as variações possíveis no cálculo, e as métricas *Ksn* reside na variável (declividade) usada para substituir a vazão no cálculo do gradiente do canal. Como pontuado acima, é a partir de uma razão entre declividade e vazão que se obtém taxas de incisão.

### **3.5.6 Parâmetros de morfometria de bacia**

Para melhor entender os componentes que podem estar controlando a bacia, em sua estrutura e regime erosivo, podem ser aplicados dois parâmetros principais: a curva hipsométrica e o Fator de Assimetria de Bacias de Drenagem (FABD).

A curva hipsométrica, ou integral hipsométrica, foi consolidada por Strahler (1952) como um índice que permite observar os estágios erosivos de uma dada bacia hidrográfica, relacionando os valores da integral aos estágios previstos no Ciclo Geográfico davisiano. Para tal, observa-se, de maneira normalizada, a quantidade de valores topográficos elevados e rebaixados em uma bacia, produzindo uma integral e uma curva. Caso os valores da integral sejam superiores à 0,6 (60%), possuindo assim uma curva de concavidade alta, classicamente se entende que esta bacia estaria em um estágio de Juventude. Valores abaixo de 0,35 (35%) e curvas de concavidade rebaixada indicariam uma bacia em estágio Senil. Já valores entre 0,35 e 0,6, com uma curva em formato próximo ao “S” indicariam uma bacia em estágio de Maturidade (WALCOTT & SUMMERFIELD, 2008).

Já o Fator de Assimetria de Bacia de Drenagem é aplicado quando se buscam possíveis basculamentos ou controles estruturais nas bacias. Basicamente se relaciona a área do lado direito da bacia com a área da bacia inteira, produzindo um índice que indica se o canal principal percorre o centro da bacia ou se está deslocado para um dos lados. A depender dos valores e correlações possíveis, análises estruturais regionais podem ser melhor construídas (HARE e GARDNER, 1985).

### 3.6 Gênese, classificação e identificação de *Knickpoints*

A disposição geral da rede de drenagem em uma bacia hidrográfica é função de uma conjunção de sistemas multiescalares e dinâmicos que atuam de maneira interligada, como a história tectônica e climática.

Os rios são condicionados e guardam testemunhos dessa longa história formativa, sendo evidenciadas nos seus perfis longitudinais as principais variações topográficas de uma paisagem. Uma destas marcas impressas nas redes de drenagem são os *knickpoints*, feições de relevo marcadas por um desnível visível nos perfis longitudinais de canais ou em campo, onde formam morfologias que variam de rápidos e corredeiras a cachoeiras (CROSBY e WHIPPLE, 2006).

O reconhecimento de *knickpoints* na literatura geomorfológica não é um dado recente como apontaram Seidl e Dietrich (1992), ao contrário, são frutos de interesse geomorfológico desde a década de 50. Atualmente, a análise destas feições tem buscado responder questões relativas à gênese, comportamento e evolução e tem envolvido a análise de redes de drenagem integral (CROSBY e WHIPPLE, 2006).

O termo *knickpoint* conta com algumas definições em geomorfologia que englobam aspectos abrangentes, explicando-o como um setor de ruptura de gradiente em um perfil longitudinal (WHIPPLE e TUCKER, 1999). Há ainda outras mais específicas que procuram diferenciar tipos de quebras quanto a continuidade/caráter pontual, e caráter funcional onde são avaliadas as condições de mobilidade da feição. Crosby e Whipple (2006) sugerem o uso da definição clássica que considera um *knickpoint* como “um trecho discreto e inclinado, o qual cria uma convexidade local no perfil de equilíbrio geralmente côncavo para cima”<sup>9</sup>.

Em essência, um *knickpoint* pode ser entendido como um setor de descontinuidade vertical, poligênico, no qual impera condições do meio ou processuais diversas aos demais setores do canal e da bacia, e que pode funcionar como a frente de reajuste de paisagens que sofreram perturbações tectônicas ou climáticas.

Considerando que o equilíbrio do canal é representado por uma concavidade de declive suave, *knickpoints* são indicadores de desequilíbrio e, portanto, de perturbações na paisagem. Tais perturbações podem ser regionais, quando envolvem mudanças nas taxas de movimentação tectônica e mudanças climáticas, ou locais, exemplificadas por mudanças no nível de base e contatos litológicos de resistências diferentes. Perturbações

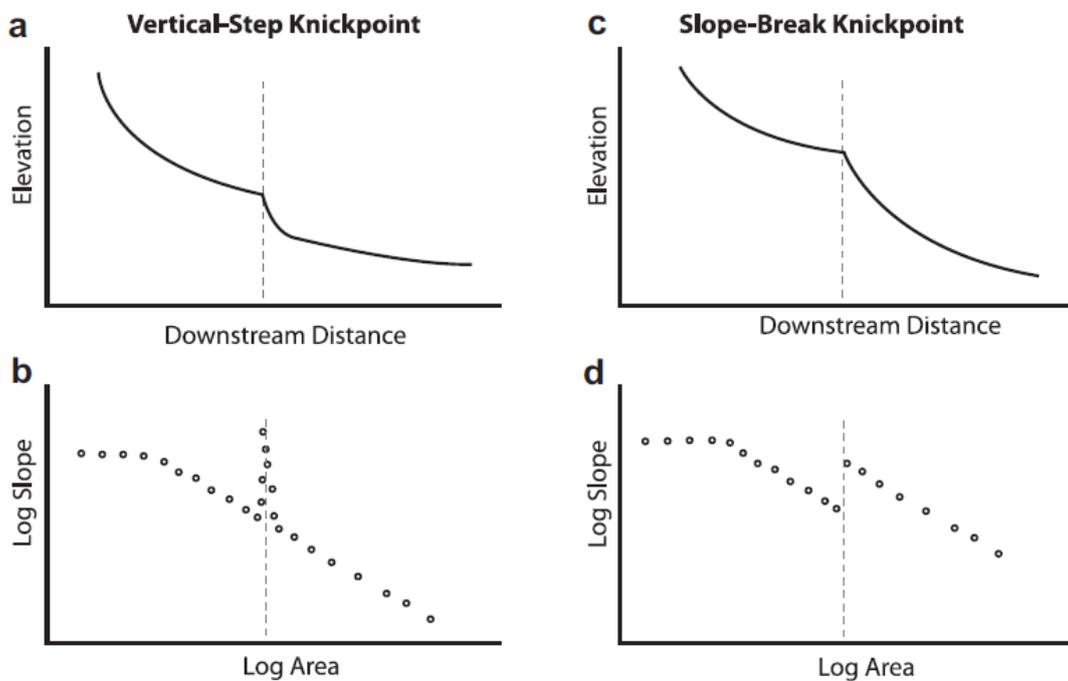
---

<sup>9</sup> “a discrete, steep reach which creates a local convexity in the generally concave up equilibrium channel profile”

regionais forçam a paisagem a adquirir uma nova forma, enquanto em perturbações locais a paisagem se adapta as novas altitudes, a partir da retirada de massa por erosão remontante iniciada na foz a partir do desnível inicial. (CROSBY e WHIPPLE op. cit.).

De acordo com Haviv et al. (2010), *knickpoints* podem ser classificados em dois tipos, de acordo com a forma que marca a ruptura no perfil longitudinal, podendo ser discreta – gerando *vertical-step knickpoints* – ou contínuas, dando origem a *slope-break knickpoints* (Figura 10). Em qualquer um dos casos, estas morfologias podem ainda ter um caráter estático/fixo, ou migrarem a jusante.

**Figura 10:** Classificação de Knickpoints. Retirado de Kirby e Whipple (2012).



Diante dos cenários destacados, *knickpoints* podem ser fixos ou móveis, sendo então entendidos como uma “porção fluvial da fronteira transiente entre uma topografia em ajuste e outra velha”<sup>10</sup> (CROSBY e WHIPPLE, 2006). Esta definição só é apropriada quando se comprova, a partir de análise em gabinete e campo, uma série de desníveis na rede de drenagem em cotas altimétricas semelhantes, permitindo que um conjunto de *knickpoints* forme um padrão consistente, indicando a movimentação à montante. Cabe salientar, que devido a heterogeneidade das condições ambientais que podem gerar

<sup>10</sup> “fluvial portion of the transient boundary between adjusting and relict topography”

*knickpoints*, em uma mesma bacia podem coexistir feições resultantes de diferentes eventos, de diferentes idades e tipos (contínuo/discreto; fixo/móvel).

Os *knickpoints* mantêm relações com o substrato rochoso que não são plenamente conhecidas, assim como muitas outras questões envolvendo a forma e a gênese dessas feições. Sendo assim, as hipóteses estruturais, tectônicas e climáticas não podem ser descartadas quando se propõe a estudar tais feições.

Por fim, a identificação de *knickpoints* pode partir de diferentes metodologias, clássicas como a identificação de setores de declive anômalo em perfis longitudinais a partir da aplicação de índices de gradiente de canal de Hack (1973) ou outras mais atuais como o índice *Ksn*.

## **4. METODOLOGIA**

### **4.1 Procedimentos metodológicos**

As variáveis necessárias ao cálculo dos diversos índices aplicados neste trabalho como comprimento dos canais, área de drenagem e altimetria foram extraídas a partir de dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) disponibilizados pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuárias (Embrapa) com informações x, y e z (lat., long. e atl.) com resolução espacial de 90m. Tais dados serviram de base para a elaboração de modelos digitais de elevação (MDE), modelos de relevo sombreado (*hillshade*), delimitação das bacias e extração das respectivas redes de drenagem.

Inicialmente, os dados foram tratados de maneira a preencher possíveis pixels vazios e eliminar valores negativos de altitude, para então extrair a rede de canais e delimitar as bacias hidrográficas. O detalhamento dos índices aplicados, os meios e as prováveis correlações serão detalhados nos subtópicos seguintes.

### **4.2 Morfometria de canal**

#### **Hierarquização da rede de drenagem**

A hierarquização fluvial é entendida como a classificação de um rio ou canal. Esta parametrização permite, entre diversas possibilidades analíticas, a realização de análises morfométricas, de modo a tornar mais objetiva a aplicação de outros índices. Segundo Christofolletti (1974, p. 85) “A hierarquia fluvial consiste no processo de se estabelecer a classificação de determinado curso de água (ou área drenada que lhe pertence) no conjunto total da bacia hidrográfica na qual se encontra”.

Horton (1945) propôs um sistema de classificação de canais fluviais no qual os canais sem afluentes são considerados de 1ª ordem e geram canais de ordem imediatamente superior, 2ª ordem, ao confluírem com canais de ordem igual a sua, e assim sucessivamente. Não obstante, cada canal de determinada ordem maior que 1 pode receber canais de ordem imediatamente inferiores sem alterar a própria. Além destes critérios iniciais, o sistema hortoniano conta com uma especificidade no que se refere ao canal principal, o qual deve ser formado por ordem constante desde a nascente até a desembocadura, o que exige mensurações repetidas à medida que surgem confluências com ordens iguais no curso principal, a fim de determinar qual dos segmentos é o canal principal e qual é o afluente (Figura 11).

Embora as determinações de Horton tenham sido pioneiras e seguidas por muitos pesquisadores (CHRISTOFOLETTI, 1974), outras proposições contam com maior

utilização em geomorfologia como a classificação de Strahler (1952), em parte por otimizar a determinação do ordenamento do canal principal.

No mesmo sentido, diferentes metodologias foram propostas para classificar os segmentos fluviais, na tentativa de reduzir subjetividades e melhor adequar a prática às condições reais do terreno. De maneira geral, coexistem duas modificações significativas à proposta inicial de Horton (1945). Sendo elas as de Scheidegger (1965) e Strahler (1952), as quais eliminaram a necessidade de ordem constante no canal principal (Figura 11).

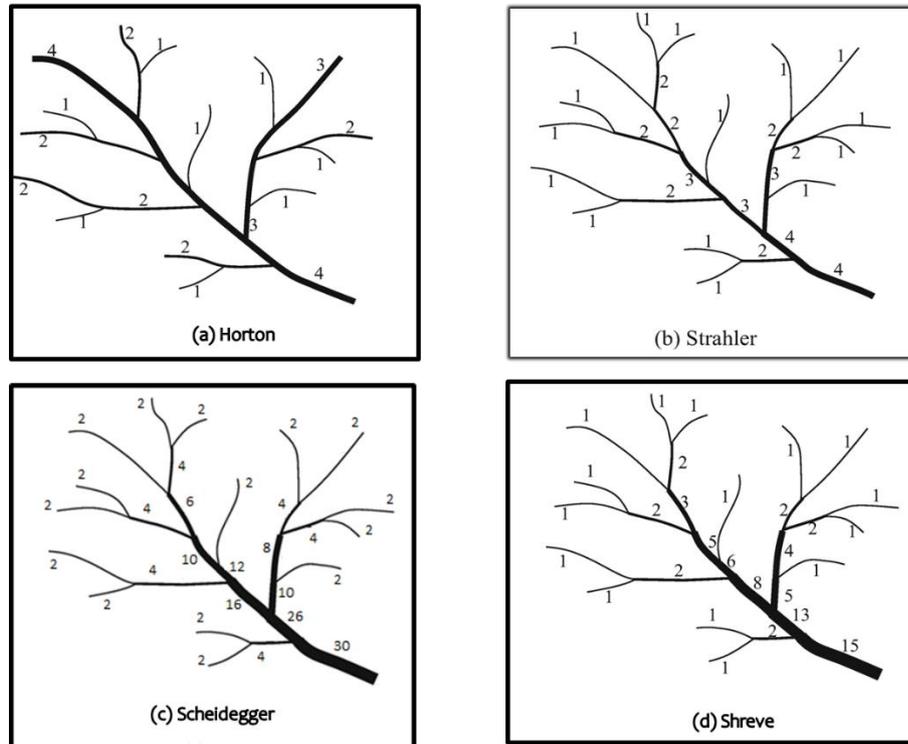
A principal proposta apresentada com modificações foi a de Strahler (1952). No sistema apresentado, o canal principal não necessita manter constante o número de ordem da nascente a última confluência, mas apresenta as mesmas regras no que se refere à determinação dos canais de 1ª ordem e geração de canais de ordem superior. Os canais de 1ª ordem são aqueles sem afluentes, representando os menores segmentos da rede de drenagem. A confluência de dois canais de 1ª ordem dá início a um canal de 2ª ordem, o qual recebe canais de ordem inferior, sem alterar a própria, e assim, sucessivamente. De maneira geral, a confluência de dois canais de ordem igual dá início a um segmento de ordem maior, o qual recebe afluentes de qualquer ordem inferior à sua e que, ao confluir com segmento de ordem igual, gera um novo segmento de ordem imediatamente superior. As maiores modificações foram estabelecidas no sistema de Scheidegger (1965).

Na proposta de Scheidegger (1965) são analisados os ligamentos fluviais, ou trechos entre confluências. Os trechos são ordenados considerando a confluência de todos os segmentos fluviais a montante, representando, portanto, o total de segmentos iniciais, que na ordenação de Scheidegger equivalem a dois. Assim, a confluência de 2 segmentos iniciais gera canais de 4ª ordem, a confluência de dois canais de 4ª constitui um trecho de 8ª ordem, havendo assim uma somatória total dos canais. Todos os segmentos são considerados, levando em consideração que o canal principal é resultado do número total de afluentes iniciais (Figura 11).

Outra importante proposta é a de Shreve (1966; 1967), cujo as considerações de Scheidegger (1965) são mantidas, havendo modificações na classificação da ordem dos canais iniciais que são entendidos como de 1ª ordem e, de forma semelhante, são avaliados os segmentos representando sua magnitude, ou magnitude da bacia drenada (Figura 11).

Os mapas de hierarquização para cada rede de drenagem foram gerados automaticamente em ambiente GIS a partir de modelos digitais de elevação e direção de fluxo, utilizando como parâmetro a ordenação proposta por Strahler (1952).

**Figura 11:** Diferentes propostas de Hierarquização de Drenagem.



### Relação de bifurcação

A relação de bifurcação foi definida em 1945 por E. Horton e representa a relação estabelecida entre o número total de canais de uma determinada ordem e o total de canais de ordem imediatamente superior. O cálculo, portanto, parte da soma de canais totais por ordem. Sendo representado pela fórmula:

$$Rb = \frac{N_u}{N_{u+1}}$$

$Rb$  é a relação de bifurcação,  $N_u$  é o número total de canais de uma determinada ordem e  $N_{u+1}$  corresponde ao total de canais de ordem superior.

A análise da capacidade de bifurcação introduz a relação de bifurcação, ou lei do número de canais entendida como uma série geométrica inversa, na qual o primeiro termo equivale a unidade de menor ordem, obtida a partir da soma ordenada dos canais de cada

ordem. A relação de bifurcação indica a capacidade de ramificação, como um produto do escoamento superficial. A contagem dos canais de cada ordem será extraída da ordenação da rede hidrográfica.

### **Relação entre o comprimento médio dos canais de cada ordem**

O comprimento médio dos canais de cada ordem ( $Lm$ ) é obtido a partir da soma do comprimento de todos os canais de uma determinada ordem ( $Lu$ ) e divisão pelo número total de canais considerados na soma ( $Nu$ ), sendo obtido a partir de:

$$Lm = \frac{Lu}{Nu}$$

A partir do comprimento médio de canais por ordem estabelece-se a relação entre o comprimento médio de canais ( $Rlm$ ), calculada a partir de:

$$Rlm = \frac{Lm_u}{Lm_{u-1}}$$

$Lm_u$  é o comprimento médio de canais de determinada ordem e  $Lm_{u-1}$  é o comprimento médio de canais de ordem imediatamente inferior.

Deriva-se, a partir do índice, uma das leis da composição da drenagem, a Lei do Comprimento de Canais (HORTON, 1945), que estabelece uma série em progressão geométrica entre os comprimentos médios dos canais de ordens sequentes, no qual o primeiro número é representado pela média do comprimento de canais de 1ª ordem e a relação é estabelecida pelas ordens consecutivas.

### **Relação do equivalente vetorial**

Os valores de gradiente do canal e comprimento médio dos canais são usados na interpretação da relação do equivalente vetorial, o qual reflete possíveis controles estruturais na elaboração das formas de uma bacia. O equivalente vetorial é o equivalente em linha reta dos segmentos de cada canal de determinada ordem e a relação entre estas representa a relação do equivalente vetorial. Quanto mais próxima a relação entre o valor do equivalente vetorial do comprimento médio dos canais da ordem correspondente, mais próximo da reta se aproxima o segmento em análise, e conseqüentemente, maior o

indicativo de controle estrutural, principalmente quando acompanhado de declividade também alta.

O índice é calculado da seguinte forma:

$$Rev = \frac{Ev_u}{Ev_{u-1}}$$

Desta forma, a relação do equivalente vetorial (*Rev*) é igual à razão entre o Equivalente vetorial de determinada ordem ( $EV_u$ ) pelo equivalente vetorial de ordem imediatamente inferior à sua ( $EV_{u-1}$ ). A extração de lineamentos é um método visual de classificação de trechos de canais retilíneos, geralmente controlados por estruturas impressas no embasamento. Associado ao Equivalente vetorial, podemos melhorar a capacidade da extração dos lineamentos.

### **4.3 Parâmetros de identificação de rupturas de patamar**

#### **Análise de perfis longitudinais**

Serão construídos os perfis longitudinais dos principais rios das quatro bacias hidrográficas, ordenados inicialmente de acordo com Strahler (1952), analisadas neste trabalho – Traipu, Ipanema, Capiá e Moxotó – assim como os perfis semilogarítmicos correspondentes, os mesmos serão analisados comparativamente com os valores *SL* e *Kns*. O perfil longitudinal é expresso em uma curva plotada em um gráfico cartesiano onde a altitude é função do comprimento da drenagem, obtida pela fórmula:

$$H = f(L)$$

Onde H é a altitude dos trechos e L o comprimento dos mesmos.

#### **Índice de gradiente de canal (*SL/k*)**

Hack (1973) apresentou dois índices morfométricos direcionados à análise matemática de perfis de rios (*SL* e *k*), e relacionou os valores das métricas às condições do terreno como a geologia e variações do nível do mar, buscando definir situações de equilíbrio ou desequilíbrio geomorfológico.

*SL* é produto da plotagem do perfil longitudinal de um rio qualquer e é calculado para trechos de diferentes tamanhos de um canal fluvial, permitindo comparações entre trechos de rios independente da extensão total dos canais. Isto se deve ao fato de que o

valor  $SL$  não varia em função de propriedades geométricas, como a extensão do canal. O índice relaciona-se, na verdade, com a geologia e as estruturas da bacia.

O índice pode ser calculado a partir da fórmula:

$$SL = \frac{\Delta h \cdot L}{\Delta l}$$

$\Delta h$  corresponde à diferença altimétrica entre dois pontos selecionados de um canal,  $\Delta l$  equivale à extensão do trecho analisado em linha reta e  $L$ , à extensão do canal desde a nascente até o centro dos pontos em cálculo considerado.

O índice  $k$  é o correspondente semilogarítmico do índice  $SL$ .  $k$  pode ser calculado para trechos, assim como para todo o canal, caso da presente abordagem, usando-se para tanto a fórmula:

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

$\Delta H$  corresponde à diferença entre a cota superior e inferior do canal de interesse, e  $\ln L$  é o logaritmo natural da extensão total do canal.

Os dados de altitude foram extraídos de modelos digitais de elevação. Para o cálculo específico de  $SL$  fora fixado um valor para  $\Delta h$  correspondente a isoípsas com equidistância de 25m, estas foram extraídas automaticamente a partir de MDEs.  $\Delta l$  foi calculado para cada faixa altimétrica definida e  $L$  foi calculado automaticamente considerando a distância entre a nascente do curso considerado e o centro de cada setor de interesse.

Posteriormente todos os dados serão organizados em tabelas e os valores  $SL$  definidos a partir de operações matemáticas. Para o cálculo de  $k$ , foi obtido o produto da diferença de altitude entre as extremidades do canal pelo logaritmo natural da extensão total, dados extraídos automaticamente a partir de MDEs.

Diante do exposto, serão investigadas as correlações entre  $SL$  e  $k$  com a geologia das bacias, buscando evidenciar causas prováveis para a gênese e manutenção de setores com valores de  $SL$  e  $k$  elevados, os quais indicam irregularidades no gradiente dos canais. Os valores de anomalias encontrados com a aplicação de  $SL$  e  $k$  foram confrontados com visitas de campo. Para a realização das atividades de campo, foram selecionados os

trechos com os maiores valores de anomalia, os quais correspondem às maiores rupturas de patamar.

### **Identificação de rupturas de patamar (*Knickpoints*)**

A identificação de *knickpoints* se dará a partir de diferentes abordagens, visualmente a partir da identificação de quebras identificáveis em perfis longitudinais, e numericamente a partir da aplicação de índices morfométricos  $SL/k$  e  $Ksn$ . A abordagem permitirá corroborar os resultados e comparar a acurácia das diferentes técnicas.

A identificação de rupturas de patamar por meio dos índices  $SL$  e  $k$  (Hack, 1973) se dará a partir das proposições de Seeber e Gornitz (1983), que apresentaram uma aplicação alternativa aos índices propostos por Hack (op. cit.) a qual é derivada da divisão dos valores de  $SL$  por  $k$ . Serão analisadas as anomalias de drenagem classificadas como de 1ª ordem, valores  $\geq 10$  ou *knickpoints*.

Por fim, os setores de ruptura serão investigados a partir da métrica  $Ksn$  a qual usa diferentes variáveis na análise do gradiente fluvial. De maneira geral, as métricas  $Ksn$  usam dados de área de drenagem como substitutos para a vazão, diferindo das métricas  $SL$  que substituem a vazão por dados de comprimento. O índice  $Ksn$  será calculado automaticamente utilizando os mesmos materiais que índices  $SL/k$  (modelos digitais de elevação e rede de drenagem).

As diferentes metodologias se justificam pela necessidade de comparação de diferentes métricas de análise de perfis longitudinais em ambientes plataformais, uma vez que todos estes índices foram propostos, aplicados e testados em ambientes tectonicamente ativos e carecem de estudos.

## **4.4 Análise Estrutural**

### **Extração de feições lineares de relevo**

Lineamentos são “feições lineares topográficas ou tonais observáveis nas imagens fotográficas, que podem representar discontinuidades estruturais” (ETCHEBEHERE, SAAD e FULFARO, 2007). A extração destas feições lineares de drenagem e relevo, a princípio, permitirá situar as bacias do oeste alagoano em relação ao contexto estrutural regional. A grosso modo, os lineamentos indicam as orientações estruturais do relevo e fragilidades estruturais do terreno.

Os lineamentos de relevo serão extraídos a partir de metodologia proposta por Chiessi (2004) na qual os lineamentos são mapeados a partir de modelos de relevo

sombreado. Estes serão elaborados a partir de MDEs. A metodologia permite a análise dos lineamentos em diferentes ângulos de iluminação, sendo trabalhados os azimutes de 45°, 90°, 315° e 360°. De maneira a validar a extração dos lineamentos e como subproduto do sombreado do MDE, serão confeccionadas em ambiente digital mapas de direções de encosta para cada bacia, os quais serão confrontados com a direção preferencial dos lineamentos. A direção será determinada a partir da confecção de diagramas de rosetas, os quais agrupam os lineamentos de acordo com suas direções, desta forma, serão destacados os direcionamentos preferenciais (*trends*) do relevo. Os diagramas serão confeccionados separadamente para cada azimute de iluminação.

#### **4.5 Morfometria de bacia**

##### **Curva hipsométrica**

A curva ou integral hipsométrica é calculada a partir da relação entre área de drenagem e determinada faixa de variação altimétrica. Os limites superior e inferior representam respectivamente planos paralelos entre a cota máxima e mínima de valores de altimetria.

A curva hipsométrica representa a distribuição do volume rochoso que compõe uma determinada área, podendo ser aplicada para bacias hidrográficas. Assim, a integral hipsométrica pode ser associada a denudação de uma topografia.

Diante do exposto, o uso tradicional das curvas hipsométricas busca relacionar diferentes padrões de curvas com a idades das paisagens dentro de parâmetros cíclicos. De acordo com Monteiro e Corrêa (2020), curvas convexas são classicamente associadas à superfícies jovens do Ciclo Geográfico, ou recentemente soerguidas, formas em “S” associam-se à superfícies maduras, desenvolvidas o suficiente para estabelecer um arcabouço completo do sistema erosivo, e curvas côncavas associam-se à superfícies velhas, caracterizadas por um longo período de estabilidade tectônica e eustática e arrasamento da superfície primitiva. Cabe ressaltar que Monteiro e Corrêa (2020) verificaram que estas associações clássicas não se aplicaram ao conjunto de drenagens atlânticas do Nordeste Oriental do Brasil, havendo maiores relações com aspectos megageomorfológicos e estruturais da região.

Em suma, é necessário se obter os dados altimétricos da área da bacia. Em seguida, produz-se um gráfico cartesiano normalizado plotando no eixo X os dados de área relativa ( $a/A$ ) e no eixo Y os dados relativos de altitude ( $h/H$ ). Os valores de **a** correspondem a área entre dois setores consecutivos, enquanto **A** é a área total da bacia. Da mesma forma,

**h** representa a altitude entre dois setores consecutivos e **H** a altitude total da bacia. Para cada bacia serão considerados 100 setores distribuídos entre valores de 0 e 1.

### **Fator de assimetria de bacia de drenagem**

O fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD) (HARE e GARE, 1985) é a relação entre a área da margem direita do canal principal de uma bacia e a área total desta, o que permite inferir se há uma assimetria na área. É calculado através da fórmula:

$$FABH = 100 \left( \frac{Ar}{At} \right)$$

Onde se multiplica por 100 a razão da área à direita do rio principal ( $Ar$ ) pela área total da bacia ( $At$ ). O índice pode variar de 0 a 100, onde 50 equivale a uma bacia (simétrica), valores maiores que 50 indicam um basculamento para a direita e números inferiores a 50 sugerem um basculamento para a esquerda da bacia.

Os índices e parâmetros serão analisados de maneira integrada sempre em bases geomorfológicas e estruturais. A partir destes, serão produzidos mapas e modelos apresentando as principais características estruturais do relevo das bacias do oeste alagoano.

A análise quantitativa de bacias hidrográficas baseada em padrões geométricos permite estabelecer diversas correlações tanto entre índices, quanto entre estes e condições do meio, propriedades exploradas neste trabalho, e representam uma alternativa para comparação de bacias estabelecidas em diferentes ambientes e de diversas ordens de grandeza. Por fim, os índices não são absolutos, ou seja, carecem de uma linha de interpretação que varia em relação aos objetivos do trabalho e das concepções teóricas que fundamentam o trabalho do operador.

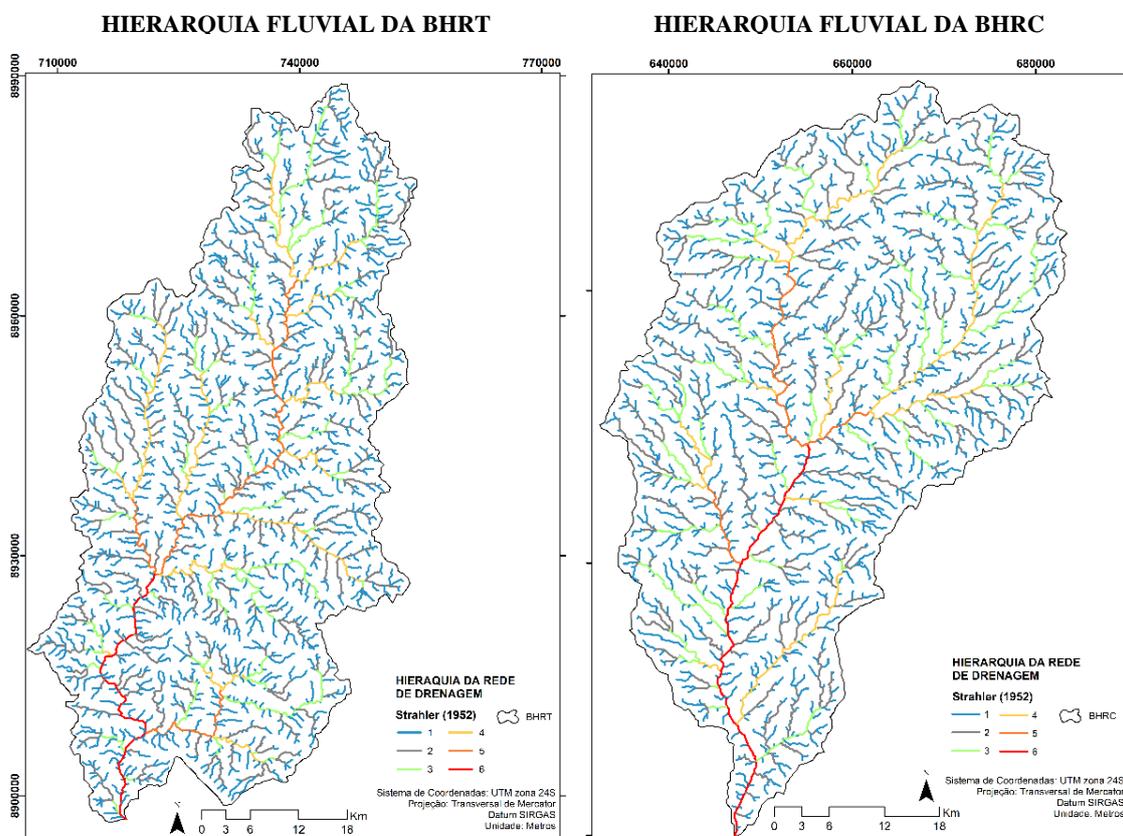
## 5. RESULTADOS

### 5.1 Morfometria de canais

A determinação da hierarquia fluvial consiste em um dos primeiros procedimentos a ser realizado ao se estudar bacias de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1974), uma vez que permite análises pormenorizadas a partir das classes criadas. A hierarquização da rede de drenagem das bacias analisadas de acordo com os parâmetros propostos por Strahler (1952) permitiu agrupar as bacias dos Rios Traipú (BHRT) e Capiá (BHRC) (Figura 12) como sendo bacias de 6ª ordem.

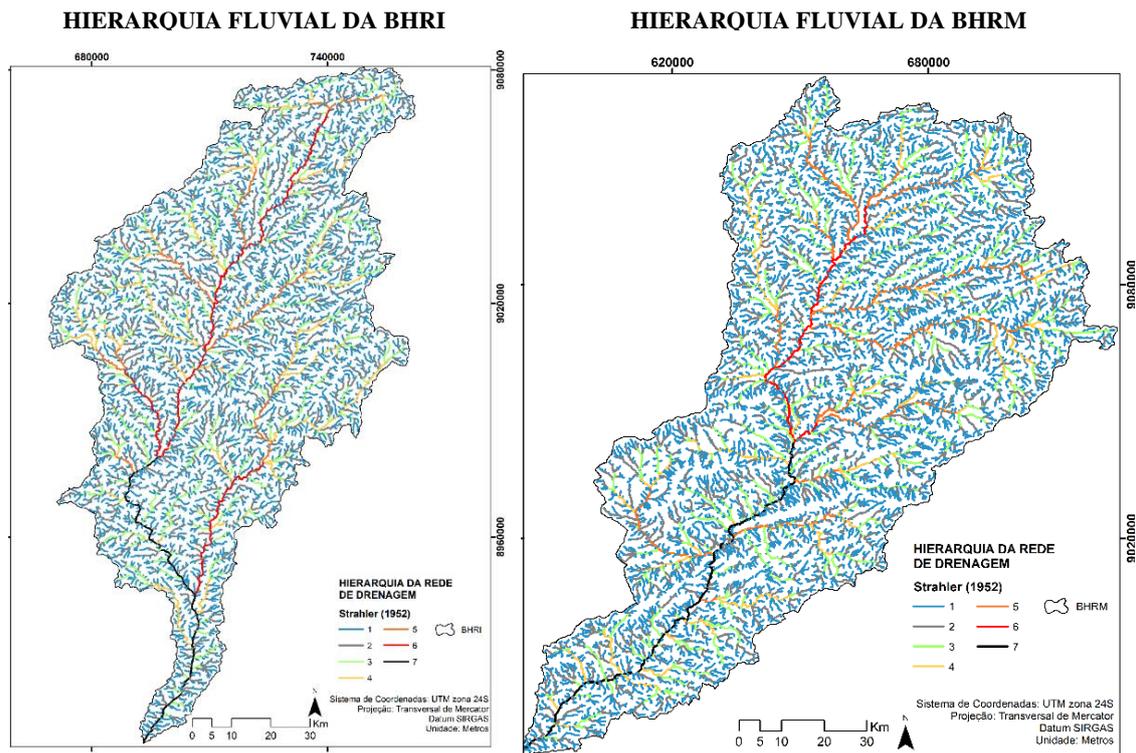
A análise da rede hidrográfica da BHRC, em conjunto com as medidas de comprimento da rede de drenagem da bacia, serviu para determinação do Rio Canapi como sendo o canal principal da Bacia, e não o Rio Capiá, como é tradicionalmente estabelecido em trabalhos e documentos oficiais. Neste trabalho, o Rio Canapi é caracterizado como sendo o rio Principal da bacia e, portanto, foi usado para o cálculo do índice de gradiente  $SL$  e  $k$  e análise do perfil longitudinal.

**Figura 12:** Hierarquia de drenagem das bacias Hidrográficas dos Rios Traipú e Capiá.



As bacias dos Rios Ipanema (BHRI) e Moxotó (BHRM) foram classificadas como sendo de 7ª ordem (Fig. 13). O maior rio identificado na BHRM corresponde ao riacho do Mel, sendo, portanto considerado como o rio principal da bacia e usado no cálculo de  $SL$  e  $k$ .

**Figura 13:** Hierarquia de drenagem das bacias Hidrográficas dos Rios Ipanema e Moxotó.



A definição da hierarquia das bacias serviu como base para a aplicação dos índices de relação de bifurcação, comprimento médio dos canais por ordem e relação do equivalente vetorial, discutidos a seguir.

A partir do ordenamento da rede fluvial, Horton (1945) percebeu que o comprimento e o número de canais de uma bacia variavam com o aumento da ordem em uma taxa constante, diretamente e inversamente proporcional, respectivamente. A partir destas observações, foram determinadas a relação de comprimento médio dos canais por ordem e a relação ou razão de bifurcação.

A relação de bifurcação (HORTON, 1945) foi definida como a relação entre o número de canais de uma determinada ordem pelo número de canais de ordem imediatamente superior e serviu de base para determinação da lei do número de canais,

sendo assim, a relação apresenta o número de canais necessários para a formação de um canal de ordem superior (CHRISTOFOLETTI, 1971; DORNELLAS, 2020).

Os valores da relação de bifurcação por bacia podem ser visualizados na Tabela 1. Admite-se em alguns trabalhos (CHOW, MAIDMENT e MAYS, 1988; DORNELLAS, 2020) os intervalos entre 3 e 5 como padrões “para bacias hidrográficas nas quais as estruturas geológicas não exercem controle significativo sobre o padrão de drenagem” para o referido índice (DORNELLAS, 2020 p. 608).

A relação de Bifurcação das redes de drenagem de todas as bacias, com exceção da transição entre a 5ª e 6ª ordem da BHRM, onde o índice apresenta valor de 6,5, se enquadra no intervalo admitido como não havendo controle geológico da rede de drenagem. Horton (1945) faz referência a estes valores (3 ou 4), atribuindo-os a áreas montanhosas ou para bacias intensamente dissecadas, valores próximos a 2 seriam encontrados em bacias desenvolvidas em relevos colinosos (CHRISTOFOLETTI, 1971; HORTON, 1945).

Sobre o significado geomorfológico do índice, para Strahler (1952) como lembrado por Christofolletti (1971), a relação de bifurcação não pode ser relacionada ao relevo, pois mantém padrões constantes, variando muito pouco de acordo com as condições ambientais, com exceção de áreas controladas por poderoso controle geológico.

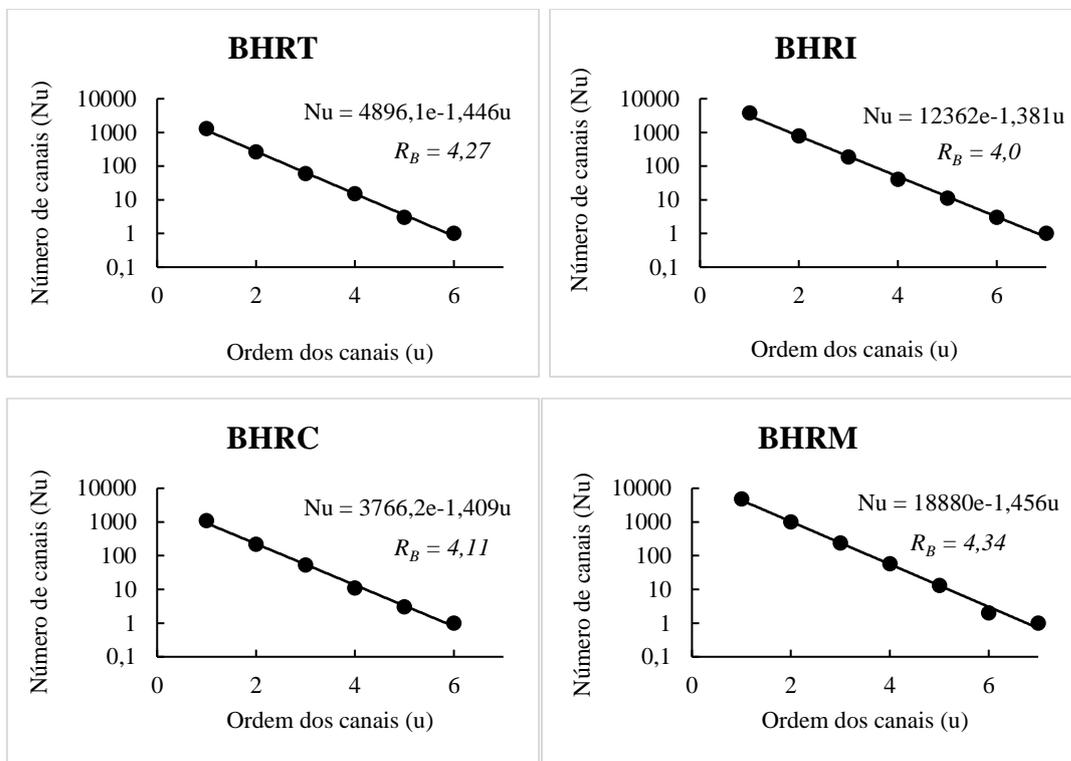
**Tabela 1:** Relação de bifurcação das bacias dos Rios Traipú, Ipanema, Capiá e Moxotó.

Bacia	Ordem de canais	Nº canais	RB	RB média
Traipú	1	1296	4,965517	4,264516
	2	261	4,423729	
	3	59	3,933333	
	4	15	5	
	5	3	3	
	6	1	-	
Ipanema	1	3763	4,781449	3,993609
	2	787	4,277174	
	3	184	4,6	
	4	40	3,636364	
	5	11	3,666667	
	6	3	3	
	7	1	-	
Capiá	1	1296	4,965517	4,112335
	2	261	4,423729	
	3	59	3,933333	
	4	15	5	
	5	3	3	
	6	1	-	
Moxotó	1	4790	4,780439	4,341763
	2	1002	4,210084	
	3	238	4,175439	
	4	57	4,384615	

5	13	6,5
6	2	2
7	1	-

A lei do número de canais para as bacias é demonstrada na Figura 14. A linha de tendência demonstra a correlação da lei para as bacias estudadas. Contudo, se faz necessário lembrar algumas problemáticas no que diz respeito ao significado desta, como a crítica feita por Milton (1966, apud Christofoletti, 1971) para quem as leis da composição da rede de drenagem derivam de interpretações errôneas de leis estatísticas e que resultados semelhantes seriam encontrados para outros fenômenos submetidos a progressivas divisões.

**Figura 14:** Lei do número de canais (Horton, 1945).



A princípio e considerando as problemáticas envolvidas na determinação do índice e da lei de número de canais, os valores de  $R_b$  sugerem não haver controle estrutural na rede de drenagens das bacias, contudo, se faz necessário repetir a aplicação do índice nas sub-bacias dos rios aqui analisados, assim como o uso de outros parâmetros de análise da rede de drenagem.

Os valores de relação do comprimento médio por ordem estão descritos na Tabela 2 e foram relacionados ao equivalente vetorial.

**Tabela 2:** Relação do comprimento médio dos canais das bacias dos rios Traipú, Ipanema, Capiá e Moxotó.

Bacias	Ordem	Comp. Médio (m)	RLM	RLM médio
Traipú	6	41743,919	1,4670022	2,161535
	5	28455,253	2,3970818	
	4	11870,789	2,6860053	
	3	4419,4959	1,7503054	
	2	2524,9856	2,5072809	
	1	1007,0613	-	
Ipanema	7	98555,286	1,5020299	2,323096
	6	65614,728	4,3094272	
	5	15225,859	1,3109318	
	4	11614,531	2,433015	
	3	4773,7195	2,0205024	
	2	2362,6399	2,362671	
Capiá	1	999,98683	-	2,299057
	6	50423,138	3,2316591	
	5	15602,864	1,210913	
	4	12885,206	2,3485702	
	3	5486,4043	1,9642806	
	2	2793,0858	2,7398611	
Moxotó	1	1019,4261	-	2,352304
	7	119085,25	2,7881995	
	6	42710,45	1,4556392	
	5	29341,371	3,788646	
	4	7744,5535	1,4837849	
	3	5219,4583	2,4284004	
	2	2149,34	2,1691517	
	1	990,86662	-	

O equivalente vetorial ( $E_v$ ) da rede de drenagem foi calculado para cada segmento fluvial de acordo com sua respectiva ordem, e representa o comprimento em linha reta de um segmento, da nascente à próxima bifurcação. Posteriormente, foi calculado o equivalente vetorial médio por ordem fluvial, sendo por fim estabelecida a relação do equivalente vetorial ( $Rev$ ), que indica a variação no comprimento dos trechos à medida que muda a ordem (Tabela 3).

**Tabela 3:** Relação do equivalente vetorial das bacias dos Rios Traipú, Ipanema, Capiá e Moxotó.

Bacia	Ordem	Compt. Médio	$Rev$	$Rev$ Médio
Traipú	6	30853,739	1,5090509	2,066746
	5	20445,791	2,2046568	
	4	9273,9111	2,6216751	
	3	3537,3992	1,6107701	
	2	2196,0919	2,387577	
	1	919,7994	-	
Ipanema	7	73294,427	1,3599505	2,2554965
	6	53894,924	4,3108017	
	5	12502,297	1,3478548	
	4	9275,7003	2,3002319	
	3	4032,5066	1,9489809	
	2	2069,0334	2,2651593	
	1	913,41631	-	

Capiá	6	43762,654	3,5070173	2,2940728
	5	12478,597	1,2068023	
	4	10340,216	2,2344022	
	3	4627,7326	1,9032723	
	2	2431,4611	2,6188699	
	1	928,43904	-	
Moxotó	7	96108,591	2,9358863	2,3020455
	6	32735,802	1,4096556	
	5	23222,552	3,5713646	
	4	6502,4311	1,4552828	
	3	4468,1564	2,3477242	
	2	1903,1863	2,0923598	
	1	909,58846	-	

O valor explicativo do índice encontra-se na correlação com outros parâmetros como a declividade média e o comprimento médio dos canais. Segundo Christofolletti (1974, p. 89) “como normalmente os trechos retilíneos indicam influência estrutural, pode-se interpretar a similaridade das duas relações como sinal de controle geológico”.

Sendo assim, os valores do comprimento médio por ordem foram confrontados com os valores do equivalente médio por ordem. Em tal procedimento, os valores encontrados demonstram maior correlação à medida que decresce a ordem do canal, indicando de modo geral, como discutido por Christofolletti que “os pequenos canais são mais dependentes da estrutura e relevo, enquanto os maiores, mais potentes, conseguem ir paulatinamente escupindo vales de maior tamanho e tendo seus leitos relativamente menos dependentes das linhas tectônicas”.

### **5.1. Identificação de rupturas de patamar (*Knickpoints*) e análise de perfis longitudinais**

O índice de gradiente de canal foi aplicado aos rios principais das quatro bacias aqui analisadas, bacias dos Rios Traipú, Ipanema, Capiá e Moxotó. Para o cálculo do referido índice são necessários dados de altitude ( $\Delta H$ ) e distância do canal ( $\Delta L$  e  $L$ ). Neste trabalho  $\Delta H$  foi fixado em isolinhas com equidistâncias de 25m,  $\Delta L$  corresponde à distância em linha reta entre dois trechos selecionados do canal e  $L$  foi calculado de duas formas, da nascente do rio mais extenso da bacia ao centro do trecho em análise ( $L1$ ), seguindo as determinações propostas originalmente em aplicações clássicas (Hack, 1973; Seeber e Gornitz, 1984) e  $L$  como sendo a distância entre a nascente e o final do trecho calculado, adaptação aplicada em trabalhos no Brasil ( $L2$ ).

A princípio, os valores encontrados com a aplicação das duas metodologias não apresentam grandes variações nos valores isolados de  $SL$ , contudo, quando o índice é usado para identificar anomalias de drenagem a partir da divisão do  $SL$  pelo índice para

todo o canal, caso do presente trabalho, são percebidas variações significativas no total de anomalias e variações entre o quantitativo de anomalias de 1ª e 2ª ordem. Sendo assim, as variáveis usadas no cálculo apresentam dois valores para *SL* e conseqüentemente dois valores de anomalia.

Além da identificação de setores anômalos, as drenagens foram analisadas a partir de seus perfis longitudinais confeccionados a partir da plotagem de dados de altitude e distância em gráfico de coordenadas cartesianas. Os valores de altitude (y) e distância (x) dos canais principais foram plotados em um gráfico de coordenadas cartesianas de maneira a construir perfis longitudinais para os rios Traipú, Ipanema, Canapi e Riacho do Mel, rios mais extensos das bacias em análise.

É consenso em geomorfologia a noção de que rios são os elementos geomórficos mais ativos da paisagem (CHRISTOFOLETTI, 1974), e que a forma do perfil longitudinal de um rio tende a se organizar de maneira que facilite, da melhor forma possível, a erosão e o transporte (CROSBY e WHIPPLE, 2006). Desta forma, o perfil longitudinal pode ser explicado como a expressão espacial da relação entre o substrato rochoso e capeamento sedimentar (material) e o trabalho fluvial.

### Rio Traipú

Como é possível verificar na Tabela 4, referente ao Rio Traipú, foram identificadas 13 anomalias de relevo, sendo 8 de 2ª ordem e 5 de 1ª ordem, a anomalia mais significativa do ponto de vista geomorfológico foi encontrada na isolinha de 75m com valores de 74,6081456. A frequência das anomalias de 1ª e 2ª ordem para o rio Traipú não variou com a aplicação das diferentes formas de calcular *L* (Tabela 4).

**Tabela 4:** Parâmetros e valores do índice de gradiente do Rio Traipú.

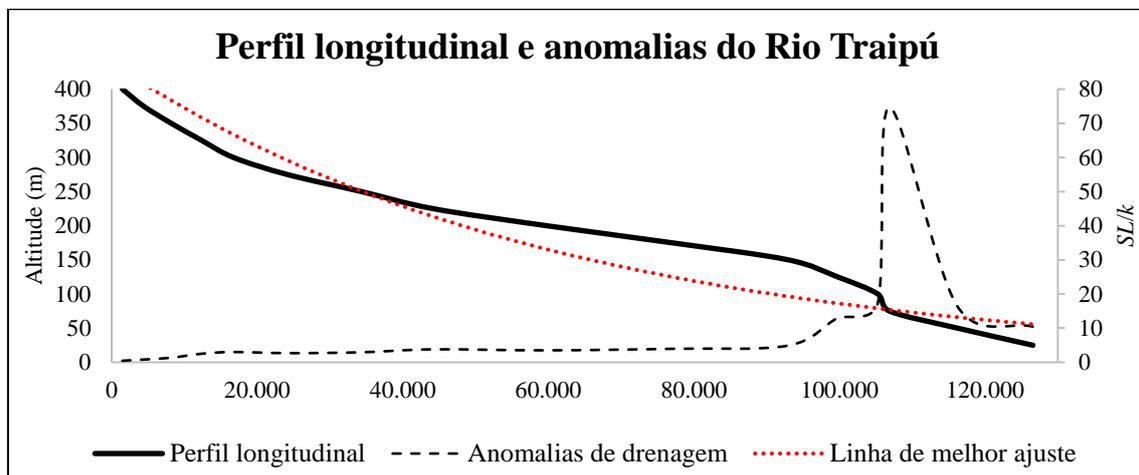
$\Delta H$ 25m		$k$ 31,91846915				
<b>Isolinha</b>	<b><i>L</i> 1</b>	<b><i>SL</i> 1</b>	<b>Anomalias 1</b>	<b><i>L</i> 2</b>	<b><i>SL</i> 2</b>	<b>Anomalias 2</b>
400	733,355	14,5802	0,45679515	1.466,71	29,1604	0,913590306
375	2.926,29	25,6274	0,80290183	4.385,87	38,40988	1,203374602
350	6.283,43	42,57144	1,33375562	8.180,98	55,42775	1,736541467
325	10.268,69	79,96002	2,50513339	12.356,40	96,21656	3,014447818
300	14.537,40	96,08506	3,01032784	16.718,40	110,5004	3,46195778
275	20.415,64	85,56788	2,6808265	24.112,88	101,0641	3,166319924
250	29.206,38	93,37926	2,92555566	34.299,88	109,6643	3,435763289
225	39.216,21	120,96	3,78965643	44.132,54	136,1242	4,264745725
200	51.943,94	111,6319	3,49740834	59.755,34	128,4193	4,023353342

175	68.356,79	126,2714	3,95606182	76.958,24	142,1604	4,453859743
150	84.963,49	156,2288	4,89462182	92.968,74	170,9487	5,355792514
125	96.360,01	413,607	12,9582338	99.751,27	428,1633	13,41428201
100	102.513,13	554,2916	17,3658584	105.274,99	569,2251	17,83372105
75	106.077,05	2381,378	74,6081456	106.879,10	2399,384	75,17226234
50	111.557,72	519,5594	16,2777041	116.236,33	541,3492	16,9603741
25	121.411,58	333,0023	10,4329038	126.586,83	347,1968	10,87761336

Os valores em destaque são referentes ao principal grupo de anomalias de 1ª ordem, valores em metro.

O perfil longitudinal do Rio Traipú encontra-se integrado aos valores de anomalias identificadas, como pode ser observado na Figura 15.

**Figura 15:** Perfil longitudinal e anomalias de drenagem do Rio Traipú.



A análise do perfil longitudinal do Rio Traipú permitiu destacar três setores para o rio em questão, quando comparado com a linha de melhor ajuste, modelo matemático entendido como a forma ideal de um perfil longitudinal de um rio qualquer. Na geomorfologia, o perfil ideal representa um rio em equilíbrio entre a drenagem, exercendo papel erosivo, e a resistência oferecida pelo material subjacente. Este rio ideal apresentaria típica forma côncava com redução gradual do gradiente da cabeceira à foz (McKEOWN *et al.*, 1988).

O primeiro trecho tem início nas cotas mais elevadas do rio e se estende até a isolinha de 300m, aproximadamente, sendo marcado pelas maiores declividades do perfil, o maior declive pode ser a variável responsável pela posição do perfil longitudinal abaixo da linha de melhor ajuste, neste trecho predominam setores não anômalos ( $SL/K < 2$ ) e anomalias de 2ª ordem.

O segundo trecho é marcado por uma elevação do perfil longitudinal em relação ao perfil de equilíbrio e indica setores onde a competência do rio ou o tempo necessário para o desgaste e transporte do material não foram suficientes para suavização do perfil. Neste trecho, a geometria apresentada pelo perfil é marcada pela mudança na forma tipicamente côncava para uma forma marcadamente convexa, culminando na transição para o terceiro trecho com uma importante ruptura de patamar, seus trechos são formados por valores de anomalias de 2ª e 1ª ordem ( $SL/k \geq 10$ ).

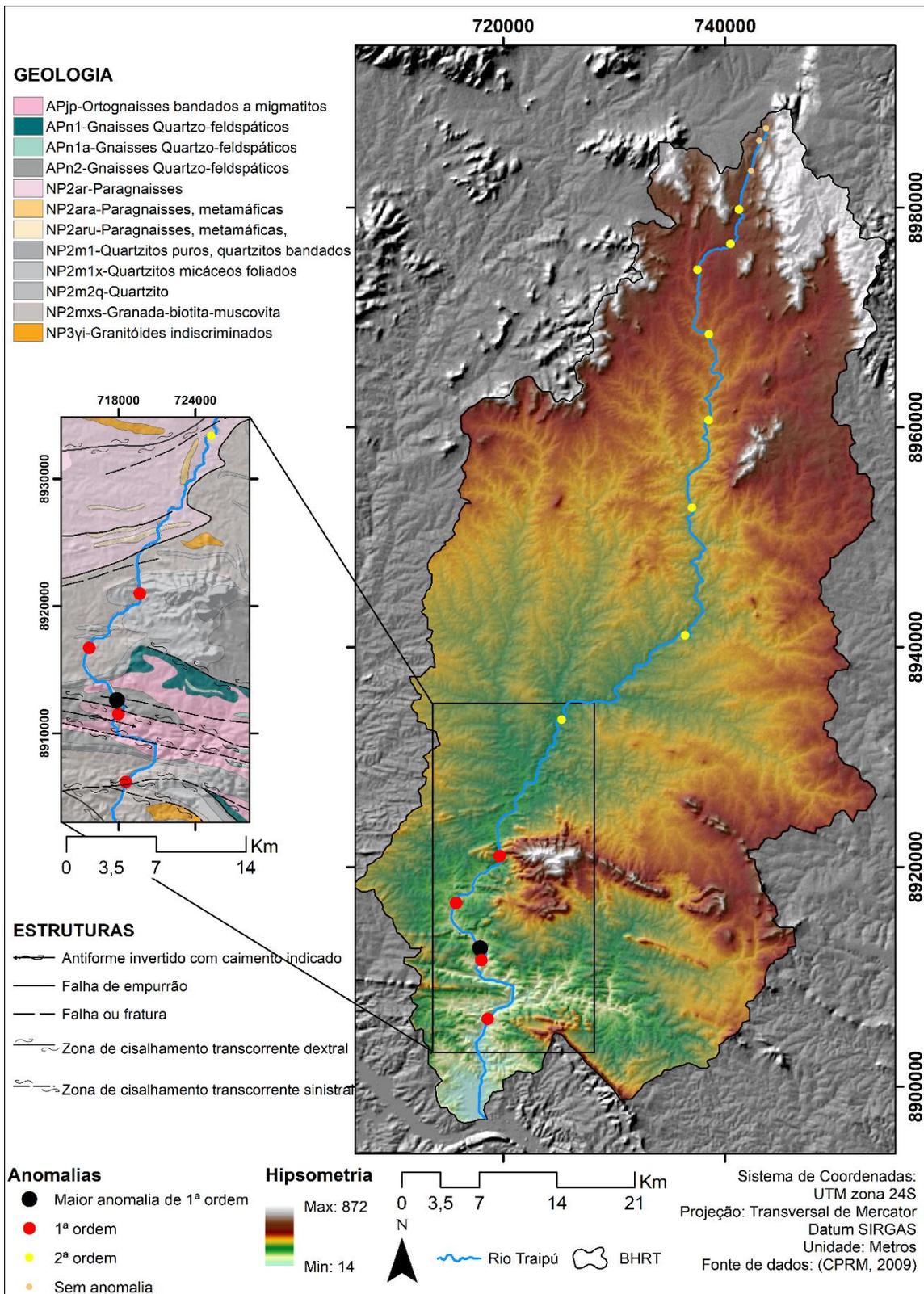
O terceiro setor é assinalado por uma transição brusca de declive marcada matematicamente por uma ascensão nos valores de  $SL$  e conseqüentemente nos valores das anomalias, e no perfil longitudinal, por uma ruptura de patamar aqui classificada como um *vertical step knickpoint*. A quebra se demonstra mais evidente entre as cotas de 150 e 125m, que indica a mudança de padrão entre o segundo e o terceiro trecho. No setor, o perfil longitudinal é marcado por uma convexidade indicativa de *knickpoints* ou grandes rupturas de patamar.

Este último setor é o de maior interesse geomorfológico, constituindo-se na maior quebra identificada no perfil, ou uma ruptura de patamar. A maior expressão desta quebra é identificada na isoípsa de 75m. *In loco*, estes valores de anomalia dão origem a cachoeiras e quedas d'água.

Para o Rio Traipú (Figura 16), o setor de anomalias de 1ª ordem, intervalo 125-25m é marcado por expressivos indicadores de controle estrutural como falhamentos (CPRM, 2009), inflexões na direção da rede fluvial formando cotovelos de drenagem, superimposições da drenagem à estrutura e canais retilíneos encaixados em falhas e zonas de cisalhamento.

O contato entre estruturas e diferentes litologias é marcado pelos maiores valores de anomalias. Disto isto, postula-se que no baixo Rio Traipú, as principais anomalias e quebras de patamar estão relacionadas à influência de controles lito-estruturais marcantes.

**Figura 16:** Espacialização das anomalias de drenagem do Rio Traipú.



Em campo, nestes setores de anomalias de 1ª ordem foram identificadas estruturas transversais formando cachoeiras como as da Figura 17. As linhas vermelhas indicam a quebra de patamar no trecho.

**Figura 17:** Ruptura de patamar no baixo curso do Rio Traipú.



### Rio Ipanema

A aplicação do índice de gradiente para o Rio Ipanema como inicialmente proposto Hack (1973) e Seeber e Gornitz (1986) e a partir de adaptações demonstrou variações no número de setores considerados anômalos, como é possível verificar na Tabela 5 que reúne os valores usados no cálculo.

**Tabela 5:** Parâmetros e valores do índice de gradiente do Rio Ipanema.

$\Delta H$ 25m		$k$ 66,52694671				
Isolinha	$L$ 1	$SL$ 1	Anomalias 1	$L$ 2	$SL$ 2	Anomalias 2
850	1352,32	14,21346	0,21365	2704,64	28,42693	0,427299
825	3743,685	51,53184	0,774601	4782,73	65,8343	0,989588
800	6031,44	69,97712	1,051861	7280,15	84,46473	1,269632
775	7629,388	307,0572	4,615531	7978,626	321,1128	4,826808
750	8561,756	198,4184	2,982527	9144,886	211,9325	3,185664
725	10115,87	132,9754	1,99882	11086,85	145,7392	2,190679
700	11915,03	184,7256	2,776704	12743,21	197,5654	2,969705

675	13012,22	619,1576	9,30687	13281,23	631,9579	9,499278
650	14754,44	147,1318	2,211612	16227,65	161,8227	2,432439
625	20011,85	75,17793	1,130037	23796,06	89,39394	1,343725
600	25941,4	193,7198	2,911899	28086,75	209,7403	3,152713
575	28298,23	1704,918	25,62748	28509,71	1717,659	25,819
550	32268,88	117,3631	1,764143	36028,05	131,0353	1,969657
525	42544,8	93,10806	1,399554	49061,55	107,3698	1,613929
500	51983,39	269,454	4,050298	54905,23	284,5992	4,277954
475	61902,03	132,6941	1,994592	68898,83	147,6926	2,220042
450	74791,48	199,8904	3,004653	80684,13	215,6393	3,241383
425	89602,38	163,8309	2,462624	98520,63	180,1372	2,707733
400	106650,5	188,5399	2,834039	114780,3	202,9121	3,050074
375	120969	268,5583	4,036835	127157,6	282,2975	4,243355
350	130426,4	539,3745	8,107609	133695,1	552,8923	8,310802
325	144107,5	193,7424	2,91224	154520	207,7412	3,122663
300	156850,6	906,6341	13,62807	159181,2	920,1056	13,83057
275	162469,7	790,5161	11,88264	165758,2	806,5167	12,12316
250	169684,1	754,0565	11,3346	173610,1	771,5029	11,59685
225	176731,6	909,57	13,6722	179853,2	925,6355	13,91369
200	184102,7	674,6002	10,14025	188352,2	690,1714	10,37431
175	192475,5	631,6273	9,494307	196598,8	645,1584	9,6977
150	200994,8	653,0222	9,815906	205390,7	667,3043	10,03059
125	212576,5	394,8288	5,934871	219762,3	408,1754	6,135489
100	226041,9	481,5607	7,238582	232321,6	494,9389	7,439676
75	234387,7	1595,043	23,97589	236453,8	1609,103	24,18723
50	237444,4	3101,043	46,61334	238435	3113,981	46,80781
25	240738,6	1427,279	21,45415	243042,1	1440,936	21,65943

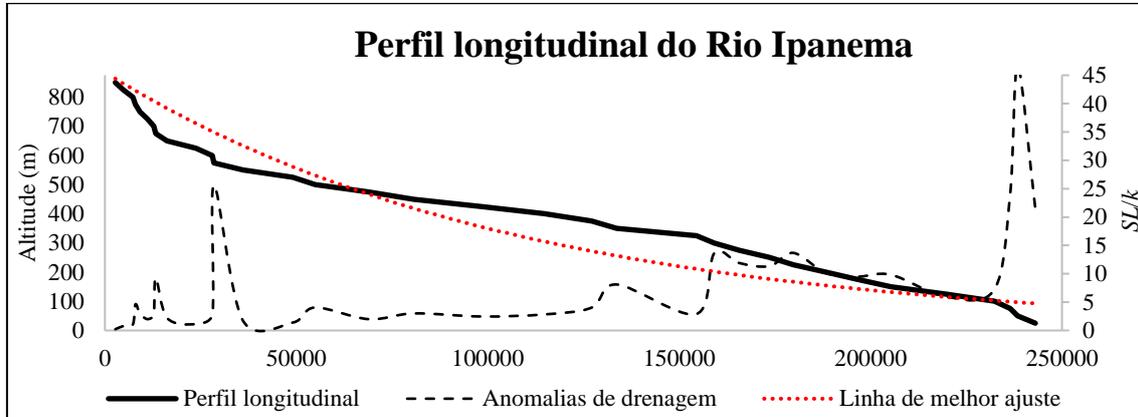
Os valores em destaque são referentes ao principal grupo de anomalias de 1ª ordem, valores em metro.

De acordo com as proposições de Hack (1973) e Seeber e Gornitz (1986) são contabilizadas 26 anomalias de drenagem para o Rio Ipanema, sendo 9 de primeira ordem ( $\geq 10$ ) e 17 de segunda ordem (valores  $< 10$ ). Estas, ao contrário do Rio Traipú têm uma distribuição menos homogênea, no que diz respeito ao agrupamento das anomalias de acordo com sua ordem. Contudo, os setores com os maiores valores de anomalias são mantidos próximos à foz do rio e a forma do perfil longitudinal é, a grosso modo, mantida, e três trechos puderam ser isolados.

A relação entre o perfil longitudinal real e seu equivalente ideal (Figura 18) demonstra um setor de cabeceira abaixo da linha de melhor ajuste, podendo indicar um setor mais ativo em relação ao trecho intermediário marcado por uma elevação acima do

nível do perfil de melhor ajuste. Por fim, o terceiro trecho é marcado por uma quebra no perfil longitudinal que volta a cruzar a linha de melhor ajuste.

**Figura 18:** Perfil longitudinal e anomalias de drenagem do Rio Ipanema.

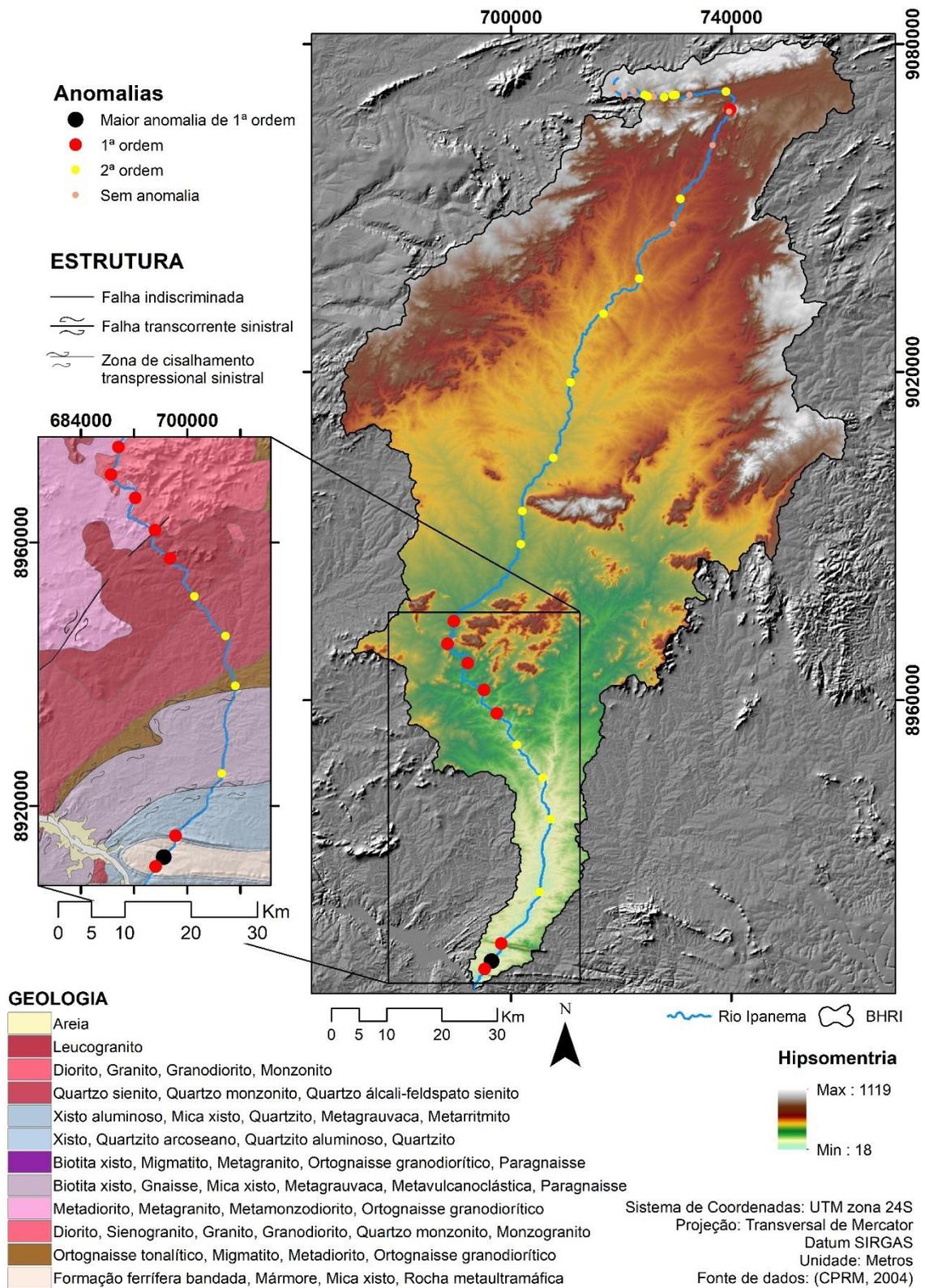


No que diz respeito à espacialização das anomalias, Figura 19, o Rio Ipanema apresenta uma condição mais complexa. Pode-se isolar as anomalias de 1ª ordem em três grupos, o primeiro é representado por um único valor correspondente a isolinha de 575m, formando a primeira quebra de patamar associada a uma anomalia de 1ª ordem no canal, esta anomalia ocorre no contato com a Falha de Itaíba, podendo estar associada a esta estrutura, fato que explica a ocorrência isolada da anomalia de 1ª ordem.

O segundo grupo, identificado entre 300 e 200m, forma um desnível contínuo iniciado na curva de 325m e que se estende até a curva de 175, minimamente, configurando o que pode ser chamado de *knickpoint* contínuo, os quais não formam grandes rupturas de patamar.

Já o terceiro grupo, próximo à foz do Rio Ipanema, reúne um conjunto de três anomalias, isoípsas 75, 50 e 25m e representam a maior quebra de patamar do Ipanema, Figura 19. As principais anomalias do Rio Ipanema ocorrem associadas a feições dobradas, falhas e contatos litológicos (CPRM, 2009).

**Figura 19:** Espacialização das anomalias de drenagem do Rio Ipanema.



Em campo, nos trechos indicados pelos maiores valores de anomalias de primeira ordem no rio Ipanema, foram identificadas rupturas de patamar transversais ao rio, como a demonstrada na Figura 20.

**Figura 20:** Ruptura de patamar no baixo curso do Rio Ipanema.



### Rio Canapi

Na Tabela 6 são apresentados os valores necessários ao cálculo do índice correspondentes ao rio Canapi, maior canal da Bacia do Rio Capiá.

**Tabela 6:** Parâmetros e valores do índice de gradiente do Rio Canapi.

$\Delta H$ 25m		$k$ 38,85507				
Isolinha	$L$ 1	$SL$ 1	Anomalias 1	$L$ 2	$SL$ 2	Anomalias 2
475	1199,257	13,85335	0,356539	2398,513	27,70669	0,713078
450	3782,256	39,6531	1,020539	5165,998	54,16023	1,393904
425	8387,8	37,83633	0,973781	11609,6	52,36948	1,347816
400	14992,47	73,59728	1,894149	18375,34	90,20362	2,321541
375	21307,15	141,0587	3,630382	24238,95	160,468	4,129913
350	27329,92	147,2406	3,789483	30420,88	163,8932	4,218066
325	34162,16	143,9042	3,703614	37903,44	159,6639	4,109217
300	40223	253,6058	6,526968	42542,55	268,2306	6,903361
275	47895,84	150,8101	3,88135	53249,13	167,6661	4,315166
250	59489,35	157,3567	4,049839	65729,57	173,8629	4,474652

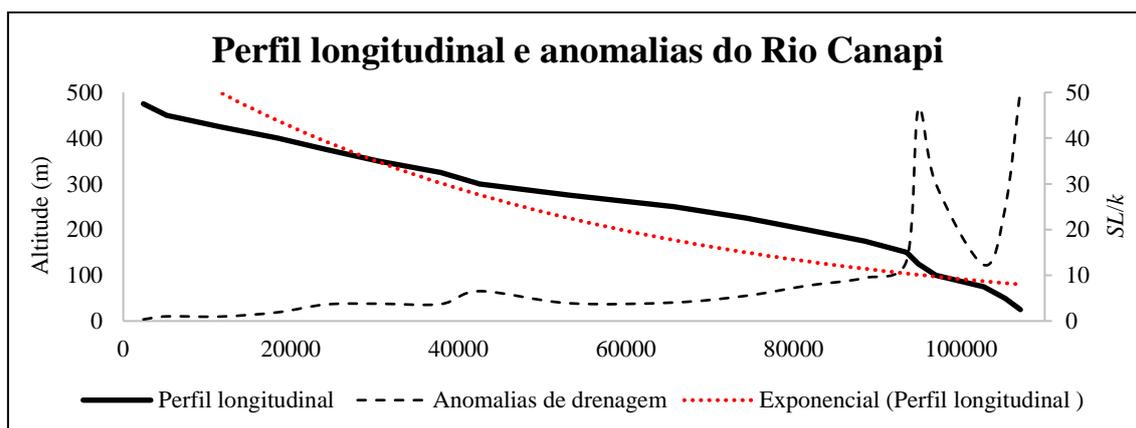
225	70085,17	215,2906	5,540862	74440,78	228,6703	5,885212
200	78011,03	299,8583	7,717355	81581,27	313,5816	8,070547
175	85045,15	366,9364	9,443722	88509,04	381,8817	9,828364
150	91005,93	510,7184	13,14419	93502,83	524,7308	13,50482
125	94203	1798,605	46,29009	94903,17	1811,973	46,63415
100	95948,74	1167,243	30,04094	96994,31	1179,962	30,3683
75	99867,14	476,4426	12,26205	102740	490,1483	12,61478
50	103996,8	949,0595	24,42563	105253,6	960,5291	24,72082
25	106175,9	1963,065	50,52275	107098,2	1980,117	50,96161

Os valores em destaque são referentes ao principal grupo de anomalias de 1ª ordem, valores em metro.

Para a BHRC, as variações derivadas a partir do cálculo de  $(L)$  são identificadas no total de anomalias de 2ª ordem, que diminui de 10 para 9, implicando, conseqüentemente, no aumento de trecho considerados não anômalos a partir da aplicação do método de identificação de anomalias. Entretanto, para anomalias de primeira ordem, os mesmos setores foram identificados em ambos formatos de obtenção.

O perfil longitudinal do Rio Canapi (Figura 21) apresenta o padrão semelhante aos encontrados nos Rios Traipú e Ipanema. O perfil longitudinal apresenta distanciamento acentuado se comparado à linha de melhor ajuste, dois distanciamentos negativos nas extremidades e um central positivo.

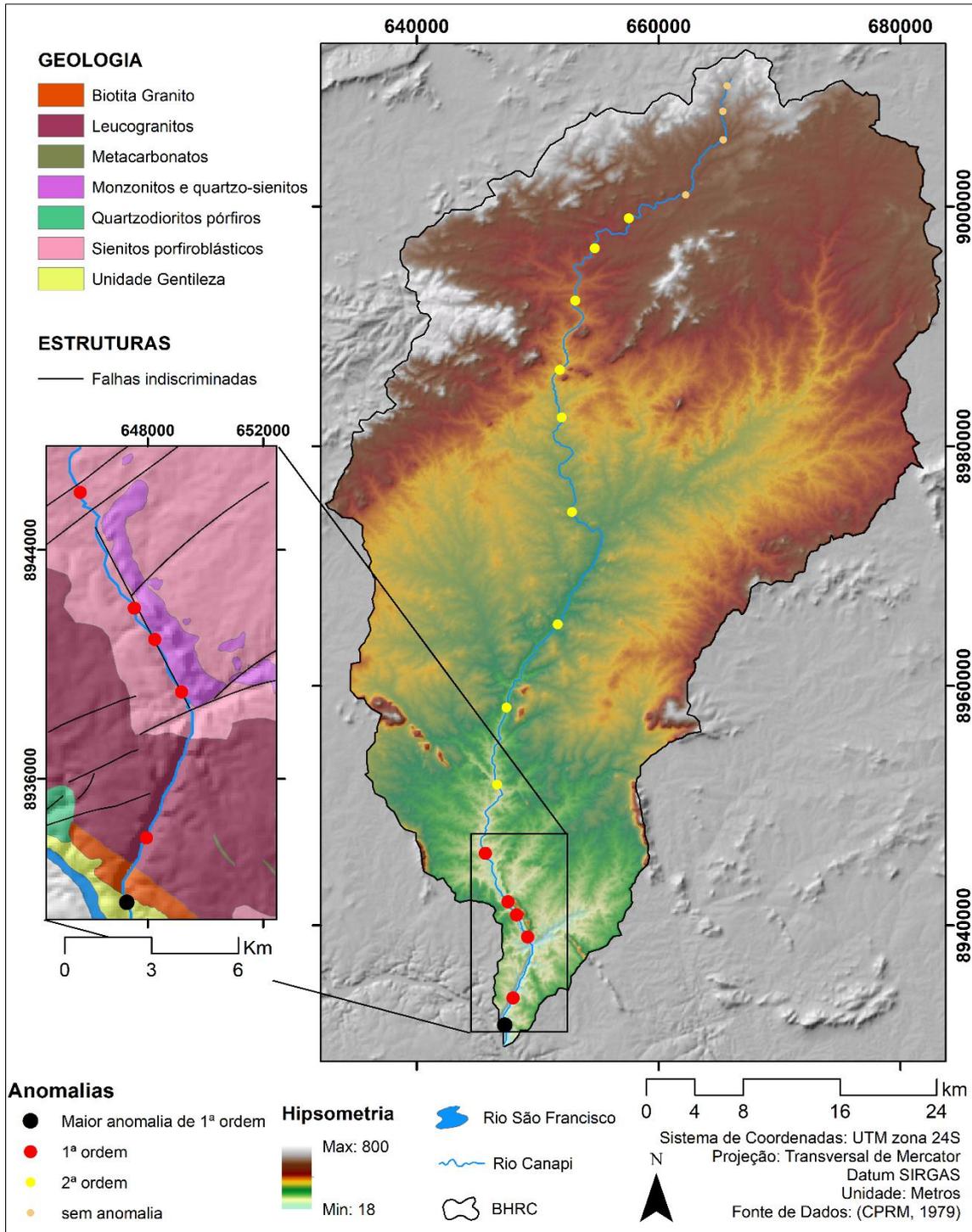
**Figura 21:** Perfil longitudinal e anomalias de drenagem do Rio Canapi.



A relação entre dados lito-estruturais (CPRM, 1979) e as anomalias identificadas para o Rio Canapi pode ser visualizada na (Figura 22). Esta análise revelou a relação entre os setores anômalos, falhamentos e contatos geológicos. A maior anomalia de 1ª ordem, isolinha de 25m (50,52275201) encontra-se estabelecida num setor de contato litológico

entre a unidade Gentileza marcada por diabásios, basaltos e anfibiólitos e intrusões de biotita granito (CPRM, 1979).

**Figura 22:** Espacialização das anomalias de drenagem do Rio Canapi.



O conjunto de anomalias de 1ª ordem correspondentes às isolinhas de 75, 100 e 125m está distribuído no contato entre Sienitos Porfiroblásticos e Monzonitos e Quartzo-

sienitos. Os Sienitos Porfiroblásticos são caracterizados litologicamente por feldspato, hornblenda e quantidades menores de quartzo, além de apresentam textura média, os monzonitos da feição são caracterizados por uma menor quantidade de quartzo e maior porcentagem de feldspato potássico, os Quartzos-sienitos são caracterizados por formar feições proeminentes no relevo com caráter alongado e direção NW-SE. Já a anomalia correspondente a isolinha de 150m encontra-se estruturada entre dois falhamentos paralelos de direção NE-SW (CPRM, 1979)

### Riacho do Mel

Entre os rios estudados, o Riacho do Mel, rio mais extenso da BHRM, foi o único a não apresentar anomalias de 1ª ordem (Tabela 7) com a aplicação do índice de gradiente, contudo, manteve o padrão de localização das maiores anomalias em setor próximo ao exutório. Foram identificadas 16 anomalias, todas de 2ª ordem, valores de anomalias < 10, e 6 setores não anômalos, todos no alto curso do Riacho do Mel. O conjunto dos quatro maiores valores de anomalias encontra-se próximo à foz, entre as cotas de 350 e 275.

**Tabela 7:** Parâmetros e valores do índice de gradiente do Riacho do Mel.

Isolinha	$\Delta H 25$					
	$L 1$	$SL 1$	Anomalias 1	$L 2$	$SL 2$	Anomalias 2
	$k 42,26317$					
800	344,6325	13,58468	0,321431	689,265	27,16936	0,642861
775	1030,129	41,87857	0,9909	1370,993	55,73595	1,318783
750	2266,243	51,77002	1,224944	3161,493	72,2211	1,708843
725	4756,693	38,64566	0,914405	6351,893	51,60583	1,221059
700	7638,858	81,18637	1,920972	8925,823	94,86433	2,24461
675	10925,56	74,76032	1,768924	12925,3	88,44394	2,092695
650	15049,67	100,5362	2,378815	17174,04	114,7277	2,714602
625	19856,03	132,6441	3,138528	22538,02	150,5606	3,562455
600	26608,59	102,8988	2,434715	30679,15	118,6401	2,807176
575	34754,23	128,0293	3,029336	38829,3	143,0413	3,384538
550	44070,8	117,37	2,777123	49312,3	131,3293	3,107417
525	55773	143,4445	3,394079	62233,7	160,061	3,787246
500	67026,2	249,1228	5,894562	71818,7	266,9356	6,316034
475	76907,6	232,6284	5,504282	81996,5	248,0212	5,868495
450	88895,4	227,7594	5,389075	95794,3	245,4351	5,807305
425	103428,8	232,3967	5,4988	111063,3	249,5508	5,904689
400	126102,3	130,4426	3,086437	141141,3	145,9992	3,454526
375	159537,5	139,6459	3,3042	177933,7	155,7485	3,685206
350	186925,8	318,0644	7,525806	195917,9	333,3649	7,887836

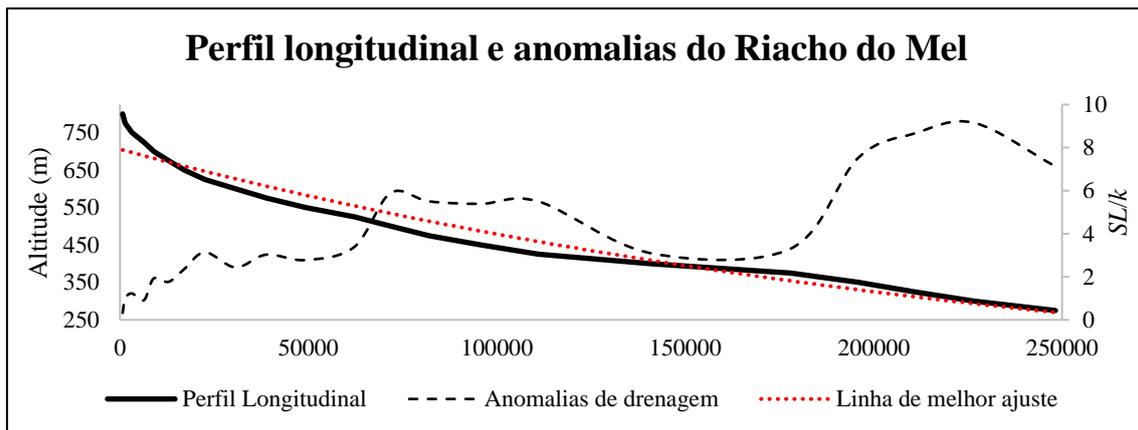
325	203405,8	366,0068	8,660184	210893,7	379,4805	8,978989
300	218774	386,7725	9,151527	226654,3	400,7042	9,481167
275	237448,8	301,3554	7,13045	248243,2	315,055	7,454601

Os valores em destaque são referentes ao principal grupo de anomalias de 2ª ordem, valores em metro.

A análise do perfil longitudinal do Riacho do Mel apresentou as maiores diferenças em relação aos perfis longitudinais das demais bacias (Figura 23). Foi o curso d'água que melhor se aproximou do perfil de equilíbrio, associado aos valores baixos de trechos anômalos, o curso apresenta um perfil longitudinal com declives suaves, sem grandes quebras e com perfil mais próximo da forma côncava, descrita como a forma típica de canais em equilíbrio geomorfológico.

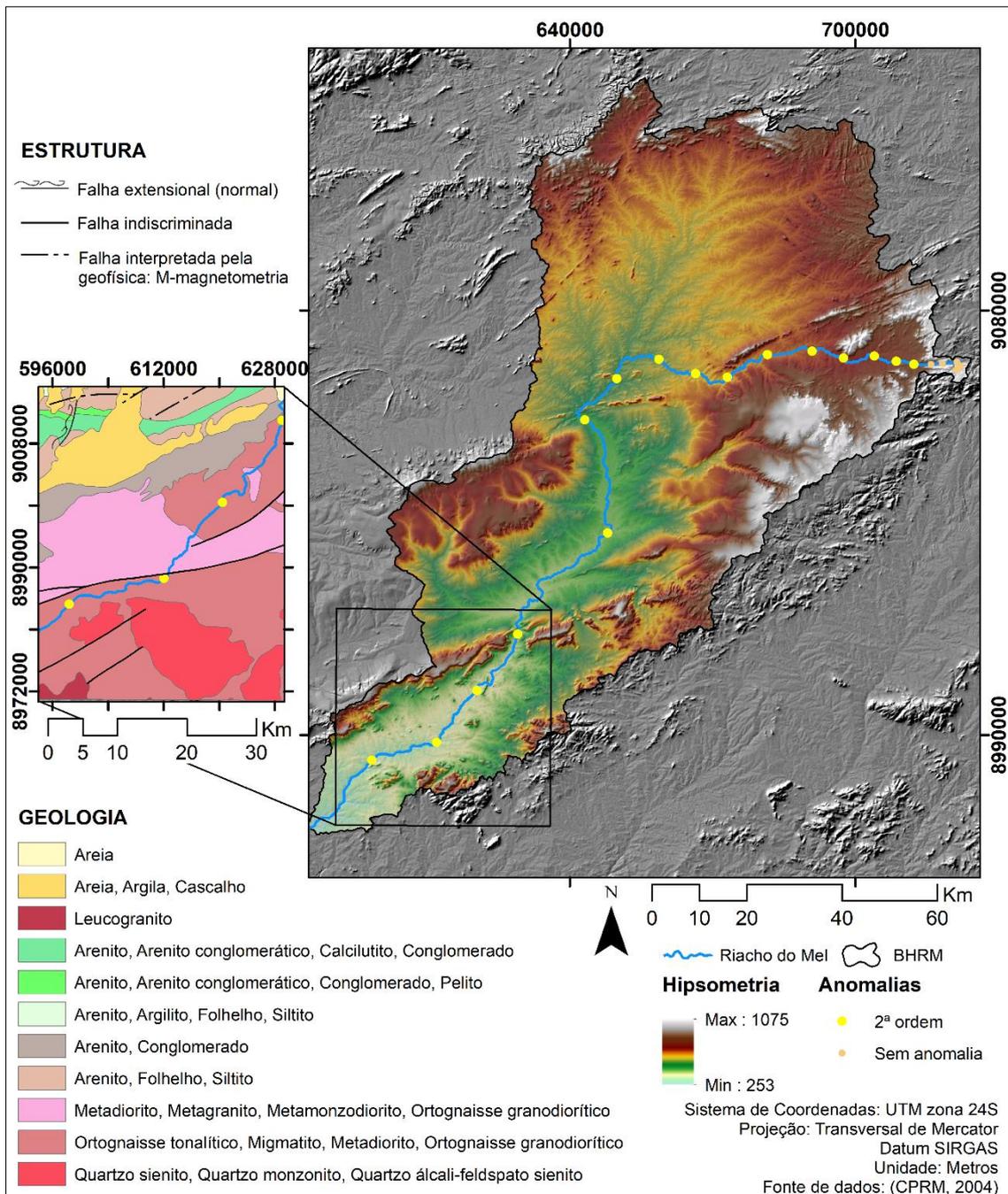
Os valores de anomalias baixos não formam picos associados a rupturas de patamar e embora as maiores anomalias se encontrem em setor próximo à foz, este é o trecho que apresenta melhor correção com o perfil de equilíbrio.

**Figura 23:** Perfil longitudinal e anomalias de drenagem do Riacho do Mel



Os dados geológicos disponíveis para o sul da BHRM são da escala de 1:1.000.000 (CPRM, 2004), fato que dificulta a correlação entre as anomalias identificadas (Figura 24) e condicionantes lito-estruturais, principalmente entre anomalias de menor grandeza e conseqüente menor expressão espacial. A correlação entre contatos lito-estruturais e o índice de gradiente para as demais bacias (BHRT/BHRI e BHRC) se mostrou mais eficiente em anomalias de 1ª ordem.

**Figura 24:** Espacialização das anomalias de drenagem do Rio Moxotó.



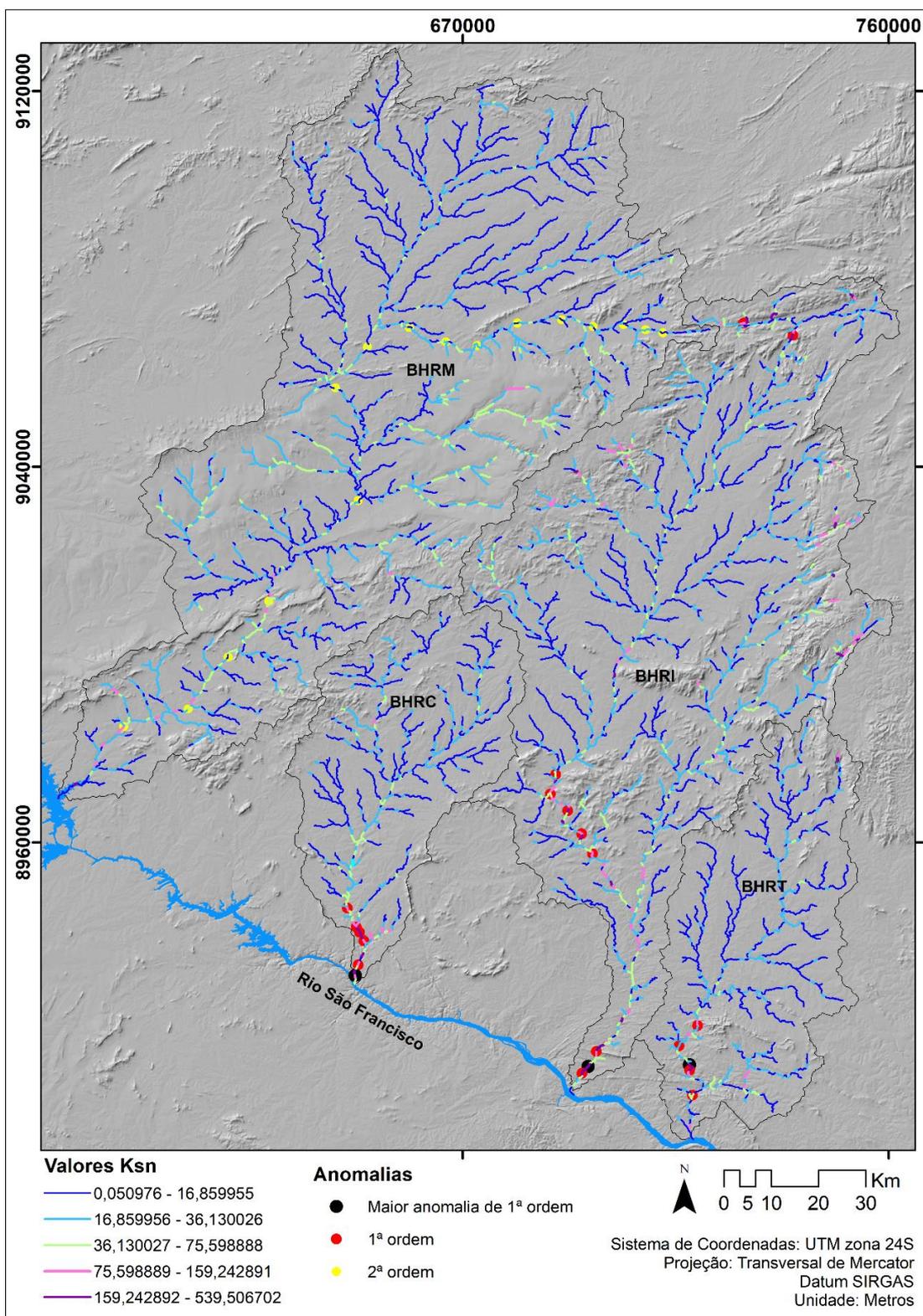
Por fim, a aplicação do índice de gradiente permitiu identificar as principais rupturas de patamar regional, estas são marcadas pela proximidade em relação à foz dos rios e maior distância da escarpa do Planalto Meridional do Planalto da Borborema. Estas, ocorrem a jusante de uma superimposição do canal ao planalto sedimentar homoclinal estruturado na Formação Tacaratu, que possui direção NE/SW e parece delimitar duas porções distintas na bacia. A montante o rio corre em vales mais encaixados, para jusante

seus vales são mais amplos e mais rebaixados, cortando ortognaisses, metagranitos e metadioritos e migmatitos.

### **Índice de declividade normalizada ( $K_{sn}$ )**

A espacialização do índice de declividade normalizada ( $K_{sn}$ ) das bacias pode ser visualizada na Figura 25, o índice foi relacionado às principais anomalias identificadas para os rios Traipú, Ipanema, Canapi e Riacho do Mel.

**Figura 25:** índice de declividade normalizada ( $K_{sn}$ ) das bacias.



A aplicação do índice de declividade normalizada ( $K_{sn}$ ) não apontou outros setores com valores que indiquem grandes rupturas de patamar nos canais principais das bacias estudadas, sendo assim, a análise dos dados  $K_{sn}$  demonstrou relações que validam

o mapeamento de anomalias de drenagem a partir do índice de gradiente de canal, uma vez que a espacialização dos maiores valores de anomalias  $Ksn$  são compatíveis com os trechos que apontaram os maiores valores de anomalia a partir da divisão de  $SL$  por  $K$ .

Fora das drenagens principais, o índice permitiu identificar outros setores com valores  $Ksn$  altos, apontando setores para análises pormenorizadas e aplicação de outros índices morfométricos como o índice de gradiente de canal e áreas chaves para trabalhos de campo.

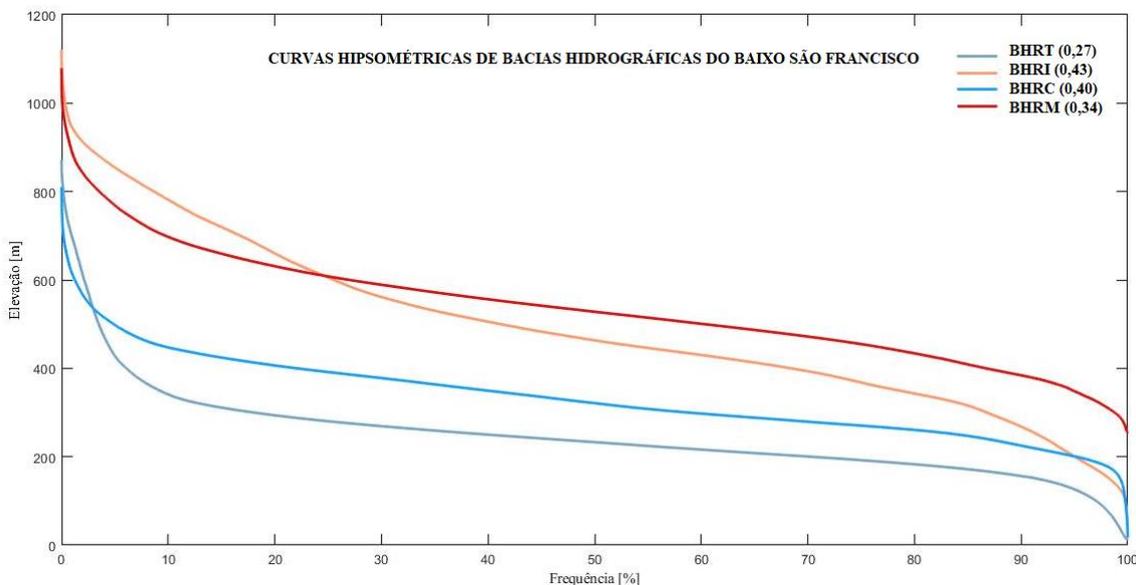
## 5.2. Morfometria de bacia

### Curvas Hipsométricas

A análise morfométrica de bacia constituiu na elaboração de Curvas hipsométricas e aplicação do fator de assimetria de bacia hidrográfica.

A Figura 26 reúne as curvas hipsométricas das 4 bacias, sendo uma relação entre a área e a altitude, as curvas hipsométricas podem ser usadas para relacionar o estágio de denudação de uma superfície, tendo, portanto, amplo valor explicativo na geomorfologia, sobretudo se associada a evolução geológica da área de interesse. A área abaixo da curva representa o volume rochoso restante na bacia distribuído das cabeceiras à foz.

**Figura 26:** Curvas hipsométricas das bacias dos Rios Traipú, Ipanema, Capiá e Moxotó.



A análise das curvas hipsométricas das bacias permite agrupar as bacias em dois grupos, de acordo com a posição no gráfico. As curvas das bacias dos Rios Ipanema e Moxotó, que apresentam maior volume rochoso, formam o primeiro grupo e pode ser

relacionado a inserção das bacias no Planalto da Borborema, já o segundo grupo (BHRT e BHRC) possuem apenas porções restritas de cabeceiras inseridas no contexto do Planalto da Borborema propriamente dito.

A análise das integrais hipsométricas de acordo com interpretações clássicas (Strahler, 1954) separa a BHRT (0,27) e BHRM (0,34), como sendo bacias senis, enquanto as BHRI (0,43) e BHRC (0,40) seriam correspondentes a bacias maduras. Considerando a dinâmica fluvial costumeiramente esperada, os afluentes mais à jusante deveriam se desenvolver anteriormente aos afluentes à montante. Portanto, dever-se-ia esperar que as bacias dos rios Traipu (BHRT) e Ipanema (BHRI) possuíssem valores inferiores às demais, indicando maior tempo de trabalho erosivo e estágios de senilidade mais avançados. Entretanto, a BHRI é a que possui a Integral Hipsométrica mais alta. As bacias que se encontram nas extremidades do recorte (BHRT, mais à jusante; e BHRM, mais à montante) possuem os menores valores enquanto as bacias que se encontram na porção central (BHRI e BHRC) possuem os valores mais altos. Estes valores podem estar atrelados muito mais ao contexto morfoestrutural em que se encontram do que aos estágios erosivos, como já observado por Monteiro e Corrêa (2020) ao tratarem das drenagens atlânticas do setor oriental da Borborema.

A BHRI possui boa parte de sua área drenando porções do compartimento morfoestrutural da Depressão Intraplanáltica do Ipanema (CORRÊA et al, 2010), setor componente do Planalto da Borborema, assim como os Maciços Remobilizados do Domínio Pernambuco-Alagoas, drenado pelas cabeceiras da BHRC, que também possui em sua área a ocorrência do Maciço da Mata Grande. Estes elementos aparentam apresentar mais representatividade no domínio das terras altas das bacias abordadas do que os elementos que se destacam nas demais bacias.

### **Fator de assimetria**

O fator de assimetria (HARE e GARDNER, 1985) indica, a partir de uma relação entre a área da margem direita e margem esquerda de uma bacia, se houve basculamento para uma das direções.

Os valores da aplicação do índice podem ser vistos na Tabela 8. Para as bacias dos Rios Traipu, Ipanema e Capiá, os valores são mantidos constantes, próximos a 40 e indicam que deve ter havido basculamento para a direita. Para a BHRM, os valores maiores que 50 indicam que pode ter havido basculamento para a esquerda. Os valores

encontrados são considerados medianos em relação à atuação da tectônica (SANTOS e MORAIS, 2017).

**Tabela 8:** FABD das bacias dos Rios Traipú, Ipanema, Capiá e Moxotó.

Bacias	Ar (m <sup>2</sup> )	At (m <sup>2</sup> )	FABD
BHRT	1103417786	2655601709	41,55058
BHRI	3353557421	7886715838	42,5216
BHRC	938281697	2343394395	40,03943
BHRM	6043135392	9730400320	62,10572

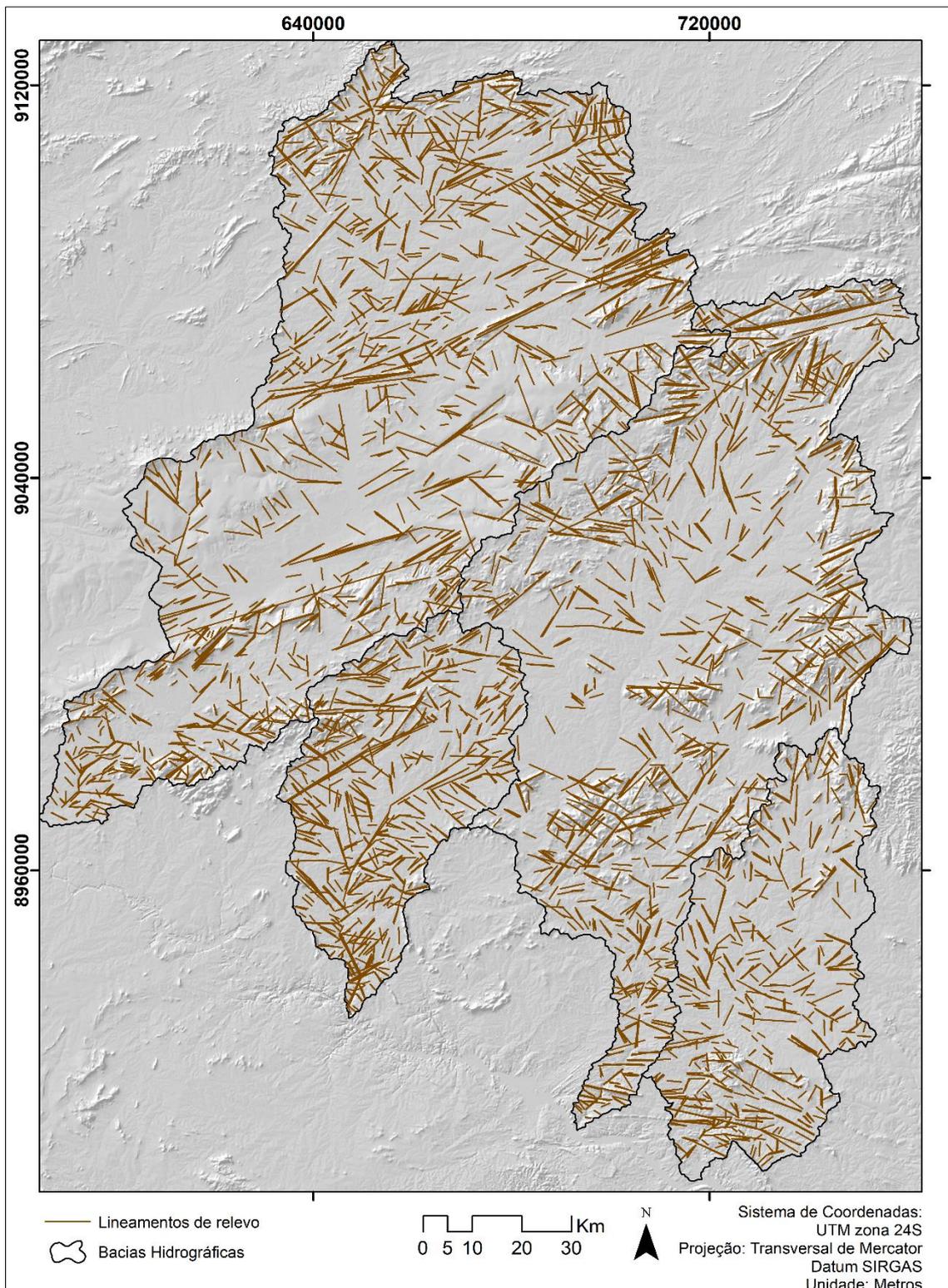
### 5.3. Análise estrutural

Os lineamentos são entendidos como feições retilíneas ou tonais visíveis em imagens de satélites ou em outros produtos do sensoriamento remoto que podem representar descontinuidades estruturais ligadas à evolução geológica ou à diversidade de contatos litológicos de uma superfície (ETCHEBEHERE, SAAD e FULFARO, 2007) admite-se ainda o mapeamento de feições curvilíneas, que possam indicar esforços estruturais, estruturas comuns no setor NE da BHRM. Sua aplicação é marcada pela possibilidade de determinar as direções das principais estruturas em uma área e conseqüentemente traçar relações entre o arcabouço geológico, a organização da rede de drenagem e a gênese do relevo.

De maneira a estabelecer os principais conjuntos de direções para o Baixo Rio São Francisco, foram extraídos os lineamentos estruturais de relevo para as bacias hidrográficas dos rios Traipú, Ipanema, Capiá e Moxotó. A metodologia aplicada consistiu no mapeamento de lineamentos de relevo a partir de modelos de sombreamento *hillshade* (CHIESSI, 2004) em diferentes ângulos de iluminação e sombreamento, confeccionados a partir de dados SRTM com resolução espacial de 90m. A partir da extração de lineamentos de relevo, foram elaborados diagramas de roseta para as bacias, evidenciando as direções das principais feições estruturais atuantes, os lineamentos de relevo foram mapeados para os azimutes de 45°, 90°, 315° e 90° de acordo com (CORRÊA e FONSECA, 2010).

Os lineamentos mapeados para a área podem ser visualizados na Figura 27, sendo um total de 3972 lineamentos de relevo distribuídos entre as quatro bacias. Estas apresentam diferentes contextos climáticos/tectônicos, contudo, a análise pormenorizada dos lineamentos revelou a manutenção de padrões de direções bem demarcados.

**Figura 27:** Lineamentos de relevo extraídos para as bacias dos Rios Traipú, Ipanema, Capiá e Moxotó.

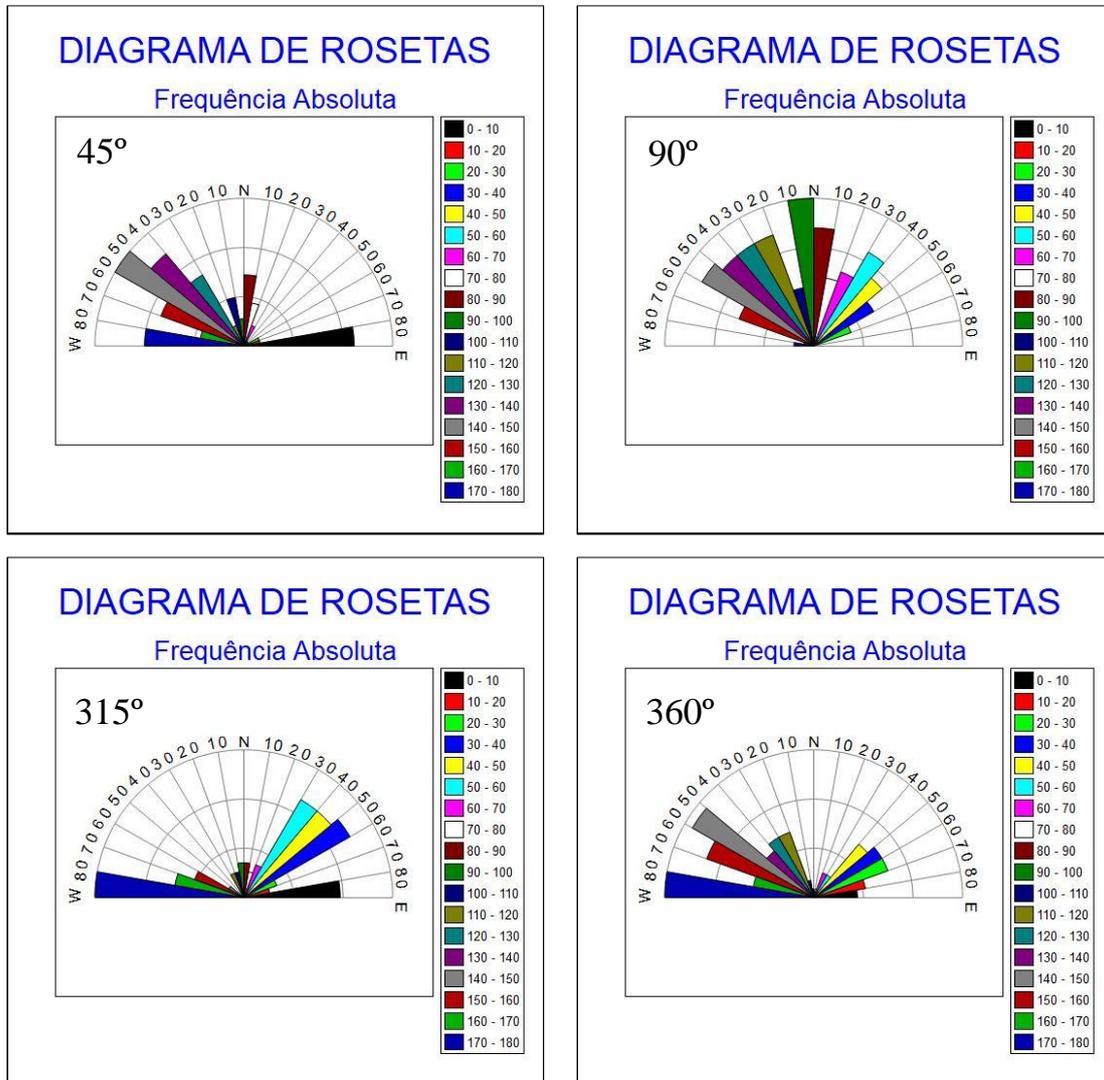


### **BHRT**

Para a BHRT, foram mapeados 551 lineamentos de relevo para todos os azimutes de iluminação (45°, 180°, 315° e 360°) cujas direções estão representadas na Figura 28.

A partir da análise dos diagramas de roseta, as direções preferenciais do relevo para a BHRT foram agrupadas em três direções principais: NW-SE, E-W e NE-SW.

**Figura 28:** Diagramas de roseta dos azimutes de 45°, 90°, 315° e 360° da BHRT.



Os lineamentos de direção E-W mais evidentes nas rosetas de 45°, 315° e 360° estão associados às estruturas (falhas e zonas de cisalhamento) predominantes no setor mais a sul da bacia. Representa o setor com maior densidade de falhas e zonas de cisalhamento mapeadas na BHRT, são frequentes o estabelecimento de lineamentos paralelos à direção geral das estruturas mapeadas, todas de direção geral E-W e NW-SE, (CPRM, 2009). Dessa forma, o conjunto de direção NW-SE (45°, 90° e 360°) também se encontra associado à direção geral das principais estruturas das bacias.

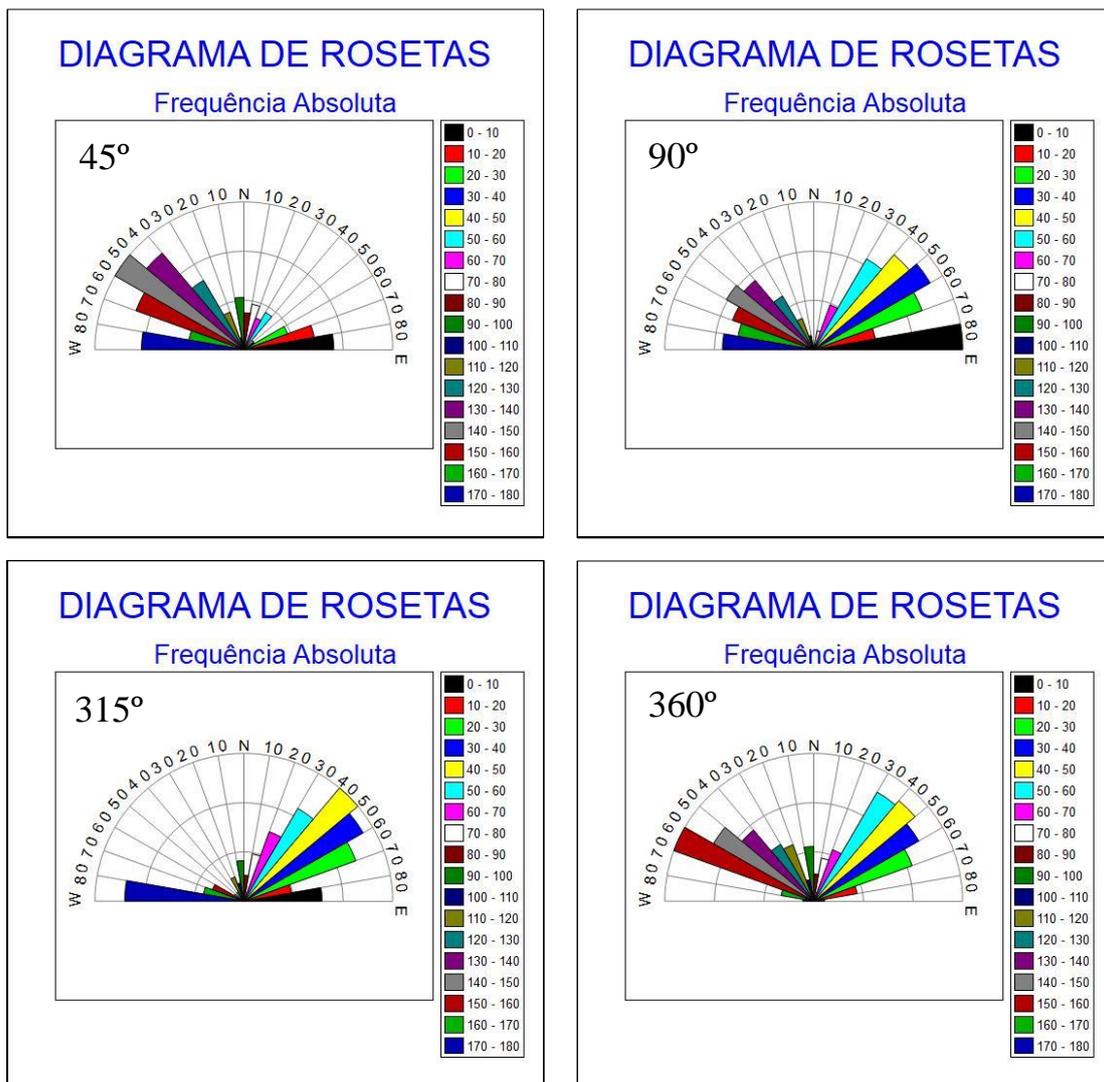
Também são expressivos os lineamentos de direção N-S, essencialmente no azimute de 90°, estes estão concentrados nos setores de cabeceira da BHRT, podendo ser

associado à maior declividade da área e estando relacionado a propriedades de dureza das rochas que permitem, ou dificultam, o entalhamento da rede de drenagem (CORRÊA e FONSECA, 2010). Além do caráter litológico, a relação entre este conjunto de lineamentos também se encontra associada à direção de importantes estruturas de direção NNE no norte da bacia (CPRM, 2009).

### BHRI

Para a BHRI foram identificadas 1164 feições lineares para os azimutes considerados, Figura 29. Os conjuntos de direções para a bacia são: NE-SW como *trend* principal, NW-SE e E-W com menor frequência, mantendo o padrão encontrado para a BHRT.

**Figura 29:** Diagramas de roseta dos azimutes de 45°, 90°, 315° e 360° da BHRI.



As direções E-W, azimutes de 45°, 90° e 315° estão associadas às estruturas de direção E-W e ENE que cortam a porção mais a sul da bacia produzindo cristas paralelas de mesma direção as quais o rio Ipanema corta transversalmente produzindo gargantas e cachoeiras em setores de superimposição da rede de drenagem. Dito isto, em sua maioria, são lineamentos positivos de direção E-W do setor sul da bacia.

Na porção central da bacia, a direção geral das estruturas muda para NE-SW (CPRM, 2009), associada às direções destas estruturas encontram-se lineamentos paralelos e um número ainda maior de lineamentos estruturais transversais às estruturas. Além do fator estrutural neste setor, a concentração de lineamentos é evidenciada na borda dos setores mais elevados, na transição entre a depressão do Ipanema e a Cimeira Estrutural Pernambuco-Alagoas. O direcionamento destas feições é essencialmente NE-SW e estão relacionados à associação entre a ação da estrutura de mesma direção e a maior declividade do relevo.

A transição entre a depressão do Ipanema e os maciços remobilizados do Domínio Pernambuco-Alagoas, que representa o outro setor de borda elevada, apresenta uma dispersão maior na direção dos lineamentos, sendo delimitado pela Falha de Itaíba de direção geral no setor NE-SW. Apenas no setor mais ao norte dessa transição é encontrado um padrão semelhante ao descrito, contudo, sem a presença de estruturas na escala dos mapas disponíveis. Não obstante, o trecho apresenta maiores declividades em comparação com o restante do setor.

## **BHRC**

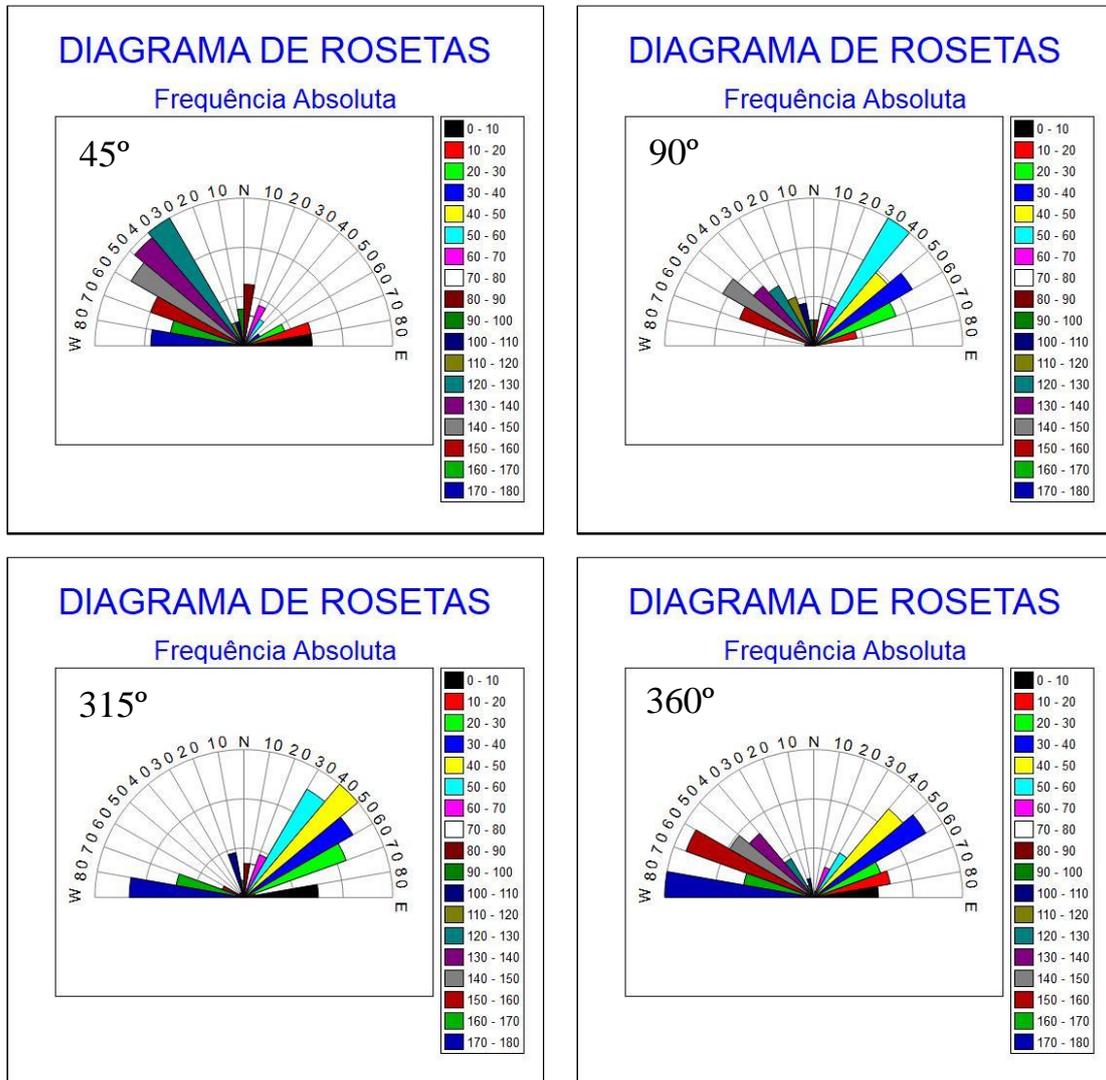
Foram mapeados 660 lineamentos de relevo para a bacia do Rio Capiá. As direções NE-SW apresentaram a maior frequência de lineamentos, seguida pelas direções de NW-SE e E-W, Figura 30.

Os dados geológicos disponíveis para a BHRC foram das cartas Entremontes (CPRM, 1979) com escala de 1:50000 e Aracajú (CPRM, 2009) em escala de 1:1000000. A direção geral das estruturas em toda a bacia do Rio Capiá é NE-SW, direção que se mantem tanto na parte sul quanto no Norte da Bacia, ao contrário do encontrado nas Bacias do Ipanema e Traipú. Desta forma, o principal conjunto de lineamentos segue a orientação geral das principais estruturas mapeadas para a área.

Os lineamentos identificados são representados na bacia por transição entre setores mais elevados, canais retilíneos encaixados no baixo curso do Rio Canapi e cristas alongadas.

No baixo curso do Canapi, esta associação entre lineamentos e geologia marca setores de inflexão da rede de drenagem, que associados aos canais retilíneos revela o papel exercido pela estrutura na drenagem da área.

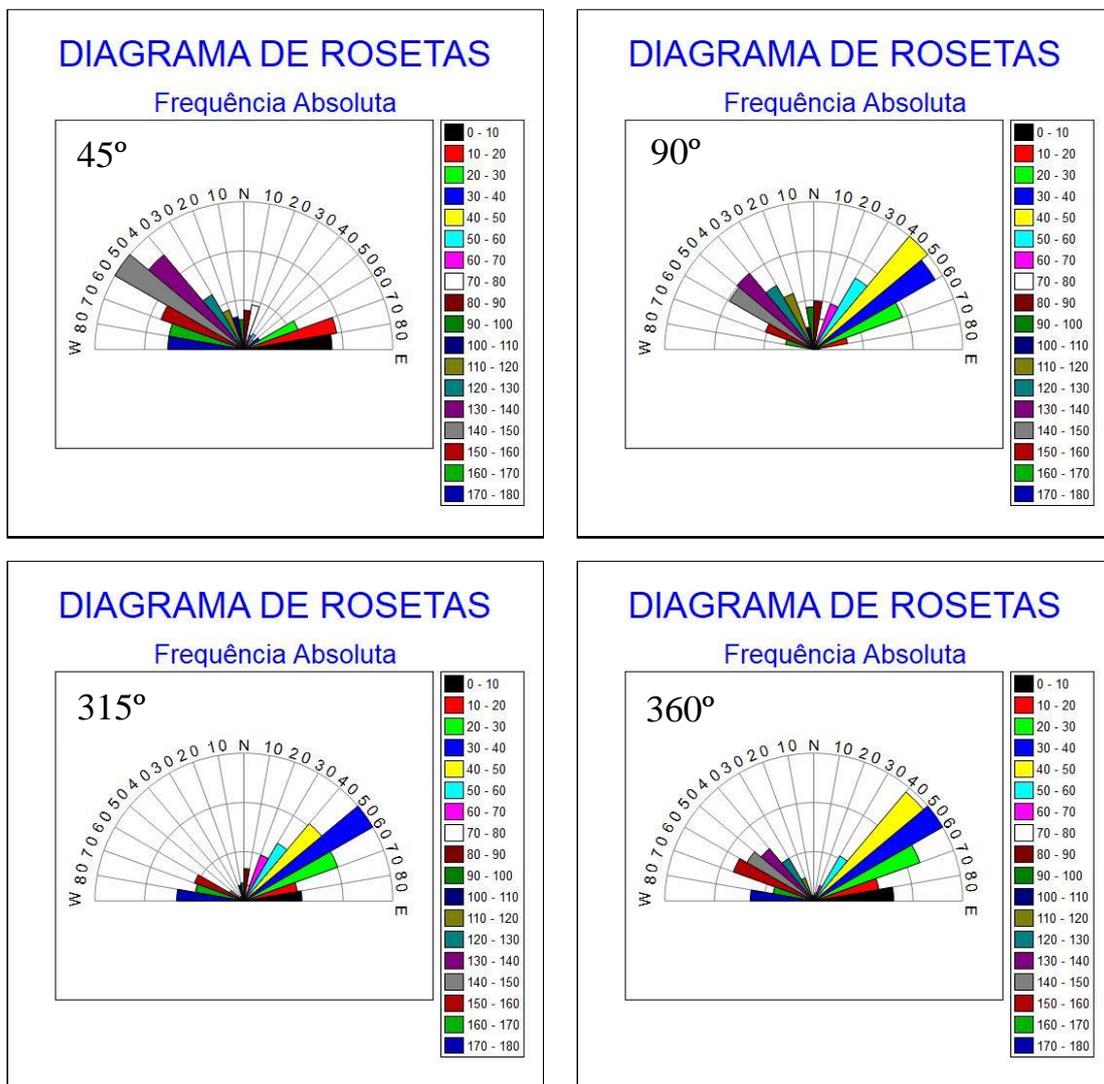
**Figura 30:** Diagramas de roseta dos azimutes de 45°, 90°, 315° e 360° da BHRC.



### BHRM

A BHRM apresenta a maior variação na composição geológica do substrato no conjunto das bacias estudadas. A bacia está inserida em parte da Bacia Sedimentar do Jatobá. Contudo, são mantidas em linhas gerais as principais orientações dos lineamentos com uma direção preferencial NE-SW bem marcada e outros dois grupos de direções menos frequentes (NW-SW e E-W) Figura 31.

**Figura 31:** Diagramas de roseta dos azimutes de 45°, 90°, 315° e 360° da BHRM.



As principais estruturas mapeadas para a BHRM (CPRM, Aracaju) apresentam direção NE-SW e ENE, estando de acordo com o mapeamento de lineamentos realizado, sendo o principal *trend* identificado para a bacia, presente em todos os ângulos de iluminação.

## 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A aplicação dos índices morfométricos voltados para a análise da rede fluvial produziu uma grande quantidade de dados para as bacias estudadas, os quais podem contribuir para futuras análises pormenorizadas. Essas métricas foram usadas para determinar os maiores cursos d'água para as bacias dos rios Moxotó e Capiá, assim como permitiram situar as bacias em relação às leis da composição da drenagem, dando início a discussões sobre a validade e significados destas na paisagem estudada.

Verificou-se que, de maneira geral, as drenagens analisadas seguem uma tendência em manter os valores “normais” das leis de Horton, apresentando tendências proporcionais das métricas entre as ordens estabelecidas. Entretanto, destaca-se que uma análise pormenorizada nas ordens que se verificaram acima dos valores normais ( $Rb > 5$ ) ou fora da reta, na curva logarítmica, pode iluminar elementos locais não identificados na escala de abordagem utilizada na presente pesquisa.

A análise voltada ao perfil longitudinal teve como foco a identificação de *knickpoints* e contou com análise visual do perfil e aplicação dos índices  $SL$ ,  $k$  e  $Ksn$ . Tais análises foram direcionadas aos principais cursos das bacias hidrográficas e apresentaram resultados satisfatórios para todas as bacias analisadas, uma vez que permitiram identificar as principais rupturas de patamares regionais do Baixo São-Francisco, a partir de valores elevados de  $SL/k$ , ou de anomalias de drenagem de 1ª ordem.

As vantagens da aplicação dos índices de gradientes sobre metodologias unicamente visuais encontram-se na identificação de valores numéricos passíveis de ordenação e comparação entre trechos do mesmo canal ( $SL$ ) e entre canais de diferentes bacias ( $k$ ).

Foram identificados controles lito-estruturais (falhas, dobramentos antigos e controles litológicos) associados aos setores de anomalia de drenagem em todas as bacias, com maior evidência de controle geológico nos trechos que apresentaram os maiores valores de  $SL/k$ , as anomalias de 1ª ordem. As problemáticas que se impõem a estas análises derivam da dependência de bons mapas geológicos em melhor escala, disponível apenas para alguns setores das bacias, como o baixo curso da BHRC.

O índice de declividade normalizada ( $Ksn$ ) se mostrou uma excelente ferramenta para identificação de setores de interesse geomorfológico, no que diz respeito à identificação de setores com possíveis rupturas de patamar.

Os resultados dos valores do índice se mostraram especialmente sensíveis nos setores de possíveis rupturas de patamar, havendo correlação com os dados de  $SL/k$  e em

alguns setores de cabeceira, os quais provavelmente são controlados pela declividade e características do material. Quanto à métrica propriamente dita, são necessárias novas aplicações e correlações, uma vez que o índice pode ser calculado a partir de diferentes métodos e não tem um histórico de aplicação para o nordeste do Brasil. Entre as suas principais vantagens estão a facilidade e rapidez de cálculo.

Cabe ressaltar que, à exceção da BHRM, todas as demais bacias apresentaram as maiores anomalias em seus canais principais a menos de 20km de atingir o Rio São Francisco, sendo a ocorrência destas anomalias a menos de 5km nos rios Ipanema e Capiá. Esta tendência provavelmente era seguida pelo canal principal do Rio Moxotó, entretanto a construção do Lago Artificial em Paulo Afonso submergiu as maiores declividades encontradas no seu encontro com o Rio São Francisco, não permitindo sua verificação.

Além dos índices de interpretação do perfil longitudinal, a extração dos principais lineamentos de relevo e determinação das principais direções destas feições lineares permitiu determinar o conjunto das principais direções, indicando o *trend* das bacias. A correlação entre os lineamentos de relevo extraídos e as estruturas já mapeadas para as bacias permitiu associar o relevo da área a condicionantes estruturais, corroborando com o mapeamento de anomalias que indicam a existência de controle estrutural na elaboração das formas.

## REFERÊNCIAS

BARROS, A. C. M.; CÔRREA, A. C. B.; TAVARES, B. A. C. Controles estruturais sobre a sedimentação de fundo de vale na bacia do Riacho Grande/PB. **Clio Arqueológica**, Recife, v. 32, n. 3, p. 1-36, 2017.

CHIESSI, C. M. **Tectônica Cenozóica do Maciço Alcalino do Passa Quatro (SP-MG-RJ)**. 2004. 117 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied hydrology**. 1988.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica das bacias hidrográficas. **Boletim Geográfico**, n. 18, p. 131-159, 1971.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Editora Edgar Blücher, 1974.

CORRÊA, A. C. B. *et al.* Megageomorfologia e morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 31, n. 1-2, p. 35-52, 2010.

CORRÊA, A. C. B.; FONSÊCA, D. N. Lineamentos de drenagem e de relevo como subsídio para a caracterização morfoestrutural e reativações neotectônicas da área da Bacia do Rio Preto, Serra do Espinhaço Meridional – MG. **Revista de Geografia**, Recife, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, 2010.

CROSBY, B. T.; WHIPPLE, K. X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. **Geomorphology**, v. 82, p. 16 – 38, 2006.

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

DORNELLAS, P. C. *et al.* Análise Morfométrica da Bacia do Alto Rio Paraíba, Região Semiárida do Estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 3, 2020.

ETCHEBEHERE, M. L. C. *et al.* Detecção de prováveis deformações neotectônicas no Vale do Rio do Peixe, Região Ocidental Paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 3, p. 271-287, 2006.

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

ETCHEBEHERE, M. L. C. *et al.* Aplicação do Índice “Relação Declividade-Extensão – RDE” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, out. 2004.

GILBERT, G. K. The convexity of hill tops. *Jour. Geology*, v. 17, p. 344-350, 1909.

GILBERT, G. K. The geology of the Henry Mountains. U. S. Dpart. of the Interior, Washington, EUA. 1877.

HACK, J. T. Dinamic Equilibrium and Landscape Evolution. *In*: MELHORN, W. N. **Theories of landform Development**. Boston: Allen and Unwin, 1965a, p. 87-102.

HACK, J. T. Geomorphology of the Shenandoah Valley, Virginia and West Virgínia, and origin of the residual ore deposits. **Geological Survey Professional Paper**, 1965b.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **Amer. Journal of Science**, v. 1, n. 4, p. 80-97, 1960.

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

HACK, J. T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, **Geological Survey Professional Paper**, 294-B, p. 45-97, 1957.

HARE, P. W.; GARDNER, I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. *In*: MORISAWA, M.; HACK, J. T. (org.) **Tectonic Geomorphology**: Proceedings 15th. Annual Binghamton Geomorphology Simp., 1985. Boston: Unwin, 1989. p. 76-104.

HAVIV, I. *et al.* Evolution of vertical knickpoints (waterfalls) with resistant caprock: insights from numerical modeling. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, p. 1-22, 2010.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 56, p. 275-370, 1945.

KOSIN, M. *et al.* (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Sistema de Informações Geográficas Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília, 2004.

LAGUE, D. The stream power river incision model: evidence, theory and beyond. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, p. 38–61, 2014.

LIMA, A. G. Índice de gradiente de canal: significados e diretrizes para aplicação. **Geosul**, Florianópolis, v. 28, n. 56, p. 147-162, jul./dez. 2013.

McKEOWN, F. A *et al.* Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. **U. S. Geological Survey Bulletin**, n. 1807, p. 1-39, 1988.

MENDES, V. A. *et al.* Programa Geologia do Brasil-PGB. Arapiraca. FolhaSC.24-X-D. Estados de Alagoas, Pernambuco e Sergipe. Mapa Geológico. Recife: CPRM, 2009, 1 mapa, color, 112,37 cm x 69,42 cm. Escala - 1 :250.000. 2009.

MONTEIRO, K. A.; CORREA, A. C. B. Application of morphometric techniques for the delimitation of Borborema Highlands, northeast of Brazil, eastern escarpment from drainage knick-points. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 103, p. 1-12, 2020.

PEIFER, D.; CREMON, E. H.; ALVES, F. C. Ferramentas modernas para a extração de métricas de gradientes fluviais a partir de MDEs: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 1, p. 117-138, 2020.

PIACENTINI, D. *et al.* SLiX: A GIS Toolbox to support along-stream knickzones detection through the computation and mapping of the Stream Length-Gradient (SL) Index. **Geo- ISPRS International Journal Information**, v.9, n. 69, p. 1-15, 2020.

SANTOS, D. A. R.; MORAIS, F. Assimetria de bacias hidrográficas e influências litoestruturais na geomorfologia do Rio Formoso, TO. **Caminhos de geografia**, v. 18, n. 61, p. 180–199, 2017.

SCHEIDEGGER, A. E. The algebra of stream-order numbers, U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, p. 187–189, 1965.

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

SEIDL, M. A.; DIETRICH, W. E. The Problem of Channel Erosion into Bedrock. **Catena Supplement: Functional geomorphology; Landform Analysis and Models**, v. 23, pp. 101–124, 1992.

SHREVE, R. L. Infinite topologically random channel networks. **Journal of Geology**, v.75, p.179-186, 1967.

SHREVE, R. L. Statistical law of stream numbers. **Journal of Geology**, v.74, p.17-37, 1966.

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

WALCOTT, R.; SUMMERFIELD, M. Scale dependence of hypsometric integrals: An analysis of southeast African basins. **Geomorphology**, v. 96, p. 174–186, 2008.

WHIPPLE, K. X.; DIBIASE, R. A.; CROSBY, B. T. Bedrock rivers. *In*: SHRODER, J. (org.) **Treatise on Geomorphology**. San Diego: Ed. Academic Press, 2013. p. 550–573.

WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Dynamics of the stream power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 104, n. B8, p. 17661-17674, 1999.