

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALFENAS - MG
Curso de Geografia – Bacharelado

RAISSA EDUARDA DA SILVA ARCHANJO

**CONTROLES MORFOESTRUTURAIS DA BORDA SUL DO CRÁTON DO SÃO
FRANCISCO E DOS CINTURÕES MÓVEIS NEOPROTEROZOICOS NA
EVOLUÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DAS MORTES (MG)**



Alfenas - MG

2023

RAISSA EDUARDA DA SILVA ARCHANJO

CONTROLES MORFOESTRUTURAIS DA BORDA SUL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E DOS CINTURÕES MÓVEIS NEOPROTEROZOICOS NA EVOLUÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DAS MORTES (MG)

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado como parte dos requisitos para obtenção do título de Bacharel em Geografia pelo Instituto de Ciências da Natureza da Universidade Federal de Alfenas- MG, sob orientação do(a) Prof. Dr. Felipe Gomes Rubira

Alfenas – MG
2023

Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal de Alfenas
Biblioteca Unidade Educacional Santa Clara

Archanjo, Raissa Eduarda da Silva .

CONTROLES MORFOESTRUTURAIS DA BORDA SUL DO CRÁTON DO
SÃO FRANCISCO E DOS CINTURÕES MÓVEIS NEOPROTEROZOICOS NA
EVOLUÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DAS MORTES (MG) /

Raissa Eduarda da Silva Archanjo. - Alfenas, MG, 2023.

85 f. : il. -

Orientador(a): Felipe Gomes Rubira.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geografia) -
Universidade Federal de Alfenas, Alfenas, MG, 2023.

Bibliografia.

1. Cráton. 2. Cinturões Móveis. 3. Tectônica. 4. Estrutura. 5.
Morfologia. I. Rubira, Felipe Gomes, orient. II. Título.

Ficha gerada automaticamente com dados fornecidos pelo autor.

Banca Examinadora

Titulação, nome completo e instituição do Orientador

Titulação, nome completo e instituição do Avaliador 01

Titulação, nome completo e instituição do Avaliador 02

Alfenas (MG), __/__/____

Resultado

EPÍGRAFE

“O presente é a chave para o passado.”

James Hutton, (1788).

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos meus avós, Vera Lúcia da Silva e José Maria da Silva, que sempre me apoiaram a seguir meus sonhos.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus e à minha família, que me apoiaram nesta jornada acadêmica. Minha mãe, Edna Lucia da Silva, minha tia, Adriana Rita Araújo, meu padrasto, Fernando Sérgio de Moraes, meus irmãos, Isabella Silva Santos e Miguel Silva Moraes, minha tia-avó, Maria José Cândida e especialmente aos meus avós, Vera Lúcia da Silva e José Maria da Silva, que me deram força para continuar estudando. A vocês, meus mais sinceros agradecimentos e gratidão eterna.

Sou grata aos professores que desempenharam um papel crucial na minha jornada até este ponto. Em particular, quero expressar minha gratidão ao meu orientador, Prof. Dr. Felipe Gomes Rubira. Ao qual tive a chance de trabalhar com ele no último ano da minha graduação. Essa experiência permitiu redescobrir meu lugar dentro da Geografia.

Sou grata pelos amigos que conquistei em Alfenas - Maria Laura, Felipe, Rodrigo, Evellyn, Leandro, Igor, Lucas e Gustavo, com destaque especial para Amanda. Além disso, estendo minha gratidão à Jessica, uma amizade preciosa que nasceu no Rio de Janeiro. Essas pessoas estiveram constantemente ao meu lado, apoiando-me de forma incondicional ao longo desta jornada. Quero expressar também o meu agradecimento aos meus colegas de curso, com quem compartilhei experiências durante todos esses anos. Obrigada pela camaradagem e pelas trocas valiosas que contribuíram significativamente para o meu amadurecimento pessoal e acadêmico.

Muito obrigada a todos!

RESUMO

A bacia hidrográfica do rio das Mortes está relacionada à transição entre a borda sul do Cráton do São Francisco com os cinturões móveis NEOPROTEROZOICOS associados à Faixa Brasília e Faixa Ribeira. Esse contexto regional está vinculado a episódios de colisão associados à formação do supercontinente Gondwana, conhecidos como Orogenia Neoproterozoica Brasileiro-Pan-Africana. Esse evento tectônico ocasionou dobramentos, falhamentos e metamorfismo devido à colisão de blocos crustais que originaram o cinturão móvel denominado Faixa Brasília. Com base nessas premissas, esta pesquisa analisou a bacia hidrográfica do rio das Mortes (MG) utilizando geotecnologias e índices morfométricos para identificar influências de controles estruturais no relevo e na rede de drenagem. Para tanto, utilizamos os seguintes índices/parâmetros: (1) *Stream Length-Gradient Index (SL)*; (2) *normalized channel steepness index* (k_{sn}); (3) densidade de lineamentos estruturais e diagrama de roseta; (4) índice de rugosidade; (5) índice de concentração de rugosidade; (6) relação de relevo; (7) *geomorphons*; (8) orientação das vertentes; (9) perfis topográficos transversais aos vales fluviais; (10) fator de simetria topográfica transversa; (11) fator de assimetria da bacia de drenagem; (12) hierarquia fluvial; (13) índice de sinuosidade; (14) densidade hidrográfica; (15) densidade de drenagem; (16) coeficiente de Compacidade; (17) índice de circularidade; (18) fator forma; e (19) curva hipsométrica. Os resultados revelam a influência do controle estrutural na evolução da paisagem, com padrões complexos relacionados aos processos tectônicos nas Faixas Brasília, Ribeira e Cráton do São Francisco. Nossos resultados evidenciam que a orogenia Neoproterozoica Brasileiro-Pan-Africana desempenhou um papel fundamental na evolução da paisagem ao criar características geológicas únicas que impactaram diretamente o relevo e a rede de drenagem através de eventos tectônicos marcantes. A diversidade litológica, que abrange do Mesozoico ao Cenozoico, sublinhou a importância do controle estrutural na evolução da paisagem. Do mesmo modo, nossos resultados ilustram que a evolução do canal em regiões cratônicas é muitas vezes mais gradual. Embora as áreas cratônicas possam ter experimentado eventos tectônicos significativos no passado, a influência tectônica atual é menor. Isso resultou em condições mais estáveis para os sistemas fluviais, com menos ajustes morfológicos frequentes. A análise integrada dos parâmetros morfológicos e morfométricos proporcionou uma compreensão abrangente da dinâmica geomorfológica da bacia hidrográfica do Rio das Mortes. Observou-se comportamento distinto ao longo da bacia, indicando a influência de reajustes erosivos e mecanismos de controle estruturais, tectônicos e esculturais na dinâmica da atual configuração geomórfica. A interação entre o Cráton do São Francisco e os cinturões móveis neoproterozoicos moldou a geologia regional e impactou diretamente a dinâmica fluvial, contribuindo para a heterogeneidade morfológica observada na região.

Palavra-chave: Cráton, Cinturões Móveis, Tectônica, Estrutura, Morfologia.

ABSTRACT

The Mortes river basin is associated with the transition between the southern edge of the São Francisco Craton and the Neoproterozoic mobile belts associated with the Brasília Belt and Ribeira Belt. This regional context is linked to collision episodes associated with the formation of the Gondwana supercontinent, known as the Neoproterozoic Brasiliano-Pan-African Orogeny. This tectonic event led to folding, faulting, and metamorphism due to the collision of crustal blocks that originated the mobile belt called the Brasília Belt. Based on these premises, this research analyzed the Mortes river basin using geotechnologies and morphometric indices to identify influences on structural, tectonic, sculptural, and anthropic controls on the terrain and drainage network. To do so, we used the following indices/parameters: (1) Stream Length-Gradient Index (SL); (2) normalized channel steepness index (ksn); (3) structural lineament density and rose diagram; (4) roughness index; (5) roughness concentration index; (6) relief ratio; (7) geomorphons; (8) slope aspect; (9) topographic profiles transverse to river valleys; (10) transverse topographic symmetry factor; (11) drainage basin asymmetry factor; (12) stream hierarchy; (13) sinuosity index; (14) hydrographic density; (15) drainage density; (16) Compactness coefficient; (17) circularity index; (18) form factor; and (19) hypsometric curve. The results reveal the influence of structural control on landscape evolution, with complex patterns related to tectonic processes in the Brasília, Ribeira Belts, and São Francisco Craton. Our findings highlight that the Neoproterozoic Brasiliano-Pan-African orogeny played a crucial role in landscape evolution by creating unique geological features that directly impacted the terrain and drainage network through significant tectonic events. The lithological diversity, spanning from Mesoarchean to Cenozoic, underscores the importance of structural control in landscape evolution. Similarly, our results illustrate that channel evolution in cratonic regions is often more gradual. Although cratonic areas may have experienced significant tectonic events in the past, the current tectonic influence is lesser. This has resulted in more stable conditions for river systems, with fewer frequent morphological adjustments. The integrated analysis of morphological and morphometric parameters provided a comprehensive understanding of the geomorphological dynamics of the Mortes river basin. Distinct behavior was observed throughout the basin, indicating the influence of erosive readjustments and structural, tectonic, and sculptural control mechanisms in shaping the current geomorphic configuration. The interaction between the São Francisco Craton and the Neoproterozoic mobile belts shaped the regional geology and directly impacted fluvial dynamics, contributing to the observed morphological heterogeneity in the region.

Keywords: Craton, Mobile Belts, Tectonics, Structure, Morphology.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Cálculo Hack (1973).....	26
Figura 2 - Mapa de localização e domínios morfoestruturais da BH Mortes.....	28
Figura 3 - Idade mínima das principais unidades de afloramentos e rede de drenagem	29
Figura 4 - Geologia da BH do Rio das Mortes	30
Figura 5 - Hipsometria e divisores de drenagem.....	31
Figura 6 - Classes pedológicas da BH.....	32
Figura 7 - Fluxograma metodológico	33
Figura 8 - Representação gráfica dos elementos geomorphons	38
Figura 9 - Definição dos geomorphons	39
Figura 10 - Ângulos de direção de vertentes	39
Figura 11 - A) knickpoints > 5m. B) knickpoints > 10 m. C) knickpoints > 15m. D) knickpoints > 20m.	43
Figura 12 - Geologia simplificada da área e knickpoints com maiores magnitudes da bacia ..	44
Figura 13 - Magnitude dos padrões de pontos em redes (PPS). A) Knickpoints > 5m; B) Knickpoints > 10m; C) Knickpoints > 15m; e D) Knickpoints > 20m	45
Figura 14 - A) Mapa geologia com knickpoints > 20m plotados, B) Densidade kernel knickpoints > 20 m	46
Figura 15 - Perfis compostos com knickpoints e graus de magnitude. A) 5 m, B) 10 m, C) 15 m, D) 20 m.....	47
Figura 16 - Declividade x Área de contribuição	48
Figura 17 - Perfil longitudinal do rio principal com knickpoints e graus de magnitude. A) 5 m. B) 10 m. C)15 m. D) 20 m.....	49
Figura 18 - Perfil Longitudinal do rio das mortes evidenciando as anomalias, litologia, e valor do stream length-gradient de Hack (1973)	50
Figura 19 - Ângulo médio de elevação das encostas e gradiente de dispersão	51
Figura 20 - ksn da BH Rio das Mortes	52
Figura 21 - Valores dos pixels, A) Área média da bacia, B) Rio principal.....	53
Figura 22 - Anomalias positivas e negativas	53
Figura 23 - A) Lineamentos estruturais, B) densidade de lineamentos estruturais, C) diagrama de roseta.....	54
Figura 24 - A) Fator de assimetria da bacia de drenagem. B) Fator de simetria topográfica	

transversa	55
Figura 25 - A) Mapa de rugosidade local; B) Mapa de declividade.....	57
Figura 26 – Perfis topográficos e cortes esquemáticos transversais entre os interflúvios em relação ao canal principal (A, B, C, D, E).....	58
Figura 27 - Classificação geomorphons	59
Figura 28 - Comparação dos vales com a rede de drenagem	60
Figura 29 - A) Hierarquia fluvial; B) Mapa de densidade hidrográfica; C) Mapa de densidade de drenagem.....	61
Figura 30 - Coeficiente de compacidade, índice de circularidade e fator forma da bacia hidrográfica do Rio das Mortes (MG)	62
Figura 31 - Curva integral hipsométrica.....	63
Figura 32 - Orientação das Vertentes da Bacia do Rio das Mortes	64

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Área e porcentagem das orientações.....	63
--	----

LISTA DE SIGLAS

ANA – Agência Nacional das Águas
Ar – Área à direita da Bacia
At – Área total da Bacia
B – Comprimento Axial
BH – Bacia Hidrográfica
CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
Dd – Densidade de Drenagem
Dh – Densidade Hidrográfica
FABD – Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem
FF – Fator de Forma
FSTT – Fator de Simetria Topográfica Transversa
Hi – Integral Hipsométrica
Hm – Amplitude Altimétrica
IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
Ic – Índice de Circularidade
Ir – Índice de Rugosidade
Is – Índice de Sinuosidade
KSN – Índice de Inclinação do Canal Normalizado
L – Largura Média
Lc – Comprimento do Canal Principal
Lt – Comprimento Total dos Canais
MDE – Modelo Digital de Elevação
MO – Mortes
RG – Rio Grande
Rr – Relação de Relevo
SF – São Francisco
SL – Stream Length
SRTM – Shuttle Radar Topography Mission
UFV – Universidade Federal de Viçosa
UHE – Usina Hidrelétrica
USGS – United States Geological Survey

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	15
2. OBJETIVOS	16
2.1 OBJETIVO GERAL	16
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	16
3. JUSTIFICATIVAS.....	16
4. REFERENCIAL TEÓRICO	17
4.1 GEOMORFOLOGIA FLUVIAL.....	17
4.2 A TEORIA DO EQUILÍBRIO DINÂMICO.....	20
4.3 MORFOMETRIA APLICADA À GEOMORFOLOGIA FLUVIAL.....	24
4.4 ANOMALIAS DE DRENAGEM E MÉTRICAS DE QUANTIFICAÇÃO.....	25
5. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA.....	27
6. MATERIAIS E MÉTODOS	33
6.1 MATERIAIS	33
6.2 MÉTODOS.....	35
6.2.1 Perfis Longitudinais	35
6.2.2 Stream Length-Gradient Index, Normalized Steepness Index e knickpoints.....	36
6.2.3 Densidade de lineamentos estruturais e diagrama de rosetas.....	37
6.2.4 Relação de relevo, rugosidade e concentração de rugosidade.....	37
6.2.5 Compartimentação do relevo e orientação das vertentes.....	38
6.2.6 Fator de simetria e assimetria da drenagem.....	39
6.2.7 Hierarquia, sinuosidade, densidade hidrográfica e densidade de drenagem	40
6.2.8 Compacidade, circularidade, fator forma e curva hipsométrica da bacia.....	41
7. RESULTADOS.....	42
8. DISCUSSÕES	64
8.1 CONTROLE ESTRUTURAL NA EVOLUÇÃO DA PAISAGEM	64
8.2 CONDIÇÕES DE EQUILÍBRIO FLUVIAL	66
8.3 REFLEXOS NA HIDROGEOMORFOLOGIA FLUVIAL	68
9. CONCLUSÃO.....	69
10. REFERÊNCIAS	69

1. INTRODUÇÃO

Christofolletti (1980), principal difusor da morfometria no Brasil, destaca a importância de adotar recortes espaciais vinculados às bacias hidrográficas para análises geomorfológicas. Essas bacias, enquanto sistemas abertos, promovem uma contínua troca de matéria e energia entre seus componentes ambientais, refletindo-se nos padrões geométricos da drenagem e do relevo (SOTCHAVA, 1977).

Desde a primeira metade do século XX, pesquisadores têm conduzido estudos sobre atributos morfométricos e morfológicos de sistemas hidrogeomorfológicos, fundamentando-se nos princípios teóricos e metodológicos estabelecido por Gravelius (1914) e Horton (1945). Ao longo da segunda metade do século XX, houve uma disseminação significativa do uso de métodos quantitativos para investigar bacias hidrográficas, redes de drenagem e relevos, especialmente entre pesquisadores geomorfológicos anglo-saxões (STRAHLER, 1952; MILLER, 1953; SCHUMM, 1956; MELTON, 1957; STRAHLER, 1957; 1958; CHORLEY, 1962; SCHUMM, 1963; CHORLEY; KENNEDY, 1971; HOBSON, 1972; HACK, 1973; HARE; GARDNER, 1985; COX, 1994).

Nas últimas décadas, o aprimoramento de técnicas de análise espacial, como geoprocessamento e sensoriamento remoto, automatizou a avaliação de dados morfométricos em ambiente computacional. Esse processo resultou em investigações mais econômicas, eficientes e precisas. Além disso, permitiu o aperfeiçoamento de antigos índices; o desenvolvimento de novas metodologias integradas aos já reconhecidos sistemas de informações geográficas; e a criação de novos *softwares* de alto desempenho baseados em *machine learning* e *python*, ampliando as possibilidades de sobreposição de dados (MONTEIRO *et al.*, 2010; SCHWANGHART, 2010; KIRBY; WHIPPLE, 2012; SCHWANGHARTE; SCHERLER, 2014, 2017; STOLLE *et al.*, 2019; SCHAWANGHART; MOLKENTHIN; SCHERLER, 2021).

Guerra e Guerra (2008) destaca a essencialidade dos estudos morfométricos das bacias para compreender o estágio evolutivo e o comportamento hidrológico da rede de drenagem, auxiliando na compreensão de processos morfogenéticos na morfoescultura da paisagem. Enquanto Rockziegel e Robaina (2006) afirmam que esses estudos são fundamentais para o desenvolvimento de planos de gestão visando a utilização sustentável dos recursos naturais. Pesquisas como as de Etchebehere *et al.* (2004) e Martinez (2005) ilustraram essa importância ao analisarem o rearranjo da rede de drenagem em diferentes regiões do Brasil.

A partir dessas acepções teóricas, esta pesquisa objetiva analisar os parâmetros

morfológicos e morfométricos da bacia hidrográfica do rio das Mortes (MG) para identificar como os controles estruturais, tectônicos, esculturais e antrópicos influenciam na configuração atual do relevo e da rede de drenagem.

Para atingir esse objetivo, torna-se essencial a aplicação de índices morfométricos para a mensuração de parâmetros morfotectônicos, morfoestruturais, morfológicos e morfohidrológicos regionais. Esses índices e variáveis, quando sobrepostos e integrados, têm a capacidade de indicar possíveis reajustes erosivos e capturas de drenagem que estão relacionados com antigas linhas de falhas e variações litológicas herdadas de eventos orogênicos e de colapsos tectônicos dos orógenos (DELGADO *et al.*, 2003; HEILBRON *et al.*, 2004; HASUI, 2010).

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Analisar parâmetros do relevo e da drenagem da bacia hidrográfica do Rio das Mortes para avaliar influências estruturais, tectônicas, esculturais e antrópicas sobre o desenvolvimento das atuais configurações.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analisar os fatores condicionantes da gênese e evolução do relevo local.
- Identificar setores anômalos ao longo dos perfis longitudinais.
- Avaliar o controle exercido pelas estruturas geológicas e reativações tectônicas.
- Determinar a preferência do deslocamento lateral do canal principal.
- Mensurar o grau de dissecação e entalhamento da drenagem.
- Identificar setores com maior capacidade de infiltração e escoamento superficial.
- Determinar a tendência de suscetibilidade a enchentes e cheias na bacia hidrográfica.

3. JUSTIFICATIVAS

A investigação de parâmetros morfológicos e morfométricos do relevo e da rede de drenagem, quando aplicada a índices contemporâneos, é essencial para a compreensão dos processos geomorfológicos regionais. A evolução da paisagem ocorre de maneira gradual, sob o controle da relação concomitante entre as forças endógenas e exógenas, determinantes na elaboração do relevo.

Os movimentos tectônicos desempenham um papel primordial na gênese de cinturões orogênicos, como os dobramentos modernos, e nos crátons, que representam antigos

dobramentos sujeitos a processos denudacionais. Compreende-se que o rio é o componente mais sensível em relação às perturbações tectônicas, apresentando rápida resposta aos processos deformacionais (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004). Adicionalmente, a sucessão de climas contribui de maneira equivalente para a esculturação do relevo, exercendo influência decisiva sobre a dinâmica fluvial (GROTZINGER; JORDAN, 2023). Nessa perspectiva, dentre os inúmeros componentes que moldam a paisagem, os canais fluviais destacam-se como principais agentes esculturais que modelam o relevo (GROTZINGER; JORDAN, 2023).

Nesta perspectiva, a análise dos elementos que moldam o modelado terrestre é fundamental para compreender e caracterizar a morfodinâmica atual, pois relaciona-se à dinâmica dos sistemas de bacias hidrográficas com a história inerente às estruturas orogênicas herdadas por processos colisionais. Nesse contexto, a compartimentação morfoestrutural torna-se imprescindível em estudos que buscam analisar a evolução das paisagens a longo prazo, destacando-se como um meio crucial para a análise evolutiva de sistemas geomórficos (TEODORO *et al.*, 2015; SORDI; SALGADO; PAISANI, 2015; PINTO *et al.*, 2018).

Assim, esta pesquisa se justifica, uma vez que investiga os controles morfoestruturais presentes na interface entre a transição da borda sul do Cráton do São Francisco e os Cinturões Móveis Neoproterozoicos, visando compreender o papel dessas estruturas no desenvolvimento das atuais configurações do relevo e da drenagem na bacia hidrográfica do Rio das Mortes. A área da pesquisa além de compreender os domínios morfoestruturais também chama atenção pelo contexto histórico que está localizada vinculado ao forte atrativo geológico e mineral depois da descoberta do ouro em Minas Gerais (MINEIRO, 2014).

4. REFERENCIAL TEÓRICO

4.1 GEOMORFOLOGIA FLUVIAL

A geomorfologia fluvial visa a compreensão e estudo da história do relevo fluvial e dos processos de formação, ou seja, a maneira como os rios atuam (THORNDYCRAFT; BENITO; GREGORY, 2008). Dentre as várias subáreas da geomorfologia, como geomorfologia tectônica, geomorfologia climática, geomorfologia estrutural e geomorfologia escultural, é na geomorfologia fluvial que se compreende as dinâmicas fluviais e do papel dos rios na formação da morfologia terrestre (WOHL, 2014).

Estudos clássicos na área procuraram compreender as formas e os processos fluviais associados aos condicionantes geológicos e geomorfológicos, bem como os mecanismos de funcionamento dos rios brasileiros em diversas paisagens e escalas variadas. Bigarella *et al.*,

(1994) elucidou as associações entre a dinâmica dos rios, a gênese e as formas das paisagens tropicais, buscando definir modelos conceituais. Christofolletti (1980) argumentou que é necessário entender os processos e formas relacionados aos escoamentos dos rios.

As bacias de drenagem compõem o arcabouço fluvial e são condicionadas pelos divisores de águas. Os divisores são áreas altas que separam os rios e os gradientes fluviais de diferentes bacias e caracterizam-se em três tipos: topográficos ou superficiais, geológicos e freático (GUERRA; CUNHA, 1996). A relação dos rios com o lençol subterrâneo delimita-se pelas águas subsuperficiais que alimentam os cursos d'água superficiais, caracterizando, assim, os rios efluentes, que recebem contribuição contínua de água do subsolo em regiões úmidas, e os rios influentes, que perdem água para o subsolo em regiões secas (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017; GUTIERRES *et al.*, 2020).

Os fluxos desempenham um papel crucial nesse ambiente, sendo espacialmente definidos pela distribuição da velocidade do canal. Esses fluxos categorizam-se em dois tipos: (i) fluxo laminar, que ocorre em canais retilíneos e apresenta baixa velocidade (CHRISTOFOLETTI, 1980; SUGUIO; BIGARELLA, 1990); e (ii) fluxo turbulento, caracterizado por movimentos caóticos e heterogêneos, com correntes contrárias ao rio principal. As alterações nos fluxos impactam o transporte das cargas sedimentares, que ocorre por meio de suspensão, saltação e rolamento (FELIX; HORN FILHO, 2020). A variação desses processos está relacionada à granulação das partículas, determinando tamanho e forma (YOUNG *et al.*, 2012; SANTOS; CARVALHO; MAGALHÃES JUNIOR, 2021; KONDOLF; BIZZI, 2022).

Assim, os fluxos hídricos desempenham papel fundamental ao refletir a interação de várias características da paisagem, como aspectos geológicos e geomorfológicos. Compreender a rede de drenagem implica também entender as inter-relações entre os elementos que compõem a paisagem (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). O perfil longitudinal de um rio, determinado por um corte desde a nascente até a foz, torna-se um fator crucial para compreender o comportamento dos rios, evidenciando setores com predisposição à erosão, transporte e deposição de materiais (ZANCOPE; PEREZ FILHO; JÚNIOR, 2009; SOUZA; MARTINS; FARIA, 2011). Por outro lado, o perfil transversal estabelece a relação entre a forma do leito do canal e as encostas e vales adjacentes (GRISON; KOBİYAMA, 2011; LIMA; MARÇAL, 2013).

As redes de drenagem manifestam padrões determinados pela resistência litológica, ocupando zonas de fraqueza nas rochas. Dessa maneira, os cursos d'água se acumulam em

feições que permitem a acomodação e circulação da água (CHEREM *et al.*, 2014; SANTOS; MARÇAL, 2021). Simultaneamente, a fisiologia fluvial caracteriza os tipos de leitos, que variam devido à descarga e topografia dos canais, podendo ser classificados da seguinte forma: (i) leito menor, referente à área ocupada pelas águas, impedindo o crescimento da cobertura vegetal e possuindo margens bem definidas; (ii) leito vazante, compreendendo a parte ocupada durante as águas de vazante, que percorrem dentro do leito menor; e (iii) leito maior, no qual as águas regulares extravasam para essa área pelo menos uma vez ao ano durante as cheias (ALMEIDA; CARVALHO, 2010; SOUSA *et al.*, 2022).

Conforme Huggett (2011), a maioria das redes de fluxo se adapta ao declive e ao embasamento geológico, associando-se a fraturas em determinadas rochas. A compreensão dessas perspectivas permite contar a história da evolução da paisagem por meio dos rios. Portanto, é necessário compreender os aspectos geológicos e a hierarquia de canais fluviais, indicando alguns processos de evolução e formação da estrutura morfológica (SORDI *et al.*, 2015; PINTO *et al.*, 2018). Esses processos moldam o relevo por meio da erosão e dissecação, resultantes da ação fluvial. Fatores como esses, quando associados às condições climáticas e morfológicas, determinam o padrão do sistema de drenagem (SANTOS; OLIVEIRA, 2015; LUPINACCI; SOUZA, 2019).

Os canais fluviais, seguem padrões definidos pelas configurações de ajustamento tectônico e climático (ARAÚJO, 2017; SILVA; SILVA, 2020). Essas configurações originam diferentes tipos de canais: (i) entrelaçados, que se desenvolvem em ambientes de deposição, como áreas de planícies aluviais, leques e deltas, apresentando sucessivas divisões que acomodam sedimentos clásticos e margens suscetíveis a processos erosivos, sendo bastante comuns em regiões áridas (RICCOMINI; COIMBRA, 1993; SILVA; RODRIGUES, 2012); (ii) retilíneos, normalmente associados a fluxos hídricos que percorrem linhas de falhas ou fraturas e rochas de durezas semelhantes, ligadas a vertentes íngremes (RICCOMINI *et al.*, 2009; SOUSA; OLIVEIRA, 2017; MENEZES; SALGADO, 2019); (iii) meandrantes, que apresentam maior sinuosidade e são associados a uma redução da declividade, favorecendo a formação de zonas de acomodação de sedimentos e o desenvolvimento de leitos e largas planícies compostas por sedimentos clásticos inconsolidados (LEOPOLD; WOLMAN, 1957; SCHENK, 2014; MORAIS; ROCHA, 2016; FERNANDES *et al.*, 2023); (iv) e padrão anastomosado, definidos por sucessivas ramificações e reencontros de fluxos separados por bancos de areia, responsáveis pelo desenvolvimento de múltiplos canais durante o período de estiagem, posteriormente submersos nos períodos de cheias (ROCHA, 2009). Os rios

anastomosados caracterizam-se por apresentar canais largos, proporcionando maior velocidade para o transporte de sedimentos e contínuas migrações laterais (BESSANI *et al.*, 2018).

Conforme Christofolletti (1980), além da classificação dos canais fluviais, existe também a classificação geométrica dos padrões de drenagem. Desta maneira, Riccomoni *et al.* (2009) expõem a existência de quatro padrões de drenagem no Brasil: (i) dendrítica, (ii) paralela, (iii) radial, (iv) treliça. A drenagem dendrítica se assemelha a uma árvore com ramificações irregulares, correspondendo aos afluentes. Esse padrão ocorre principalmente na horizontal e em áreas com resistência uniforme (JESUS; BARRETO, 2021; FIRMINO *et al.*, 2022). Por outro lado, a drenagem paralela configura-se em canais com certo paralelismo, desenvolvendo-se em substratos que possuem resistências uniformes e inclinações regionais marcadas (FIRMINO *et al.*, 2022). Por conseguinte, as características dos tipos de drenagens radiais são estabelecidas a partir da fluidez em todas as direções de um trato. Esse tipo específico de drenagem é encontrado em domos topográficos, como cones vulcânicos e outras colinas de geometria cônica isoladas (MANOEL; ROCHA, 2017; MELO; RUBIRA; VILLELA, 2018). Contudo, a caracterização da drenagem treliça se orienta por outras formas, associando-se a camadas dobradas ou com histórico recente de deposição (HUGGETT, 2011).

4.2 A TEORIA DO EQUILÍBRIO DINÂMICO

O termo equilíbrio na geomorfologia é comumente utilizado em associação com princípios físicos, sendo aplicado conforme a natureza dos fenômenos das geociências para elucidar os processos e formas de um sistema (BERTOLINI; DEODORO; BOETTCHER, 2019). A abordagem convencional para conceituar o equilíbrio postula que, após um intervalo de tempo determinado, o sistema geomorfológico atinge um estado dinamicamente estável (MATTOS; PEREZ FILHO, 2004; BERTOLINI; DEODORO; BOETTCHER, 2019). Assim, a teoria do equilíbrio dinâmico, utilizada para explicar as feições da paisagem como princípio universal, representa um meio pelo qual podemos compreender a atuação dos processos no desenvolvimento das formas.

Ao adotar o conceito de equilíbrio como metodologia primária na geomorfologia, diversos autores impulsionaram o progresso dos estudos sobre a evolução das formas na superfície terrestre (DAVIS, 1899; GILBERT, 1877; HACK, 1960, 1965, 1973, 1975; SCHUMM; LICHTY, 1965; SCHUMM, 1975; THORN; WELDFORD, 1994; CHORLEY, 1962). Gilbert (1877) e Davis (1889) utilizaram o princípio do equilíbrio dinâmico para caracterizar o estudo das formas, enquanto Strahler (1950) aplicou o modelo teórico conceitual

para compreender a evolução das paisagens. Esse modelo requer um estado de equilíbrio entre forças opostas que operam em taxas iguais, e seus efeitos não se anulam completamente, resultando em um estado estável (HACK, 1960).

Para Gilbert (1877), a concepção de equilíbrio está relacionada aos aspectos fluviais das paisagens continentais. O autor destaca que o equilíbrio representa uma igualdade de forças que se anulam ou se equilibram (BERTOLINI; DEODORO; BOETTCHER, 2019). Gilbert (1877) denomina essa noção de equilíbrio como equilíbrio dinâmico, onde a aplicação das noções de igualdade visa compreender as taxas de degradação em todas as partes de uma vertente (sistema). A condição enfatizada pelo autor é que a evolução das vertentes, neste exemplo, manteria uma forma constante de reajuste até atingir novamente o equilíbrio (GILBERT, 1877; FIERZ, 2016; BERTOLINI; DEODORO; BOETTCHER, 2019).

A questão do equilíbrio é também tratada pela morfometria (ALVES; CASTRO, 2003). Gilbert (1877) esclarece que, nos ambientes fluviais, as áreas de igual resistência litológica alcançam a condição de equilíbrio devido às diferenças nas declividades entre afluentes menores e maiores. A denudação ocorre de maneira mais rápida onde a resistência estrutural é menor (GILBERT, 1877; BERTOLINI; DEODORO; BOETTCHER, 2019). Assim, a aplicação de índices morfométricos que avaliem a distribuição espacial dos parâmetros em relação aos afloramentos litológicos fornece indicadores confiáveis sobre as condições de equilíbrio e desequilíbrio em uma bacia hidrográfica (REIS, *et al.*, 2023).

Segundo Fierz (2016), diversos pesquisadores enriqueceram o escopo teórico da proposta de Hack (1960), apresentando divergências em relação às descon siderações acerca do tempo na teoria (SCHUMM; LICHTY, 1965). Autores como Langbein e Leopold (1964), Thorn e Welford (1994), destacaram a importância de diferenciar o equilíbrio dinâmico e a terminologia do estado estável (*steady state*). Esses autores apontam que Hack (1975) cometeu o erro de misturar as duas propostas, ressaltando que o estado estável pode ser identificado em um sistema aberto, diferenciando-se do estado estacionário do equilíbrio, que está relacionado a sistemas fechados (LEOPOLD; LANGBEIN, 1962; THORN; WELFORD, 1994). Um sistema fechado possui limites permeáveis à passagem de energia, mas não de matéria, enquanto um sistema aberto possui limites pelos quais tanto a energia quanto os materiais podem se movimentar (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Para Huggett (2011), em um estado estacionário, um sistema permanece constante como um todo, sem alterações, estático, embora o material ou energia passe continuamente por ele. Estados estacionários são geralmente irreversíveis, caracterizando-se pela ausência de

mudanças ou movimentos no sistema morfológico, representando um estado de estabilidade total, sem perturbação. Antes de atingir esse estado, o sistema passará por um estado transitório, uma espécie de fase inicial ou período de aquecimento (HUGGETT, 2011).

Por outro lado, a palavra dinâmica sugere que, apesar do equilíbrio, ocorrem mudanças, ou seja, a situação é de equilíbrio dinâmico, não estático. Assim, no equilíbrio dinâmico, um sistema está em constante mudança, mas as alterações ocorrem de maneira que o sistema permanece estável ao longo do tempo. Deste modo, apesar das atividades e processos em andamento, as mudanças se compensam, resultando em um estado aparente de equilíbrio. Atualmente, o equilíbrio dinâmico na geografia física é comparado a um estado estacionário ou a um estado enganoso, onde o sistema parece estar em equilíbrio, mas, na realidade, está mudando lentamente (HUGGETT, 2011).

Christofolletti (1980) postula que o estado de estabilidade está vinculado à alteração no fornecimento de energia de um determinado sistema. Os processos geomorfológicos integram o sistema aberto, no qual ocorre a entrada (*input*) de uma específica quantidade de energia, possibilitando que forças operantes executem trabalho dentro dessa área. Este processo resulta na produção de uma nova paisagem como consequência de saída (*output*). As bacias hidrográficas são o exemplo mais empregado para caracterizar esse tipo de sistema (HACK, 1960; CRISTOFOLETTI, 1974).

Nesse cenário, Schumm e Lichty (1965) destacam a distinção fundamental entre a causa e o efeito no desenvolvimento das formas e como esses aspectos se transformam em função do tempo e do espaço. A partir das contribuições desses autores, percebe-se que a noção de equilíbrio está intrinsecamente vinculada ao tempo, considerando-o, junto com o relevo, como variáveis independentes (SCHUMM; LICHTY, 1965; SCHUM, 1975). Tais fatores ou perturbações não se limitam apenas aos aspectos tectônicos, mas também incorporam elementos climáticos e antrópicos, nos quais o sistema busca reajustar-se para alcançar equilíbrio nos ambientes. Esses processos envolvem vales dissecados, planícies fluviais e diversas formas esculturais de relevo (HACK, 1960; SCHUMM; LICHTY, 1965).

Apesar das diversas discussões travadas por autores renomados no campo epistemológico da geomorfologia, o estudo do equilíbrio dinâmico em sistemas geomorfológicos mantém Hack (1960, 1975) como seu principal interlocutor. Com fundamentação na escola pós-davisiana e na quantificação dos processos, a teoria de Hack (1960) é considerada um dos principais modelos clássicos para compreender a evolução do relevo, sendo um pilar fundamental na análise da dinâmica e evolução da paisagem fluvial a

longo prazo (HACK, 1960). Segundo Chorley (1962), a incorporação de técnicas matemáticas e estatísticas ao arcabouço metodológico rompeu com crenças generalizadas que possuíam embasamentos teóricos funcionalistas.

Assim, o modelo formulado por Hack (1960) examina o equilíbrio entre os processos erosivos e a resistência litológica, considerando que a taxa de soerguimento está correlacionada ao potencial erosivo de uma determinada área. A partir dessa abordagem, Hack (1960, 1973) identificou desconformidades na paisagem associadas à resistência das rochas e gradientes fluviais. Assim, propôs que, mesmo em estado de equilíbrio, existem variáveis capazes de alterar as formas, embora não promovam mudanças significativas e progressivas dentro de um sistema (GOMES; VITTE, 2022).

Dessa forma, percebe-se que a teoria, ao longo do tempo, adaptou-se às perspectivas metodológicas de diversos autores no campo geomorfológico. Compreende-se que o estado de equilíbrio de um sistema está relacionado não apenas aos processos fluviais, mas também ao relevo e à maneira como os processos morfoestruturais condicionam o equilíbrio de sistemas específicos ao influenciar o reajuste dos ambientes após episódios de grandes perturbações.

Ao considerar um exemplo relacionado às formas de relevo, quando as taxas de denudação e soerguimento são ambas de 10 m/ma, compreende-se que o relevo passa por transformações, embora sua aparência permaneça inalterada. Essa correlação indica que, simultaneamente à renovação dos processos denudacionais, a taxa de soerguimento contribui para que a forma do relevo se mantenha inalterada, mesmo durante sua constante transformação. Outro exemplo elucidativo para a teoria é imaginar que a taxa de denudação diminua para 2 m/ma, enquanto a de soerguimento mantenha o percentual de 10 m/ma, tornando a alteração na forma do relevo visível. Dessa forma, o sistema se autoajusta ao longo do tempo em resposta à perturbação sofrida, buscando alcançar um novo equilíbrio dinâmico (REZENDE *et al.*, 2013; SOUZA *et al.*, 2014).

Em ambientes fluviais, o exemplo de um rio em equilíbrio é fundamental para compreender a teoria. Teoricamente, um rio é caracterizado pelo alto, médio e baixo curso, representando setores nos quais a intensidade dos processos de erosão, transporte e deposição varia. Contudo, ao longo do perfil longitudinal, é possível identificar zonas de falhas (*input*) correlacionadas a perturbações tectônicas. Nesse cenário, o relevo busca reajustar-se em resposta a esse desequilíbrio, resultando em uma nova morfologia (SANTOS; LADEIRA; BATEZELLI, 2019; REZENDE; SALGADO; CASTRO, 2018).

4.3 MORFOMETRIA APLICADA À GEOMORFOLOGIA FLUVIAL

Na definição de Christofolletti (1974), um sistema é caracterizado pela interação entre elementos e suas relações. Dessa forma, a interação de vários elementos naturais ao longo do tempo determina as características e a dinâmica do sistema ambiental, ocasionando alterações no relevo e na drenagem. No âmbito do sistema geomórfico, a tectônica, o clima e as atividades humanas são os principais agentes modificadores e desencadeiam mudanças em diversas escalas temporais e espaciais. Essas alterações, decorrentes de *inputs* energéticos que ultrapassam os limiares de resiliência, resultam em constante reorganização e instabilidade das superfícies geomorfológicas. Nessa perspectiva, os estudos morfométricos desempenham papel crucial, pois fornecem informações essenciais para modelagem evolutiva da paisagem a longo prazo (CHRISTOFOLETTI, 1974; OZDEMIR, 2011).

Na abordagem sistêmica, o estudo da morfogênese transcende a relação da tectônica com os processos esculturais, considerando também a influência das estruturas geológicas nas dinâmicas erosivas (FALCÃO, 2020; FURRIER; SILVA, 2021). Neste contexto, destacam-se os trabalhos de Horton (1945) e Hack (1973), significativos por marcar uma nova fase nas análises geomorfológicas, ao aplicarem a morfometria para compreender a influência das estruturas na esculturação da topografia e drenagem de bacias hidrográficas (OZDEMIR, 2011).

Assim, a utilização da bacia hidrográfica como unidade de análise é fundamental para reconhecer as inter-relações entre os elementos que compõem a paisagem (BOTELHO, 1998). Trentin, Santos e Robaina (2010) destacam a importância da morfometria como instrumento de levantamento de parâmetros dos elementos físicos e naturais das bacias, indispensáveis para a compreensão hidrológica da área (BERTOLINI; DEODORO; BOETTCHER, 2019; FURRIER; SILVA, 2021). A análise morfométrica permite diagnósticos sobre potenciais e limitações dos recursos naturais, seja de natureza pura ou aplicada (VILLELA; MATTOS, 1975; ALVES; CASTRO, 2003; SALIS *et al.*, 2020).

Neste contexto, a aplicação de índices morfométricos tem o potencial de revelar dinâmicas transformadoras, pois os processos, ao ocorrerem, deixam marcas que servem como base para compreensões genéticas a partir das formas herdadas (SILVA *et al.*, 2016). A constante troca e movimentação de matéria e energia nas bacias transformam o relevo e a rede hidrográfica, as quais permanecem suscetíveis à reorganização imposta por processos morfoestruturais, morfotectônicos, morfoesculturais e antrópicos (SOTCHAVA, 1977; GUERRA; MENDONÇA, 2012; BARATTO; TRENTIN, 2012).

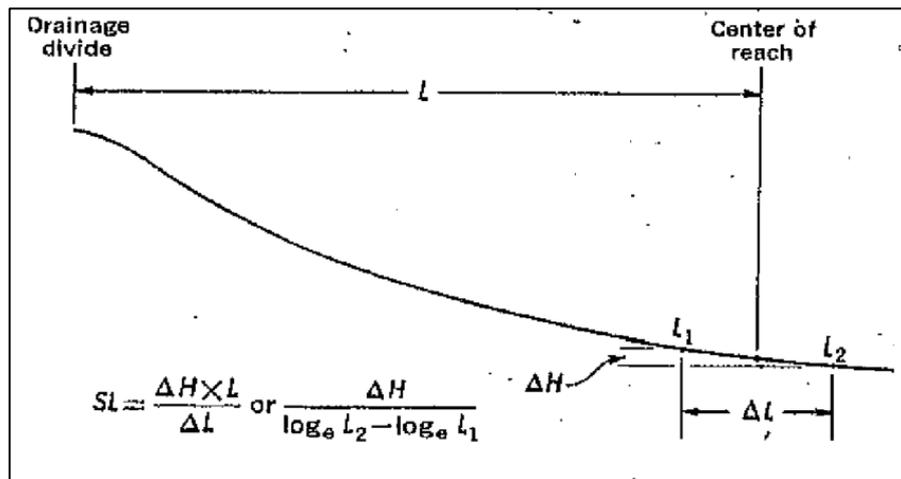
4.4 ANOMALIAS DE DRENAGEM E MÉTRICAS DE QUANTIFICAÇÃO

O rearranjo dos canais de drenagem constitui um processo crucial na evolução dos ambientes fluviais (REZENDE; SALGADO; CASTRO, 2018). Segundo autores consagrados no campo geomorfológico, a compreensão do arcabouço geológico e das variações estruturais de uma área específica é essencial para analisar os padrões estabelecidos pelas redes de drenagem (HORTON, 1945; STRAHLER, 1973; SCHUMM, 1977). Os rios e seus tributários seguem padrões impostos pelo embasamento geológico e estrutural, evidenciando, por meio de trechos de migração, mudanças significativas nas configurações dos canais fluviais (FIRMINO; FILHO, 2017).

As influências morfoestruturais, como a declividade, por exemplo, condicionam fatores de relativa importância em relação aos tipos de canais, desde a direção em que fluem até características como a sinuosidade do canal, entre outros aspectos (OLIVEIRA, 2020). Através das anomalias de drenagem, é possível compreender o controle estrutural de uma determinada região e como os rios se comportam nessa área (SILVA *et al.*, 2006). Essas anomalias são interpretadas por rupturas convexas na rede de drenagem e são causadas por perturbações tectônicas, climáticas, fatores antrópicos e variações litológicas (FIRMINO; FILHO, 2017; LIMA, 2021; FIRMINO *et al.*, 2022).

Portanto, é possível observar que tais anomalias se configuram como fortes indicativos de perturbações tectônicas que atingiram o canal. As atividades tectônicas modificam os rios e são responsáveis por desenvolver formas específicas nos perfis longitudinais que causam alterações significativas nos processos erosivos e deposicionais dos canais (ZANCOPÉ; PEREZ FILHO; JUNIOR, 2009). Nessa perspectiva, Hack (1973) desenvolveu uma métrica para analisar tais rupturas de declive. O *Stream Length-Gradient Index* possibilita detectar discontinuidades nas redes de drenagem, resultantes de alterações na litologia, aporte de carga ou tectonismo (SOUZA; MARTINS; FARIA, 2011). O índice proposto por Hack (1973) determina a relação entre declividade (slope) e comprimento do curso (length) (Figura 1).

Figura 1 - Cálculo Hack (1973)



Fonte: Hack (1973)

Os valores do índice SL de Hack (1973) são determinados a partir da equação $SL_k = \frac{\Delta H \times L}{\Delta L}$, (Figura 1) onde: SL_k é o Stream Length-Gradient Index de cada trecho, L é a distância acumulada até os pontos médios dos trechos em km e ΔL é a distância dos trechos em km. A equação $SL_t = \frac{\Delta Hr}{\log L}$ determina a relação declividade e extensão total do rio. Nessa equação SL_t é o *Stream Length-Gradient Index* total do rio, ΔHr é a amplitude altimétrica total do rio em metros e $\log L$ é logaritmo natural da distância total acumulada do rio em km.

Além da métrica SL, Seeber e Gornitz (1983) propuseram a comparação dos valores SL de cada trecho fluvial com os valores SLk referentes a todo o canal. Através dessa abordagem, sugeriram que os trechos que apresentassem valores de SL maiores do que o SLk de todo o canal seriam classificados como anômalos. Essa métrica foi utilizada pelos autores para quantificar e identificar relevos tectônicos ativos, como no caso do Himalaia. Nesse contexto, Seeber e Gornitz (1983) entenderam que os trechos associados às cachoeiras, que possuem valores de SL maiores que o SLk , são representados por pontos de ruptura de declive nos perfis longitudinais, denominados como *knickpoints*.

Hack (1973) e Seeber e Gornitz (1983) empregavam as curvas de nível de cartas topográficas para medir as variações da potência fluvial. Com o avanço em ambiente SIG, desenvolveram-se novas métricas para extrair os gradientes fluviais a partir de MDE. Portanto, a análise quantitativa da topografia atual tem se alternado por meio de métodos mais eficazes e de suma importância para determinar a forma dos perfis longitudinais dos rios (SEEBER; GORNITZ,1983; KIRBY; WHIPPLE, 2012).

Ressalta-se que rios com leitos rochosos (*bedrock rivers*) apresentam características

erosivas, associando-se a maiores taxas de incisão do talvegue, o que, em muitos casos, altera o nível de base local (WHIPPLE; TUCKER, 1999 *apud* PEIFER; CREMON; ALVES, 2020; CARVALHO *et al.*, 2018; NASCIMENTO; SALGADO; GOMES, 2019). Entretanto, não é apenas a declividade que condiciona o fator de erosão e incisão fluvial, mas a vazão também desempenha um papel determinante na potência de erosão (KIRBY; WHIPPLE, 2012).

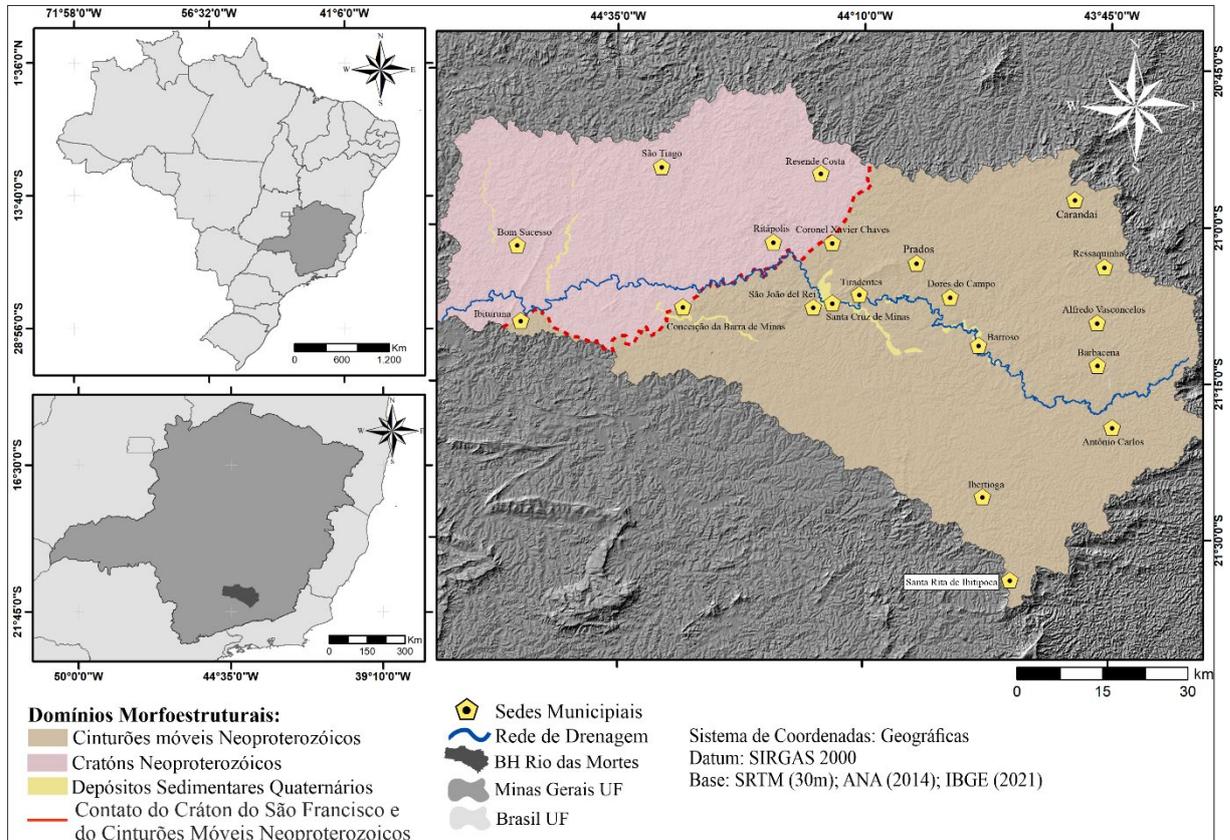
Por essa razão, a consideração dos dados de vazão para a mensuração das métricas que avaliam as anomalias de drenagem é de extrema importância, embora o acesso a esses dados nem sempre esteja disponível nas plataformas de bases de dados online, sendo necessário ir a campo para obtê-los. Deste modo, a área de drenagem (A) e a distância a jusante ao longo do rio (x) são métricas que proporcionam resultados assertivos para substituição da vazão fluvial (Q) (PEIFER *et al.*, 2022). Quando Q é substituído por x, a métrica refere-se ao cálculo do índice *Stream Length Gradient Index* (SL); porém, quando o Q é substituído por A, a métrica é denominada *Normalised Channel Steepness Index* (k_{sn}) (KIRBY; WHIPPLE, 2001; JAIN *et al.*, 2006).

Dessa forma, o índice k_{sn} , ao contrário de outros índices de mensuração do stream power, utiliza a área de contribuição a montante de um determinado trecho e parâmetros de normalização das variáveis do índice de concavidade do canal. Este índice revela-se uma ferramenta importante para a compreensão das taxas de soerguimento e denudação de uma bacia hidrográfica (KIRBY; WHIPPLE, 2012). A aplicação do índice de k_{sn} possibilita a compreensão de como a potência fluvial de um rio sobre leito rochoso altera a dinâmica dos ambientes fluviais e constitui um fator determinante para a evolução da rede de drenagem. Isso ocorre ao considerar, além da declividade, as áreas de contribuição a montante, não apenas do curso principal, como proposto pela métrica de Hack (1973), mas também de seus tributários a montante do segmento fluvial analisado (WANG *et al.*, 2019; JAISWARA *et al.*, 2020; SMITH *et al.*, 2022).

5. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

A bacia hidrográfica do rio das Mortes, situada na mesorregião dos Campos das Vertentes, constitui uma sub-bacia do rio Grande (MG) e compreende 20 municípios (Figura 2). A geologia regional da área está relacionada à transição entre a borda sul do Cráton do São Francisco com os cinturões móveis Neoproterozoicos associados à Faixa Brasília e Faixa Ribeira. Esse contexto regional está vinculado a episódios de colisão associados à formação do supercontinente Gondwana, conhecidos como Orogenia Neoproterozoica Brasileiro-Pan-Africana (ALKMIM; NETO, 2001; DELGADO *et al.*, 2003; PANKHURST *et al.*, 2008).

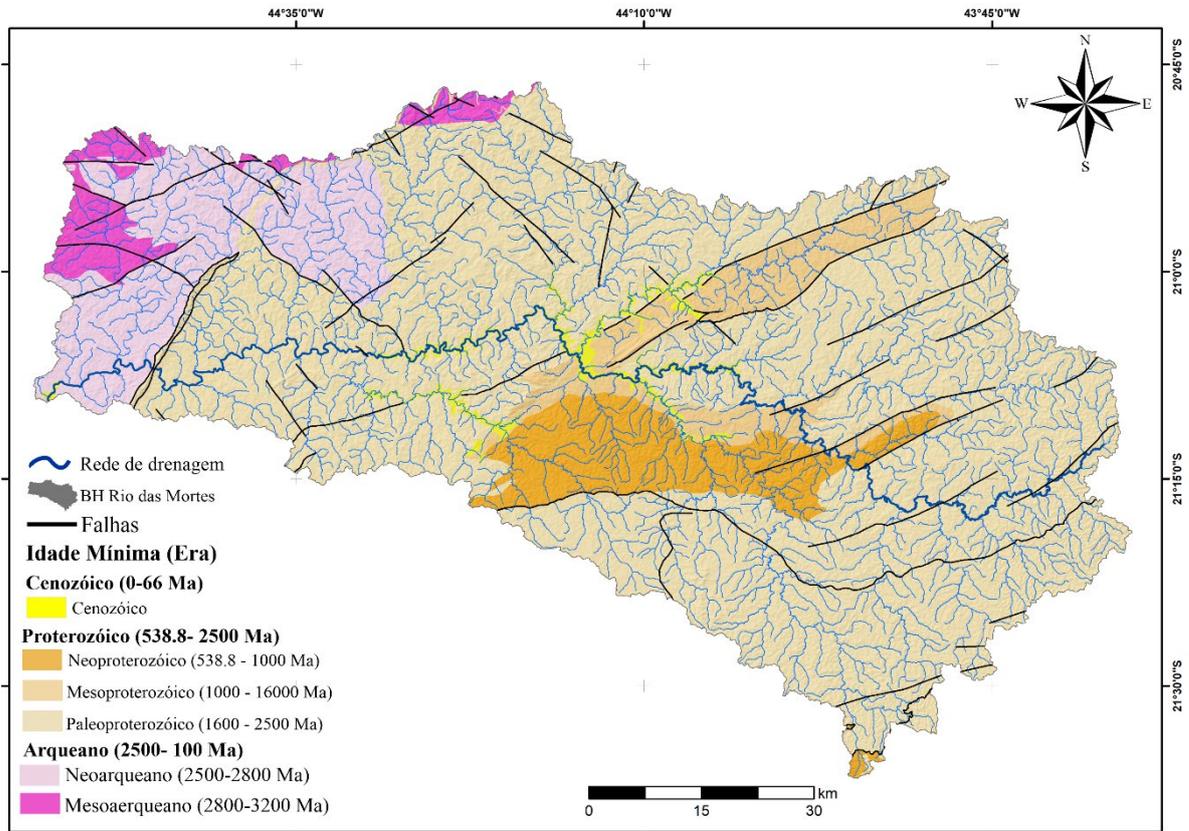
Figura 2 - Mapa de localização e domínios morfoestruturais da BH Mortes



Fonte: Autora (2023)

O Cráton do São Francisco compõe o Escudo Atlântico Sul e abrange terrenos desde o Arqueano, caracterizados por rochas metamórficas de alto grau, como gnaisses, granitoides e granulitos, até o Neoproterozoico, associado a rochas supracrustais e plutônicas (BARBOSA; SABATÉ; MARINHO, 2003; PINHEIRO; SUITA, 2008; DANTAS, 2021). Durante o Neoproterozoico, a borda sul do Cráton do São Francisco sofreu os efeitos da Orogênese Brasileira, vinculada à formação do supercontinente Gondwana (RIBEIRO *et al.*, 1995; HASUI, 2010). Esse evento tectônico ocasionou dobramentos, falhamentos e metamorfismo devido à colisão de blocos crustais que originaram o cinturão móvel denominado Faixa Brasília (VALERIANO, 1993). Posteriormente, ainda no Neoproterozoico, o Gondwana iniciou o processo de fragmentação, resultando na abertura de bacias oceânicas e na separação de continentes por meio de rifteamentos e abatimento de blocos (HASUI, 2010). Os cinturões móveis adjacentes à borda sul do Cráton do São Francisco também refletem as interações tectônicas associadas a esses processos de fragmentação e foram designados como Faixa Ribeira (TUPINAMBÁ *et al.*, 2007). Este contexto tectônico originou elevada diversidade litológica na área que é datada do Mesoarqueano até o Cenozoico (Figura

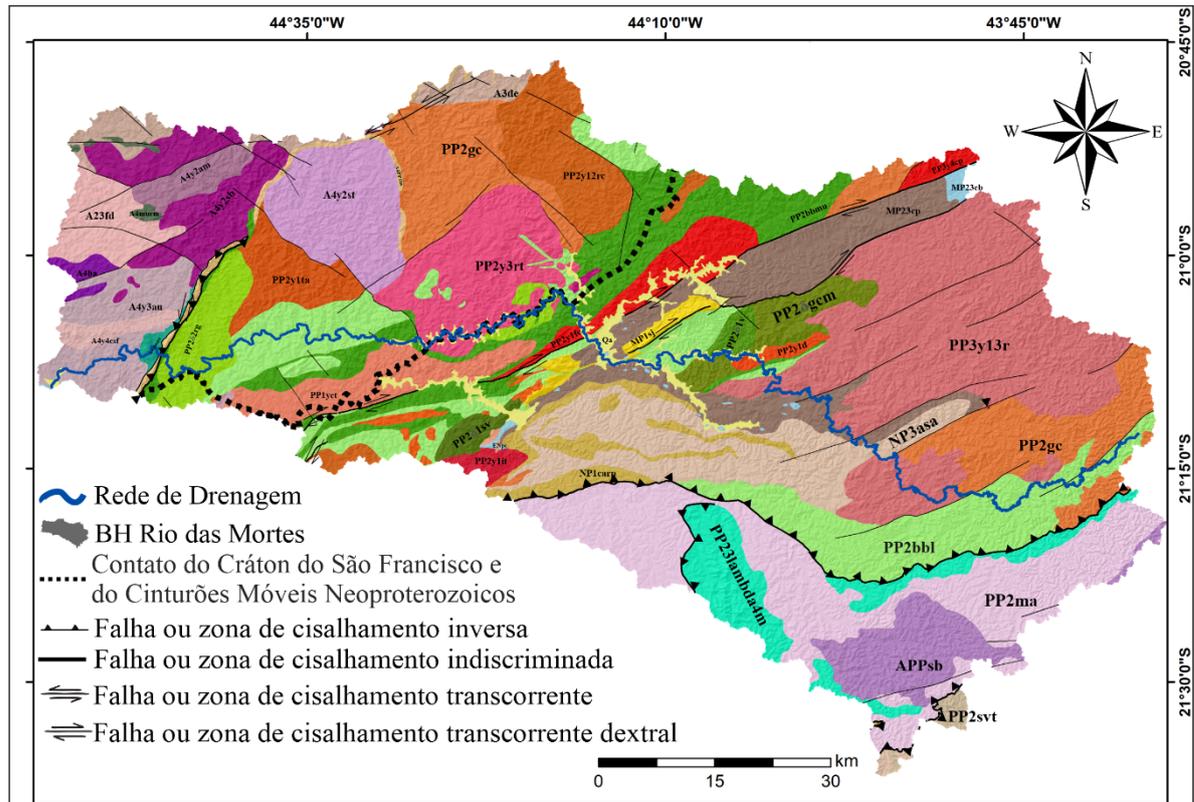
Figura 3 - Idade mínima das principais unidades de afloramentos e rede de drenagem



Fonte: Autora (2023)

Os complexos arqueanos, associados ao Cráton do Rio São Francisco abrangem a área próxima à falha de compressão no setor oeste da bacia e incluem: (i) rochas ígneas intrusivas, tais como monzonito, quartzo sienito e sienogranito; (ii) rochas metamórficas ligadas a variações de ortognaisses (granítico e tonalítico) e granitos (metassienogranito, metamonzogranito, charnockito e granulitos); e (iii) rochas ultramáficas e correlatas, com predominância de minerais como hornblenda, olivina e piroxênio, abrangendo metaperidotito, metagabronorito, metagabro, anfíbolito, esteatito e ultramafito (Figuras 4) (CPRM, 2020).

Figura 4 - Geologia da BH do Rio das Mortes

**Litologias:****Cenozóico**

- Qa- Sedimentos clásticos (0 - 1.75 Ma)
- ENpc - Conglomerado (2,59 - 66 Ma)

Proterozóico**Neoproterozóico**

- NP3asa - Gnaiss, Biotita xisto (542,1 - 1000 Ma)
- NP1carcp - Quartzito, Filito, Xisto (542,1 - 1000 Ma)

Mesoproterozóico

- MP1sj- Metapelito, Metaconglomerado (1400,1 - 1600 Ma)
- MP23cb- Metapelito (1001 - 2500 Ma)
- MP23cp- Metassilitito, Filito (1001 - 2500 Ma)

Paleoproterozóico

- PP1γ1ct- Gnaiss (2050,1- 2162 Ma)
- PP23lambda4m- Ortognaiss, Metassienito (1800 - 2300 Ma)
- PP2δ1sv- Metagabro (2051 - 2220 Ma)
- PP2δ1v- Metagabro, Metadiorito (2050,1 - 2300 Ma)
- PP2δ2rg Metatonalito, Metadiorito (2050,1 - 2300 Ma)
- PP2δdb- Metatonalito, Metadiorito (2050,1 - 2300 Ma)
- PP2δgcm- Gabro, Diorito (2050,1 - 2300 Ma)
- PP2γ12rc-Granodiorito (2051 - 2300 Ma)
- PP2γ1d- Quartzio diorito, Tonalito (2050,1 - 2300 Ma)
- PP2γ1fe- Gnaiss (2050,1 - 2300 Ma)
- PP2γ1gl- Metamonzodiorito (2050,1 - 2300 Ma)
- PP2γ1it- Ortognaiss (2051 - 2300 Ma)
- PP2γ1rc- Metamonzogranito (2050 - 2300 Ma)
- PP2γ1sr- Metatonalito (2051 - 2300 Ma)
- PP2γ1ta- Metatonalito (2051 - 2300 Ma)
- PP2γ2mm- Metassienogranito (2050,1 - 2300 Ma)
- PP2γ3rt- Metatonalito (2050,1 - 2300 Ma)
- PP2bbl- Xisto, Sericita xisto (2050,1 - 2300 Ma)
- PP2bbmu- Gnaiss, Anfíbolito (2050,1 - 2300 Ma)
- PP2gc- Gnaiss, Anfíbolito (2050 -2300 Ma)
- PP2ma- Ortognaiss (2801 - 3200 Ma)
- PP2svt- Muscovita xisto, Paragnaiss (542,1 - 1000 Ma)

- PP3γ13r- Quartzio diorito (2051 - 2300 Ma)
- PP3γ4cp- Monzogranito (2051 -2300 Ma)

Arqueano**Neoarqueano**

- A4PP1bs- Quartzito (541,1 - 4000 Ma)
- A4γ2am- Hornblenda (2500,1 - 2800 Ma)
- A4γ2sb - Ortognaiss (2500,1 - 2800 Ma)
- A4γ2st- Granito (2500,1 - 2800 Ma)
- A4γ3au- Metassienogranito (2500,1 - 2800 Ma)
- A4γ4csf- Ortognaiss granítico (2500,1 - 2800 Ma)
- A4muma - Charnockito (2500,1 - 2800 Ma)
- A4murm - Piroxenito (2500,1 - 2800 Ma)
- A4ba- Granulito charnockítico (2500,1 - 2800 Ma)

Mesoarqueano

- A3de- Ortognaiss (2800 - 3200 Ma)

Paleoarqueano

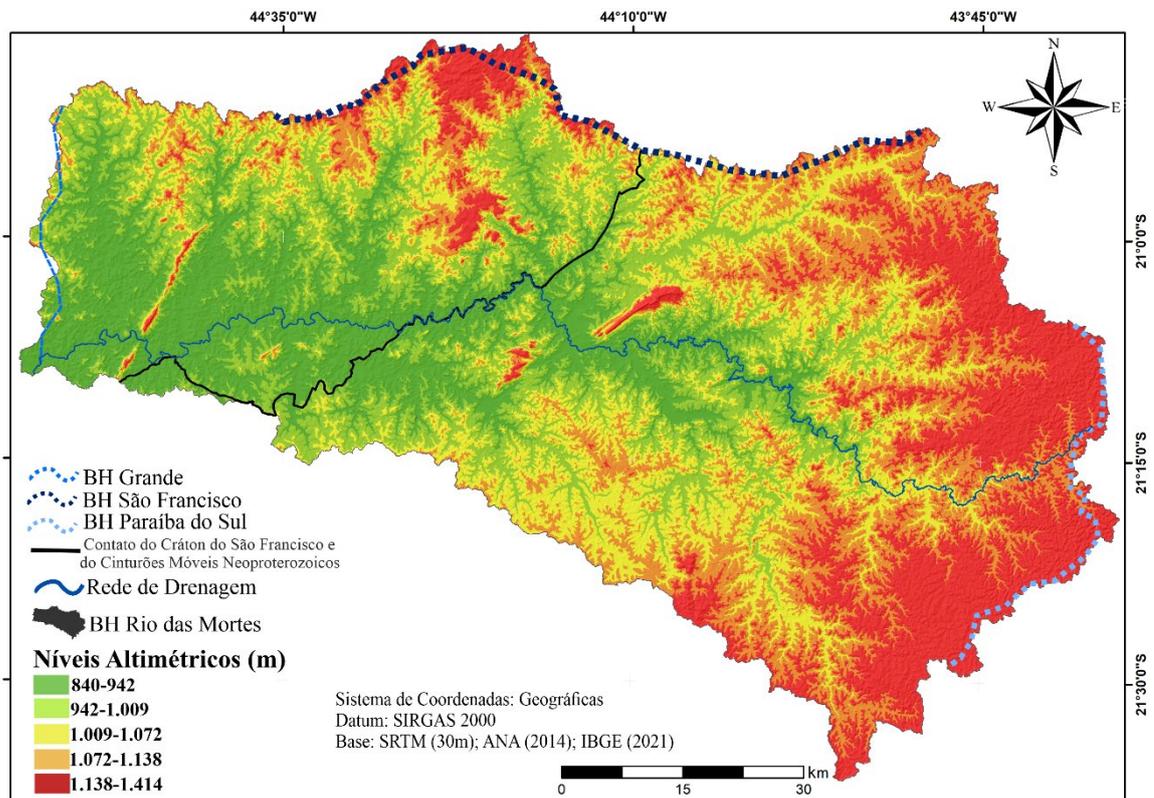
- A23fd - Biotita gnaiss (2800,1 - 3200 Ma)
- APPsb - Charnockito (541 - 4500 Ma)

Fonte: Autora (2023)

Os terrenos relacionados ao mesoproterozoico e neoproterozoico estão situados no domínio morfoestrutural dos cinturões móveis (Figuras 3 e 4). São compostos por rochas sedimentares como calcário e diamictito, além de suas contrapartes metamórficas, tais como metacalcário, metaconglomerado, quartzito, filito, calcifilito, metapelito, metassilito, metargilito e gnaisses. Esses domínios são demarcados por zonas de cisalhamento, indicando o contato com terrenos mais antigos do paleoproterozóico. Falhas transcorrentes dextrais de orientação NE-SW restringem as rochas mesoproterozóicas, criando um gráben no contato entre as formações Tiradentes (Metatonalitos e Metapelitos) e Prados (Metassilitos) (SAADI, 1991). Por sua vez, rochas neoproterozoicas são limitadas por falhas inversas compressionais e indiscriminadas, expondo litologias mais recentes em contato com as mais antigas através de zonas de transição (CPRM, 2020).

A bacia do rio das Mortes (MO) apresenta altitudes entre 1414m e 840m e se constitui como tríplex divisor de águas de importantes bacias do sudeste brasileiro: Grande (RG), São Francisco (SF) e Paraíba do Sul (PS) (Figura 5). Os rios que possuem cabeceiras de drenagem no divisor do MO/SF apresentam direcionamento N-S/NE-SW, enquanto os do divisor MO/PS direção E-W. Por sua vez, os rios que fazem divisa com interflúvios da sub-bacia do alto RG fluem sentido S-N e SE-NW (Figura 5).

Figura 5 - Hipsometria e divisores de drenagem

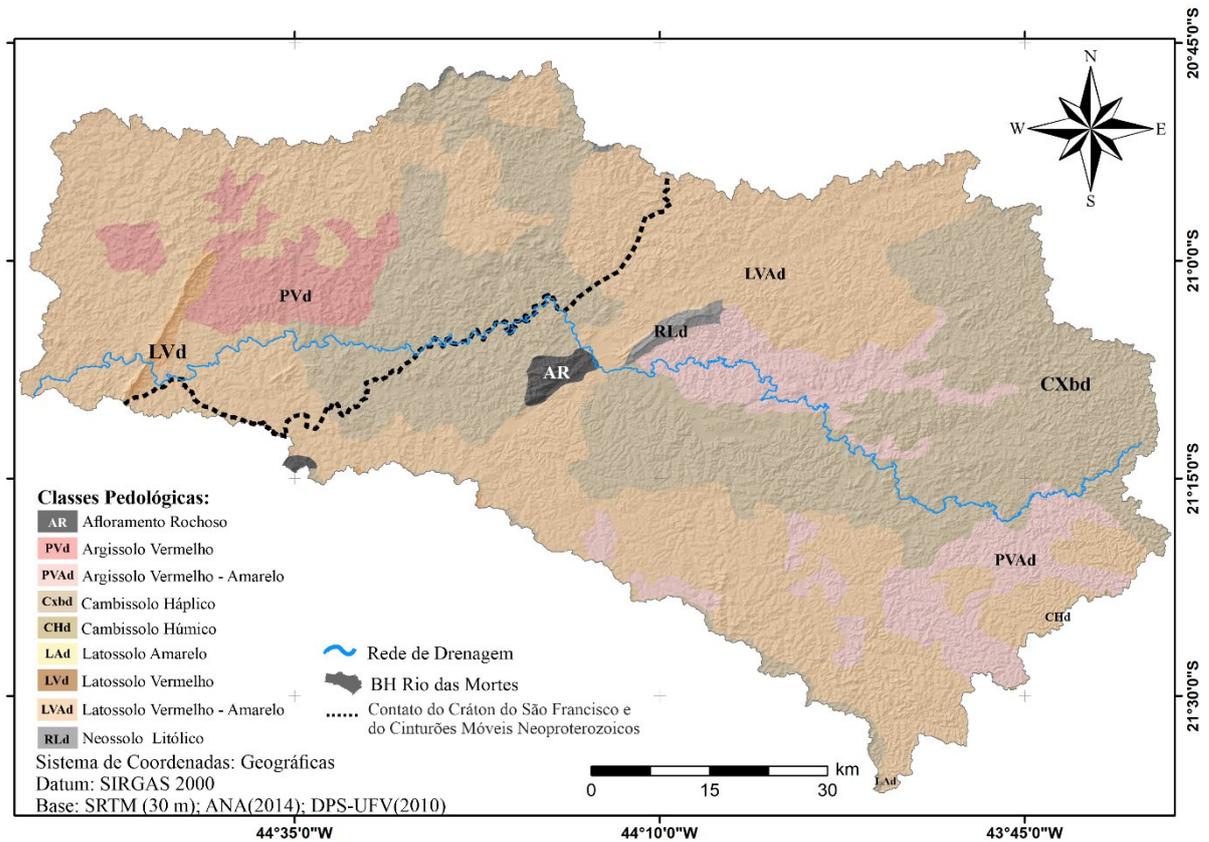


Fonte: Autora (2023)

Conforme a classificação climática de Köppen (1936), a bacia exibe exclusivamente clima subtropical úmido com inverno seco e verão quente (Cwb). Essa tipologia climática propicia o desenvolvimento da mata atlântica predominante na região.

As principais classes pedológicas da bacia vinculam-se a Latossolos Amarelos (LAd), Latossolos Vermelho-amarelos (LVAd), Latossolos Vermelhos (LVd), Cambissolos Háplicos (CXbd) e Húmicos (CHd); Argissolos Vermelho-amarelos (PVAd), Argissolos Vermelhos (Pvd) e Neossolos litólicos (RLd) (Figura 6) (UFV, 2010).

Figura 6 - Classes pedológicas da BH



Fonte: Autora (2023)

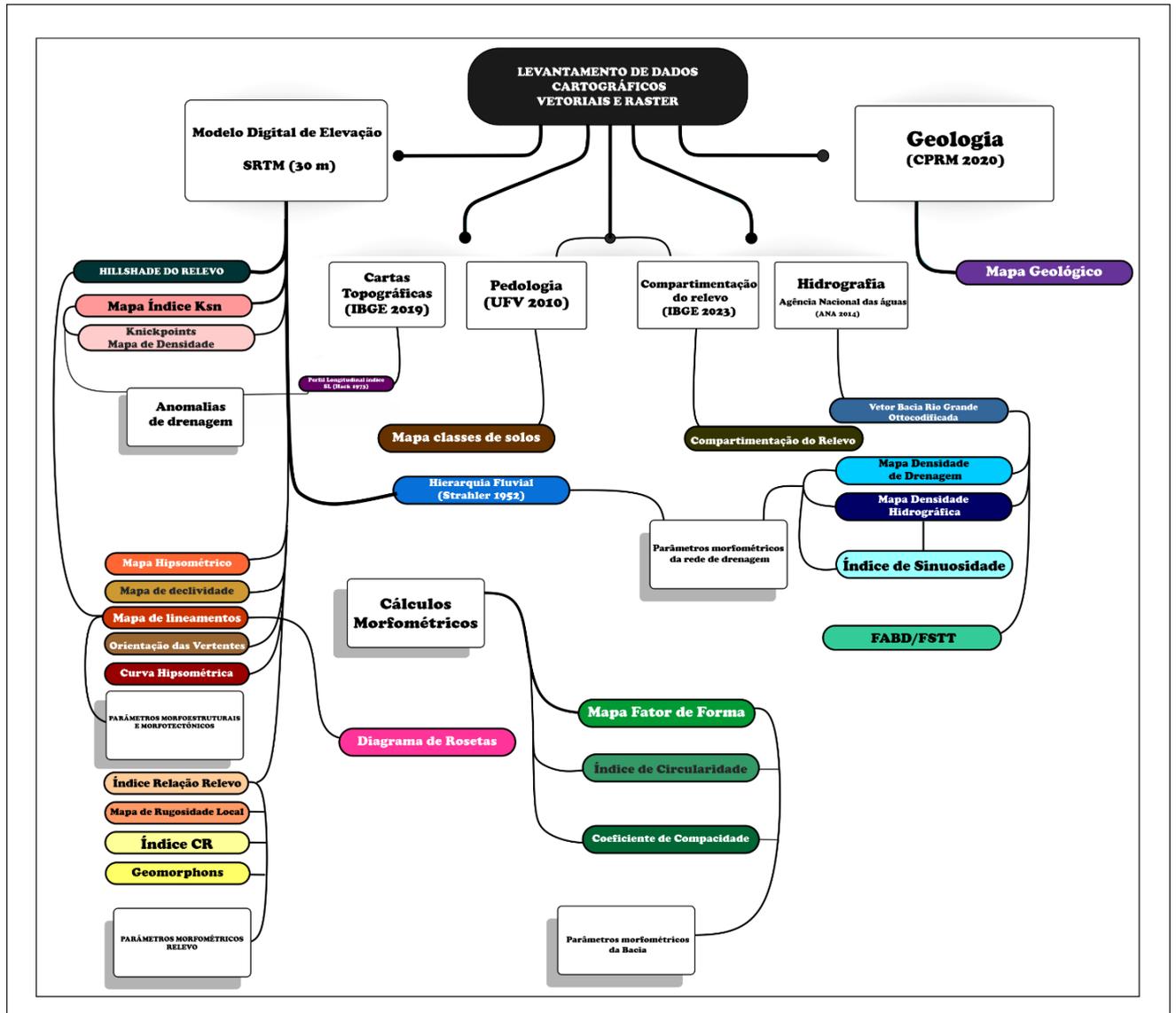
A predominância de Cambissolos nos setores metassedimentares do grupo São João del Rei é observável (ARRUZZO, 2016). Os Neossolos Litólicos distribuem-se em áreas da Serra São José, especialmente em estruturas com vertentes íngremes (SILVA, 2012). Enquanto os Latossolos e Argissolos, mais bem desenvolvidos, espacializam-se nos setores mais antigos da bacia (Figuras 3 e 6).

6. MATERIAIS E MÉTODOS

6.1 MATERIAIS

Adquirimos bases de dados cartográficas vetoriais e matriciais de fontes digitais e gratuitas para a composição dos índices morfométricos propostos. Abaixo o fluxograma metodológico com os materiais e as bases de dados que utilizamos:

Figura 7 - Fluxograma metodológico



Fonte: Autora (2023)

As imagens de radar que foram obtidas estão vinculadas à missão Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) com resolução espacial de 30 m (1 arc second), extraído da plataforma digital United States Geological Survey (<http://earthexplorer.usgs.gov/>) (USGS, 2023); E, também Modelo digital de elevação de 30 m reamostradas para 12,5 m, do radar

ALOS PALSAR-FBS, extraído da plataforma online Alaska Satellite Facility (<https://asf.alaska.edu/>);

Para a obtenção da rede de drenagem utilizamos o Shapefile da drenagem com escala 1:100.000 e 1:50.000 disponibilizados pela Agência Nacional das Águas (2014), eferentes à base hidrográfica Ottocodificada da bacia do rio Grande, adquiridos junto ao Catálogo de Metadados da ANA (<https://metadados.snirh.gov.br/geonetwork/srv/por/catalog.search#/home>);

Os dados geológicos, utilizamos as bases vetoriais do projeto Sul de Minas e projeto Fronteiras de Minas, com escala 1:100.000, disponíveis no Portal da Geologia (<http://www.portalgeologia.com.br/index.php/mapa/>), desenvolvido pelo convênio estabelecido entre a Companhia de Desenvolvimento Econômico do Estado de Minas Gerais (CODEMIG) e Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). Também serão utilizadas as bases de dados desenvolvidos pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM (2020) com escala de 1:1.000.000 (<https://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/downloads.html>).

Com relação ao solos, obtivemos o Shapefile das classes de solos na escala de 1:650.000 (UFV et al., 2010), disponibilizado na plataforma do Departamento de Solos Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal de Viçosa (<https://dps.ufv.br/software/>). A classe de biomas foi extraída através do Shapefile das classes de bioma do estado de Minas Gerais na escala de 1:250.000, disponíveis na plataforma da Infraestrutura de Dados Espaciais (IDE SISEMA) (<https://idesisema.meioambiente.mg.gov.br/webgis>).

Para a compartimentação do relevo, utilizamos o Shapefile da compartimentação do relevo disponibilizados pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2021; 2023) na escala de 1:250.000 (<https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/geomorfologia>); E para a extração das curvas de nível para a realização do índice SL de Hack (1960), utilizamos as cartas topográficas de Barbacena, Senhora dos Remédios, Tiradentes, São João del Rei, Nazareno e Lavras, na escala de 1:50.000, fornecidas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e disponibilizadas pelo Geoportal do Exército (BDGEX) (<https://bdgex.eb.mil.br/bdgexapp>);

Os índices mensurados em ambiente computacional, desenvolvemos através dos scripts do pacote de ferramentas topotoolbox 2 hospedadas no software MatLab 2021a para extração dos perfis longitudinais, identificação dos knickpoints, mensuração das magnitudes das anomalias, obtenção dos valores de ksn e determinação do gradiente de encostas (<https://topotoolbox.wordpress.com/blog-archive/>) (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014).

E para a mensuração dos dados obtidos e criação de mapas temáticos foram utilizados os seguintes softwares; (i) ArcGis 10.8, (ii) Global Mapper 20, (iii) PCI Geomática 2016, (iv) RockWorks 16, (v) SAGA GIS 7.8.2; (vi) MATLAB 2021a; (vii) Microsoft Excel 2021 e (viii) Corel Draw 2019.

6.2 MÉTODOS

6.2.1 Perfis Longitudinais

Elaboramos o perfil longitudinal do rio principal com curvas de nível de 20 metros obtidas das cartas topográficas de Barbacena, Senhora dos Remédios, Tiradentes, São João del Rei, Nazareno e Lavras. No software ArcGIS 10.8, realizamos o tratamento e a padronização do Datum (*Properties > Coordinate system > SIRGAS 2000 > copy and modify > Name "dgn" > meters per unit para kilometers*). Em seguida, unimos as curvas de nível (*Geoprocessing > Merge*) e as recortamos de acordo com os limites da bacia (*Geoprocessing > Clip*). Em seguida, criamos um *shapefile* de pontos pela intersecção das curvas com o curso d'água principal (*ArcToolBox > Analysis Tool > Overlay > Intersect*). Posteriormente, procedemos à segmentação dos trechos fluviais do canal principal com base nos pontos de intersecção previamente estabelecidos (*Data management tools > features > split line at point*). Em etapa subsequente, calculamos as distâncias de cada segmento (*Open Attribute Table > Add Field > Calculate Geometry > Units > Kilometers*) e exportamos esses valores para uma planilha no Excel (*ArcToolBox > Conversion Tools > Excel > Table to Excel*). Nesse arquivo, foi gerado um gráfico de dispersão com linhas suavizadas (distância x elevação), sobrepondo-o a uma curva logarítmica de melhor ajuste. O propósito dessa curva de melhor ajuste foi destacar trechos fluviais com tendências erosivas/incisivas ou deposicionais/agradacionais.

Elaboramos os perfis longitudinais compostos a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) da bacia, utilizando scripts incorporados no pacote de ferramentas *TopoToolbox 2*, que está integrado ao MATLAB 2021a (SCHWANGHART; SCHERLER, 2014). Inicialmente, corrigimos os valores espúrios associados a erros nas células utilizando a função "*fillsinks*". Em seguida, determinamos as direções e acumulações dos fluxos utilizando as funções "*FLOWobj*" e "*flowacc*". Posteriormente, extraímos a rede de drenagem com uma área de contribuição mínima de 1000 pixels (*STREAMobj.S*) e a modificamos, removendo todos os canais de 1ª ordem menores que 10.000 metros por meio da função "*removesshortstreams*" (*STREAMobj.S2*). Para eliminar os ruídos inerentes ao MDE, procedemos à suavização com a função

“*Constrained Regularized Smoothing (CRS)*” e, por fim, desenvolvemos os perfis longitudinais utilizando a função “*plotdz (S2, DEM)*” (SCHWANGHART; SCHERLER, 2017).

6.2.2 *Stream Length-Gradient Index, Normalized Steepness Index e knickpoints*

Determinamos os valores do índice SL de Hack (1973) a partir da equação $SL_k = \frac{\Delta H \times L}{\Delta L}$, onde: SL_k é o Stream Length-Gradient Index de cada trecho, L é a distância acumulada até os pontos médios dos trechos em km e ΔL é a distância dos trechos em km. Na sequência, utilizamos a equação $SL_t = \frac{\Delta Hr}{\log L}$ para determinar a relação declividade extensão total do rio. Nessa equação SL_t é o *Stream Length-Gradient Index* total do rio, ΔHr é a amplitude altimétrica total do rio em metros e $\log L$ é logaritmo natural da distância total acumulada do rio em km. Posteriormente, mensuramos as anomalias no Excel por meio da equação $SLa = \frac{SL_k}{SL_t}$, onde: SLa é a ordem das anomalias; SL_k é o *Stream Length-Gradient Index* de cada trecho do rio e SL_t é o *Stream Length-Gradient Index* total do rio. Esse procedimento seguiu a metodologia proposta por Seeber e Gornitz (1983) para quantificar a magnitude das anomalias. De acordo com esse método, valores menores que seis indicam anomalias de baixa magnitude (1ª ordem), enquanto valores iguais ou maiores que seis apontam para anomalias de alta magnitude (2ª ordem). A partir dos resultados das equações, superpusemos uma linha secundária no gráfico do perfil longitudinal. Essa linha representa a variação dos valores do índice SL e a magnitude das anomalias, conforme as metodologias de Hack (1973) e Seeber e Gornitz (1983). Abaixo do perfil longitudinal criamos uma barra litológica que acompanha o curso do rio desde a nascente até a foz, destacando as transições rochosas relacionadas à magnitude dos knickpoints mapeados.

Em seguida, implementamos o k_{sn} em toda a malha hidrográfica utilizando o conjunto de ferramentas da TopoToolbox 2 no software MATLAB v.2021^a. Para mensuração do índice de K_{sn} , utilizamos a área de contribuição mínima de 500 pixels para extração da drenagem a partir de MDE (SRTM 30m) e removemos os canais de 1ª ordem menores que 10 km. Posteriormente, calculamos o índice de concavidade comum utilizando a função “*slopearea (teta = 0,45)*”. Posteriormente, agregamos, plotamos e suavizamos os valores de k_{sn} em segmentos de fluxo através das funções k_{sn} , STREAMobj2mapstruct e STREAMObj/smooth.

Para a mensuração dos *knickpoints*, também empregamos scripts disponíveis na plataforma *TopoToolbox 2*, integrada ao software MATLAB 2021a (SCHWANGHART; KUHN, 2010). Utilizando a função *knickpoint finder*, identificamos pontos de descontinuidades

nos perfis longitudinais. Após a mensuração das variações topográficas, exportamos os dados no formato *shapefile* para manipulação no ArcGIS 10.8.1. Subsequentemente, elaboramos um mapa de densidade kernel para representação das knickzones (*Spatial Analyst Tools > Density > Kernel Density*). Em seguida, medimos e analisamos a distribuição e a magnitude dos knickpoints superiores a 20 m por meio da função *PPS networks*. Por fim, sobrepujamos as anomalias mapeadas aos perfis longitudinais e à bacia hidrográfica.

5.2.3 Densidade de lineamentos estruturais e diagrama de rosetas

No ArcGIS 10.8, aplicamos diferentes azimutes de iluminação (360°, 315°, 90° e 45°) no Modelo Digital de Elevação (MDE) para desenvolver quatro hillshades (*Tiff (MDE) > properties > symbology > stretched > use hillshade effect*). Em seguida, unificamos os arquivos e geramos um raster multidirecional (*Mosaic to new raster > input raster*).

Na sequência, exportamos o hillshade multidirecional para o software PCI Geomática 2016, onde os lineamentos foram extraídos automaticamente (*Tools > Algorithm librarian > Find Line > Line Extraction*). Após esse processo importamos o shapefile dos lineamentos de volta para o ArcGIS 10.8 e criamos um mapa de densidade de lineamentos estruturais usando a ferramenta Kernel Density (*ArcToolbox > Spatial Analyst Tool > Density > Kernel density*). Os valores resultantes foram classificados em 5 classes com base no método de quantil (*Symbology > Classification > Classify > Method Quantile*). Por fim, melhoramos o aspecto visual da densidade por meio da função Bilinear Interpolation.

Para a construção do diagrama de rosetas, aproveitamos informações do shapefile de lineamentos. No ArcGIS 10.8, acrescentamos quatro colunas para identificar as coordenadas geográficas das extremidades dos lineamentos (*Open Attribute Table > Add Field > X1 > Y1 > X2 > Y2 > Calculate Geometry > Coordinate of Line Start > Coordinate of line End*). Após esse processo, exportamos os dados em formato CAD (*Data > Export > Data to CAD*) e os importamos no software RockWorks16 (*Linears > Import > DXF Lineations*), onde criamos o diagrama de rosetas exibindo as direções e frequências preferenciais dos lineamentos estruturais da bacia do rio das Mortes (*Lineares > Rose Diagram > From Endpoints > Process*).

6.2.4 Relação de relevo, rugosidade e concentração de rugosidade

Utilizamos a relação de relevo (Rr) para determinar a razão entre a amplitude altimétrica da bacia e o comprimento do canal principal (HORTON, 1945), e o índice de rugosidade (Ir) para avaliar a relação entre a amplitude altimétrica da bacia e a densidade de drenagem

(SCHUMM, 1956). Quanto maior os valores obtidos no índice, maior a ocorrência de relevos colinosos e dissecados na bacia (SCHUMM, 1956; HOBSON, 1972).

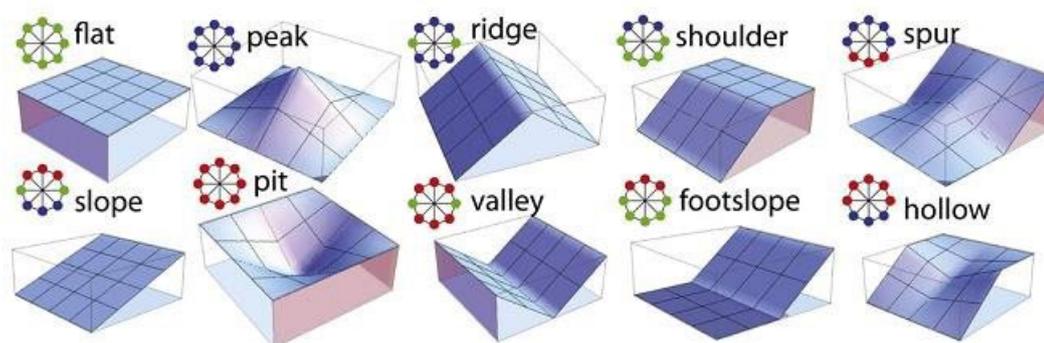
Para obtenção dos valores do índice de rugosidade aplicamos a equação $I_r = H_m \cdot D_d$, onde: I_r é o índice de rugosidade; H_m é a amplitude altimétrica da bacia em metros e D_d é densidade de drenagem em km/km^2 . Para obtenção dos valores de relação de relevo aplicamos a equação $R_r = H_m / L_c$. Onde: R_r é a relação de relevo; H_m é amplitude altimétrica da bacia em metros e L_c é o comprimento do canal principal em km.

Além disso, para avaliar a distribuição e os padrões de rugosidade da bacia, utilizamos o índice de concentração de rugosidade (I_{cr}), desenvolvido por Sampaio e Augustin (2014), conforme Reis *et al.* (2023). O I_{cr} varia de valores próximos a zero, indicando áreas predominantemente planas com elevada dimensão interfluvial e baixo entalhe vertical, a valores próximos ao infinito, que caracterizam áreas com relevo altamente acidentado, baixa dimensão interfluvial e alto entalhe vertical.

6.2.5 Compartimentação do relevo e orientação das vertentes

O *geomorphons* caracterizam-se pela quantificação e mapeamento de elementos fundamentais do relevo (Figura 7) (VON AHN; FIGUEIRÓ, 2021). Este índice tem o propósito de mapear e classificar automaticamente, a partir de um MDE, padrões ternários geométricos da superfície (JASIEWICZ; STEPINSKI, 2013).

Figura 8 - Representação gráfica dos elementos geomorphons

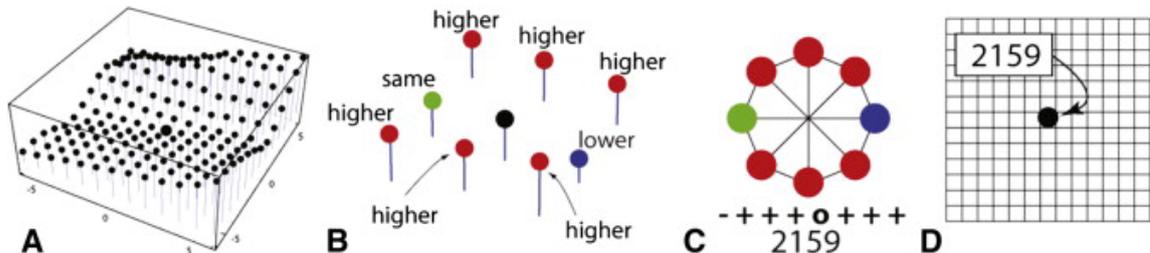


Fonte: Jasiewicz e Stepinski (2013).

A metodologia propõe o processamento que associa cada célula matricial do MDE a uma forma de relevo específica. Segundo Jasiewicz e Stepinski (2013), a distância de busca é o principal fator de informação que influencia a generalização das formas (Figura 8). No software SAGA GIS 7.8.2, inserimos o MDE da bacia e, em seguida, executamos os seguintes procedimentos: *geoprocessing* > *terrain analysis* > *terrain classification* > *geomorphons*. Na

opção "*elevation*", utilizamos o MDE como parâmetro, e em seguida, na opção "*radial limit*", inserimos o valor de 500. Nesse contexto metodológico, as formas de relevo foram geradas para toda a extensão da bacia hidrográfica.

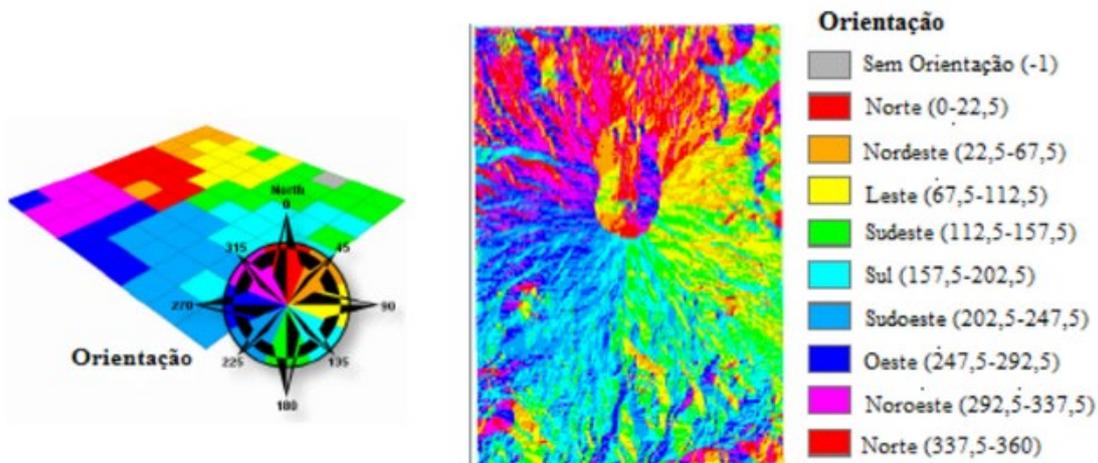
Figura 9 - Definição dos geomorphons



Fonte: Jasiewicz; Stepinski (2013).

A orientação das vertentes influencia como a incidência solar atinge a superfície, contribuindo também para interpretações que envolvem as direções dos fluxos hídricos, fluxos de sedimentos e o desenvolvimento de vegetações (MACHADO *et al.*, 2009; CUNHA; BACANI, 2015; AUBRY; LUIS; DIMUCCIO, 2017). De acordo com o IDE-SISEMA o grau de variação é medido conforme as direções dos pontos cardeais, colaterais e sub-colaterais da rosa dos ventos (Figura 9). Mensuramos o índice pelo MDE no *software* ArcGis 10.8.1, pela ferramenta *Spatial Analyst Tools > Surface > Aspect*.

Figura 10 - Ângulos de direção de vertentes



Fonte: IDE-SISEMA

6.2.4 Fator de simetria e assimetria da drenagem

O fator de simetria topográfica transversa (FSTT) e o Fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD) são utilizados para avaliar os efeitos do basculamento na migração do canal principal da bacia (HARE; GARDNER, 1985; COX, 1994). Calculamos o FSTT usando a

equação $FSTT = Da/Dd$, onde FSTT representa o fator de simetria topográfica transversa; Da é a distância entre a linha média da bacia até o divisor da bacia de drenagem mais próximo do curso atual do rio em km, e Dd é a distância entre a linha média da bacia até o divisor da bacia de drenagem mais próximo do curso atual do rio em km (COX, 1994). Valores menores que 50 indicam baixa ou nenhuma atividade tectônica, enquanto valores acima de 50 indicam o oposto. Para o cálculo do FABD, aplicamos a equação $FABD = 100 (Ar/At)$, onde Ar se refere a área à direita da bacia em km^2 e At refere-se a área total da bacia em km^2 (HARE e GARDNER, 1985). Valores próximos de 0,0 refletem trechos simétricos com pouco deslocamento lateral do rio em relação ao eixo médio, enquanto valores próximos de 1,0 indicam maior assimetria dos trechos em relação ao eixo médio.

Processamos os dados no software ArcGIS 10.8, usando oito bases vetoriais: (i) shapefile de delimitação da bacia hidrográfica; (ii) shapefile curso principal do rio das Mortes; (iii) shapefile de linhas transversais entre interflúvios na bacia; (iv) shapefile de pontos representando os pontos médios nas linhas transversais; (v) shapefile de linha referente ao eixo médio, vetorizado a partir dos pontos médios; (vi) shapefile de linha da distância média da bacia até o interflúvio da bacia mais próximo do canal principal (Dd); (vii) shapefile de linha entre a distância e a linha média do eixo da bacia até o canal principal (Da); e (viii) shapefile da área à direita da bacia hidrográfica.

6.2.6 Hierarquia, sinuosidade, densidade hidrográfica e densidade de drenagem

Utilizamos a proposta de Strahler (1952) para classificar a hierarquia fluvial e analisar os padrões de dissecação do relevo, bem como a capacidade das nascentes. Nessa abordagem, atribuímos o número 1 aos cursos de água primários; a união de dois cursos da mesma ordem resulta em canais de ordens superiores; e quando dois cursos de ordens diferentes se unem, mantemos a ordem do curso de maior ordem. A classificação foi conduzida no software ArcGIS 10.8, utilizando a rede de drenagem extraída do Modelo Digital de Elevação (MDE) ALOS-PALSAR (*Spatial Analyst Tools > Hydrology > Fill > Flow Direction > Flow Accumulation > Stream Order > Stream to Feature > Input Stream Order > Stream to Feature*).

O índice de sinuosidade (Is) evidencia a relação entre o comprimento e a distância vetorial do canal principal, além de representar a velocidade de escoamento e o grau de sinuosidade. Quanto maior o grau de sinuosidade, maior será a dificuldade de alcançar o exutório do canal, assim a velocidade de escoamento será menor. Para calcular o índice de sinuosidade, utilizamos a equação $Is = Lc/Lv$, onde: Is é o índice de sinuosidade (adimensional);

Lc é o comprimento do canal principal em km e Lv é o comprimento vetorial do canal principal em km. Realizamos os cálculos no software ArcGIS 10.8 a partir dos *shapefiles* do canal principal e da distância vetorial entre a nascente e a foz (*Open Attribute Table > field length > Float > Calculate Geometry*).

Para avaliar as relações entre a rede de drenagem e o grau de dissecação utilizamos os índices de densidade de drenagem (Dd) e densidade hidrográfica (Dh). Esses índices fornecem informações sobre a capacidade de geração de novos gradientes fluviais, a influência da geologia na concentração dos cursos d'água, o abastecimento dos canais subterrâneos e a distribuição da precipitação na bacia por meio dos vales e interflúvios internos.

Para calcular a densidade de drenagem, aplicamos a equação: $Dd = Lt/A$, onde Dd é a densidade de drenagem; Lt é o comprimento total dos canais; e A é a área total da bacia em km² (HOBSON, 1945). Para determinar a densidade hidrográfica utilizamos a equação: $Dh = N/A$, onde Dh representa a densidade hidrográfica dos canais por km²; N é o número total de canais e A é a área da bacia em km² (HORTON, 1945).

No software ArcGis 10.8, desenvolvemos os mapas de densidade utilizando as funções Line Density para a densidade de drenagem (*Spatial Analyst Tools > Density > Line Density*) e Kernel Density para densidade hidrográfica (*Spatial Analyst Tools > Density > Kernel Density*). Em seguida utilizamos a classificação por quantil para determinação de cinco classes de densidade (*Symbology > Classification > Classify > Method Quantile*). Por fim, aprimoramos a representação visual da densidade de lineamentos por meio da função Bilinear Interpolation.

6.2.10 Compacidade, circularidade, fator forma e curva hipsométrica da bacia

Os índices de compacidade, circularidade e fator forma da bacia auxiliam na compreensão da forma das bacias hidrográficas e à probabilidade de ocorrência de cheias (VILLELA; MATTOS, 1975). Para calcular esses índices, utilizamos as variáveis que já haviam sido quantificadas em outros parâmetros.

Para obtenção do coeficiente de compacidade aplicamos a equação $Kc = 0.28 \times P/(\sqrt{A})$. Onde: Kc é o coeficiente de compacidade em km/km²; P é o perímetro da bacia em km e A é a área da bacia em km². Valores entre 1,0 e 1,25 indicam alta propensão a inundação, 1,25 a 1,50 apontam tendência média de inundação e valores acima de 1,50 sugerem ausência de inundações.

Para obtenção do índice de circularidade aplicamos a equação: $IC = 12.57 \times A/P^2$. Onde: Ic é o índice de circularidade (Ic) em km/km²; P é o perímetro da bacia em km e A é a área da bacia em km². Valores maiores que 0,51 indicam uma forma mais circular, propícia para

inundações, enquanto valores menores que 0,51 apontam uma forma alongada, favorecendo o escoamento.

Para obtenção do fator de forma aplicamos a equação: $Ff=L/B$, onde Ff é o fator de forma em km; L é a largura média da bacia em km e B é o comprimento axial da bacia em km. Valores superiores a 0,75 sugerem bacias propensas a inundações, valores entre 0,75 e 0,50 indicam tendência moderada de inundação, e valores inferiores a 0,50 apontam bacias não suscetíveis a inundação.

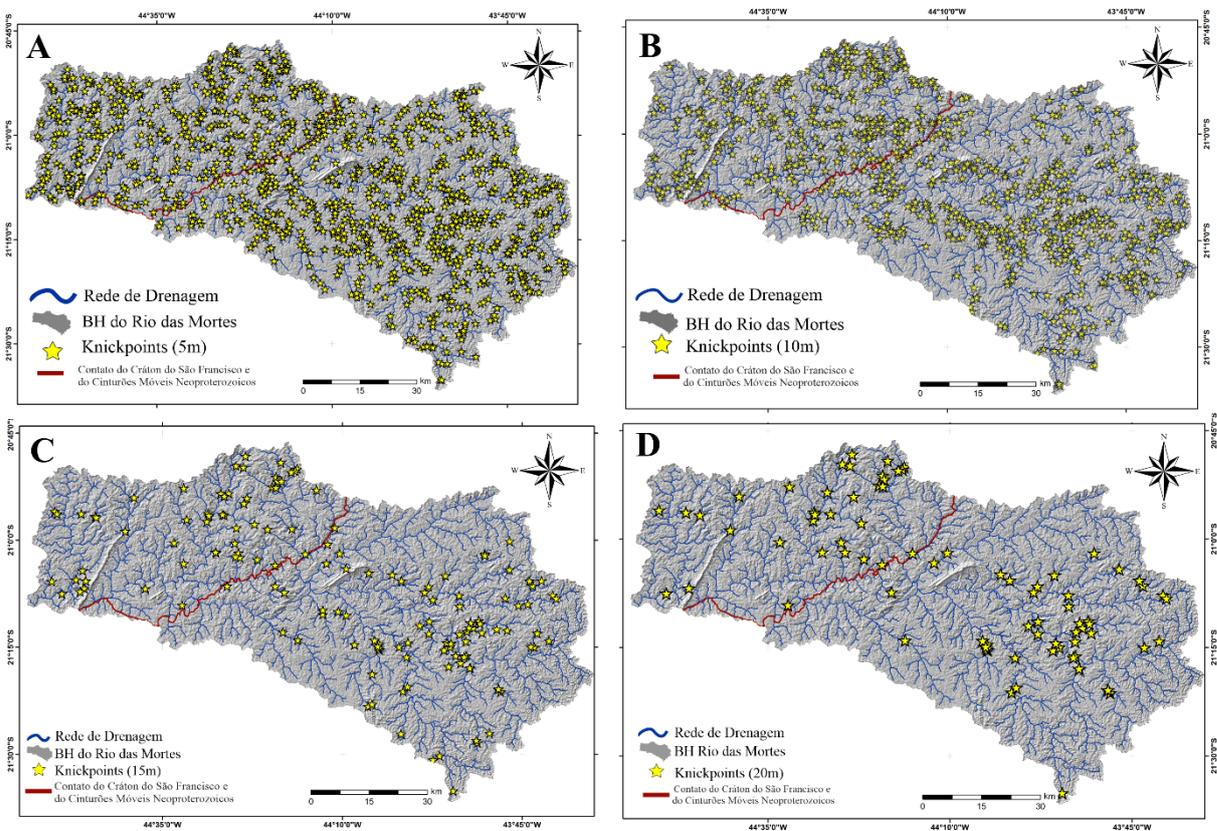
No que diz respeito à integral hipsométrica (H_i), Strahler (1952) apresenta uma correlação inversa entre os valores de desnivelamento altimétrico, declividade, densidade de drenagem e os gradientes fluviais. O autor estabelece que valores acima de 0,6 indicam um estágio próximo à juventude, enquanto valores entre 0,6 e 0,35 são considerados baixos, caracterizando relevos com estágio de dissecação madura e superfícies com estágio erosivo avançado, e valores abaixo de 0,35 sugerem um estágio mais avançado (STRAHLER, 1952). Nesse ínterim, Grohmann e Riccomini (2012) classificaram as curvas suaves com formato de 'S' em paisagens maduras (em equilíbrio), enquanto curvas côncavas para cima caracterizam paisagens antigas e dissecadas. Já, curvas com formas côncavas para baixo e altos valores da integral hipsométrica são específicas de paisagens jovens, que sofreram pouco processo de dissecação ao longo do tempo (em desequilíbrio) (GROHMANN; RICCOMINI, 2012).

Para quantificação utilizamos o software ArcGis 10.8.1. Através do MDE realizamos procedimentos de reclassificação > *symbology*> *classified*> *32 classes* > *Classify* > *Equal interval*> *Spatial analysis tools*> *reclass*> *reclassify*> *input DEM reclassificado*> *symbology*> *unid. valved*>*zonal statistics is table*>*reclass 32 (input)*> *input valor (DEM com 32 classes)*> *statistics type:ALL*. Após esse procedimento exportamos os dados da tabela de atributos para o Excel, onde realizamos os cálculos e geramos um gráfico de linhas de dispersão com os valores de a/A e h/H .

7. RESULTADOS

Identificamos 1203 knickpoints superiores a 5 m; 780 > 10 m; 144 > 15 m; 82 > 20 m (Figura 11). Os *knickpoints* apresentaram forte correlação estrutural, associando-se a falhas, contatos litológicos e transição entre domínios morfoestruturais.

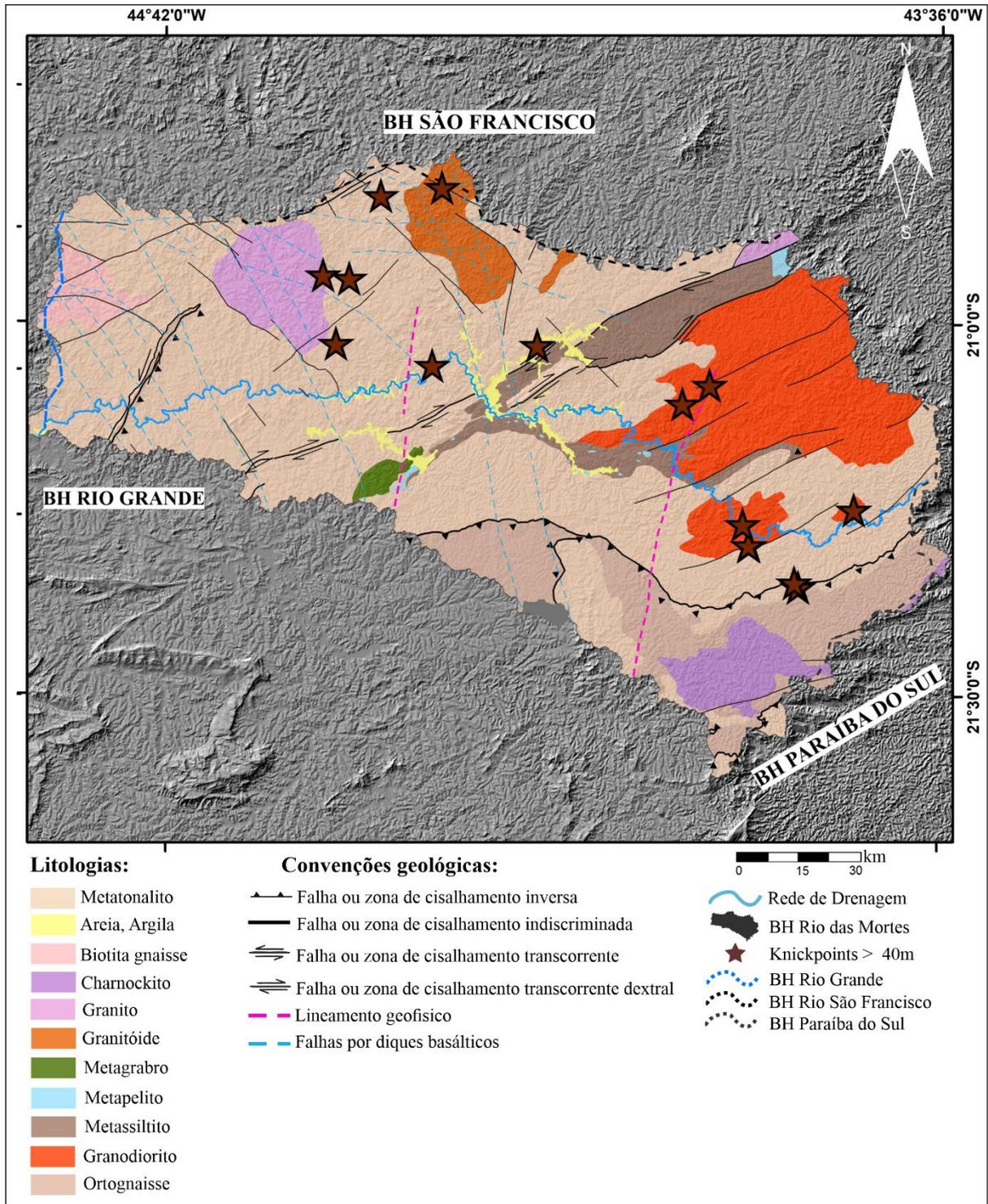
Figura 11 - A) knickpoints > 5m. B) knickpoints > 10 m. C) knickpoints > 15m. D) knickpoints > 20m.



Fonte: Autora (2023)

Dos 11 knickpoints com as maiores magnitudes (40-86 m), 7 estão associados ao divisor MO/SF no Cráton do São Francisco e 6 ao divisor Mortes/Paraíba do Sul nos Cinturões Móveis neoproterozoicos, enquanto aqueles que compõem o divisor Mortes/Rio Grande não exibiram valores significativos (Figura 12). Tais anomalias estão localizadas principalmente em áreas com litologias desenvolvidas no Paleoproterozóico, nos contatos litológicos entre Granodiorito (PP2y12rc), Ortognaisse (A3de) e Granito (A4γ2st) (Figura 12). Esses *knickpoints* também estão relacionados a zonas de falhas indiscriminadas, evidenciando antigos eventos tectônicos neoproterozoicos na interface dos domínios morfoestruturais da bacia (Figura 12).

Figura 12 - Geologia simplificada da área e knickpoints com maiores magnitudes da bacia

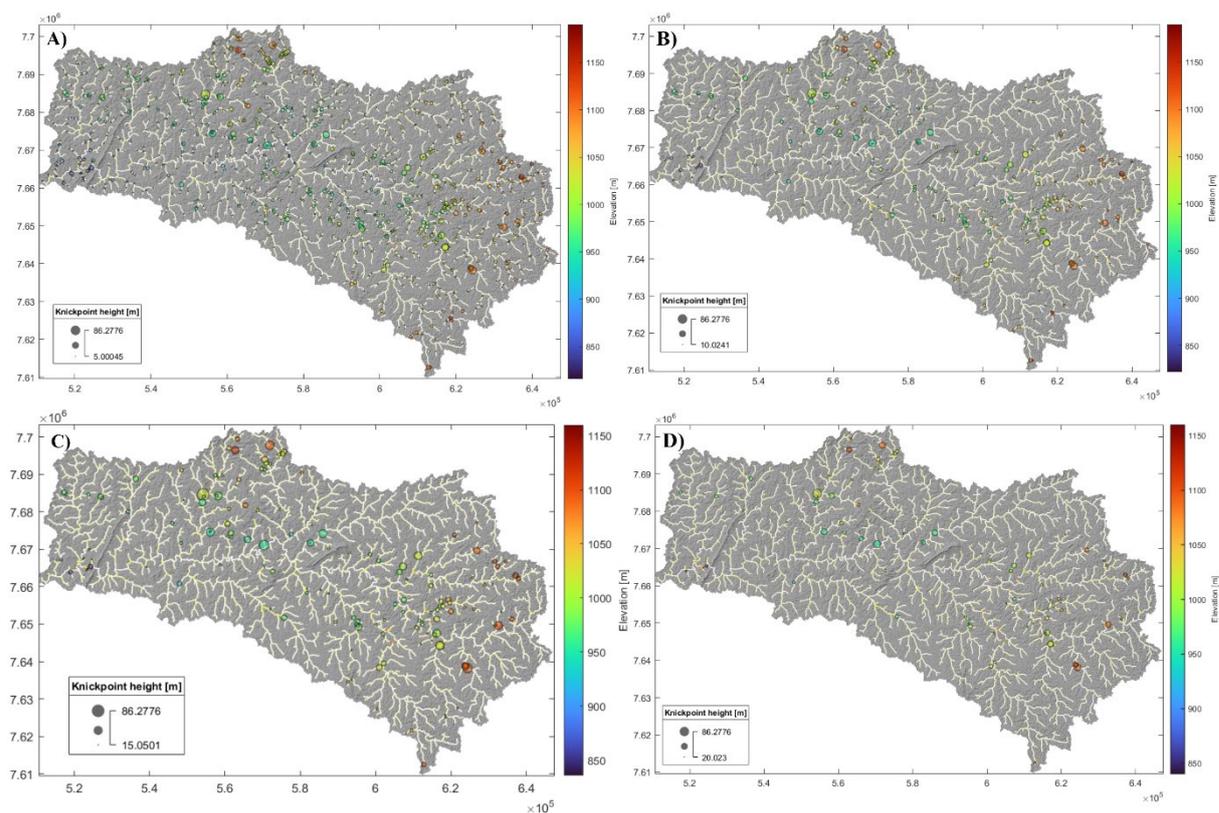


Fonte: Autora (2023)

As maiores magnitudes são encontradas nas áreas de maiores elevações altimétricas. Oito *knickpoints* estão concentrados em altitudes equivalentes a 1100 m, dez entre 1100-1050 m, dezessete entre 1000-1050m, trinta e dois entre 1000-950m, treze entre 950-900m e dois entre 900-850m (Figura 12). O maior valor obtido (86.27) situa-se na elevação de 1000-1050m

sob o contato de Quartzito xisto (A4PP1bs) e Gnaiss Anfibolito (PP2gc) (Figura 13). Muitos *knickpoints* associados à mesma faixa de elevação indicam efeitos da propagação de energia a montante realizadas pelo canal principal e principais afluentes na tentativa de suavização das convexas rupturas.

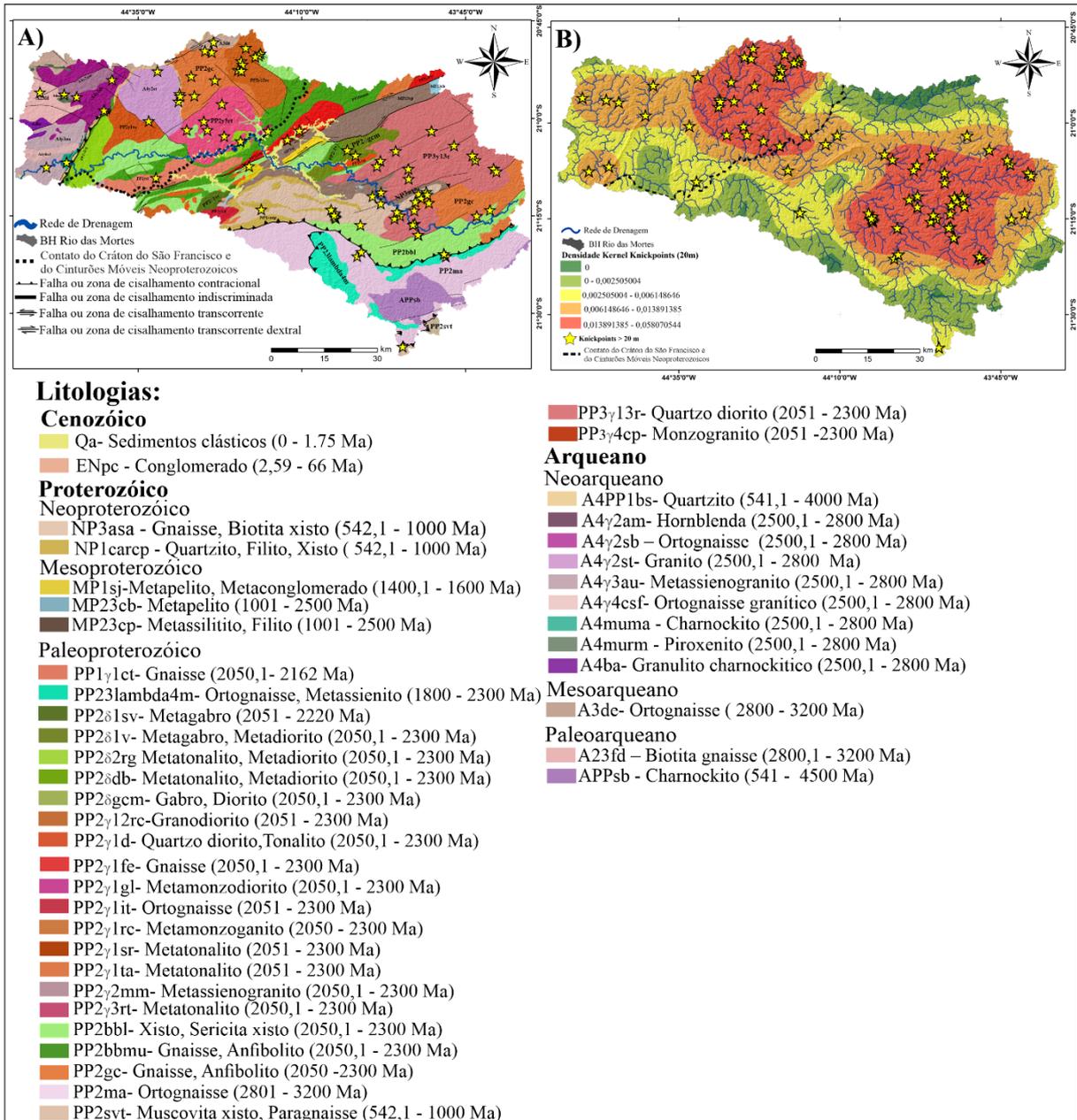
Figura 13 - Magnitude dos padrões de pontos em redes (PPS). A) Knickpoints > 5m; B) Knickpoints > 10m; C) Knickpoints > 15m; e D) Knickpoints > 20m



Fonte: Autora (2023)

A densidade de *knickpoints* (Figura 14B) revela padrões complexos em ambos os domínios morfoestruturais. É notável a influência estrutural de falhas indiscriminadas e do Granodiorito (PP2y12rc) nos cinturões móveis neoproterozoicos perante a concentração das anomalias. Em relação ao Cráton do São Francisco, verifica-se que as concentrações de anomalias possuem ampla relação com divisores de drenagem SF/MO (Figura 5), bem como com a falha inversa que expôs rochas com resistências diferenciadas à erosão, relacionadas aos contatos litológicos dos Metatonalitos (PP2δ2rg), Quartzitos (A4PP1bs) e Charnockitos (A4murm) e acarretou na formação da Serra de Bom Sucesso (Figura 14A).

Figura 14 - A) Mapa geologia com knickpoints > 20m plotados, B) Densidade kernel knickpoints > 20 m

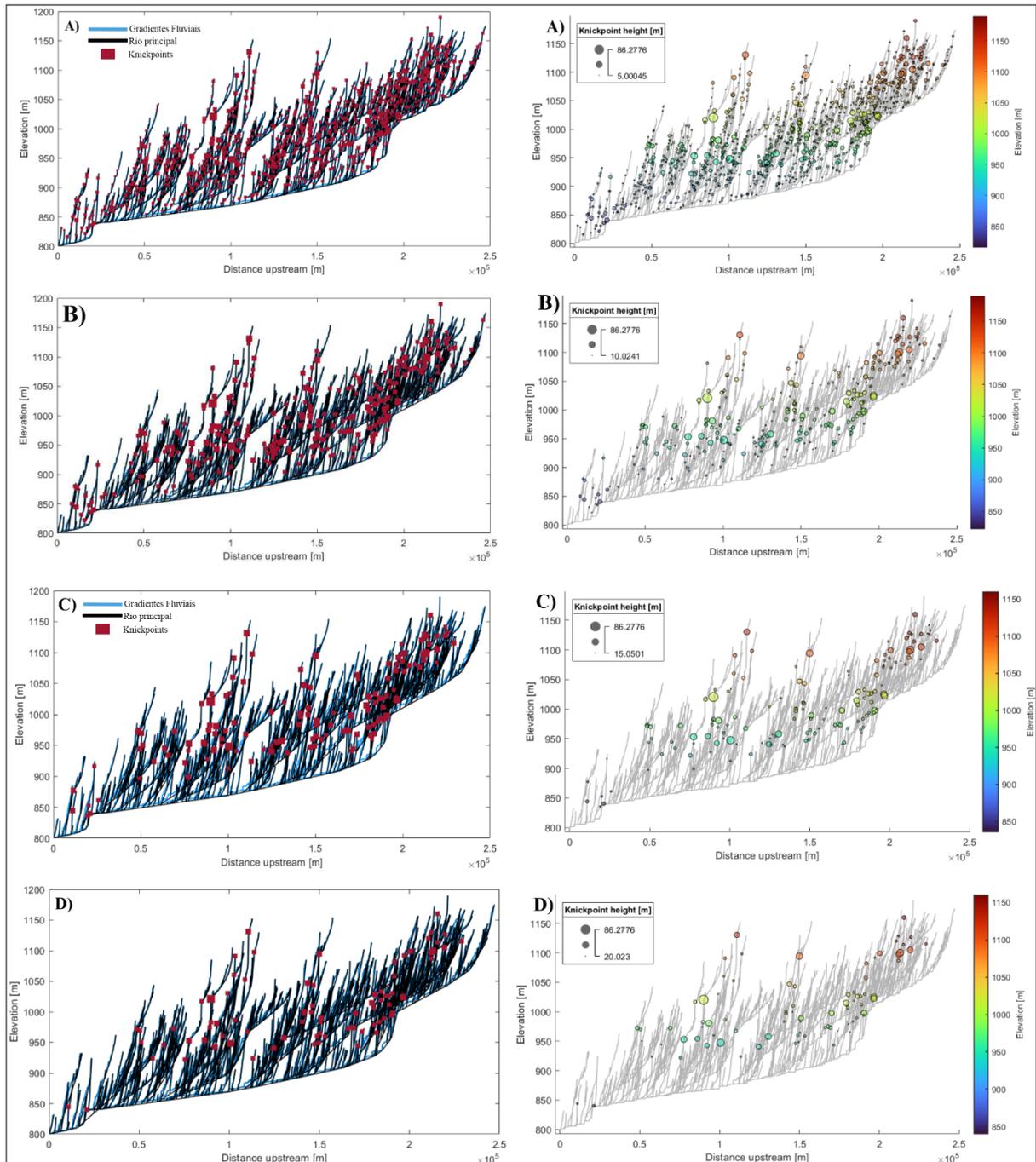


Fonte: Autora (2023)

A morfologia dos perfis compostos evidencia a importância das rupturas de declive na compreensão dos gradientes fluviais que esculpem a paisagem atual (Figura 15A). Os perfis longitudinais compostos destacam o processo de reajuste dos rios a desequilíbrios provocados pela antiga orogênese Neoproterozoica. As maiores magnitudes são observadas nos tributários adjacentes ao rio principal, situados em altitudes que variam de 1000 a 1150m (Figura 15). Podemos observar na (Figura 15A) a amostragem de 5 m que variam de 5.00 a 86.27, na (Figura 15B) a amostragem de 10 m que variam de 10.02 a 86.87, a (Figura 15C) evidencia a

amostragem de 15 m, variando de 15.05 a 86.27 e a (Figura 15D) as amostragens de 20 m varia entre 20.02 a 86.27.

Figura 15 - Perfis compostos com knickpoints e graus de magnitude. A) 5 m, B) 10 m, C) 15 m, D) 20 m

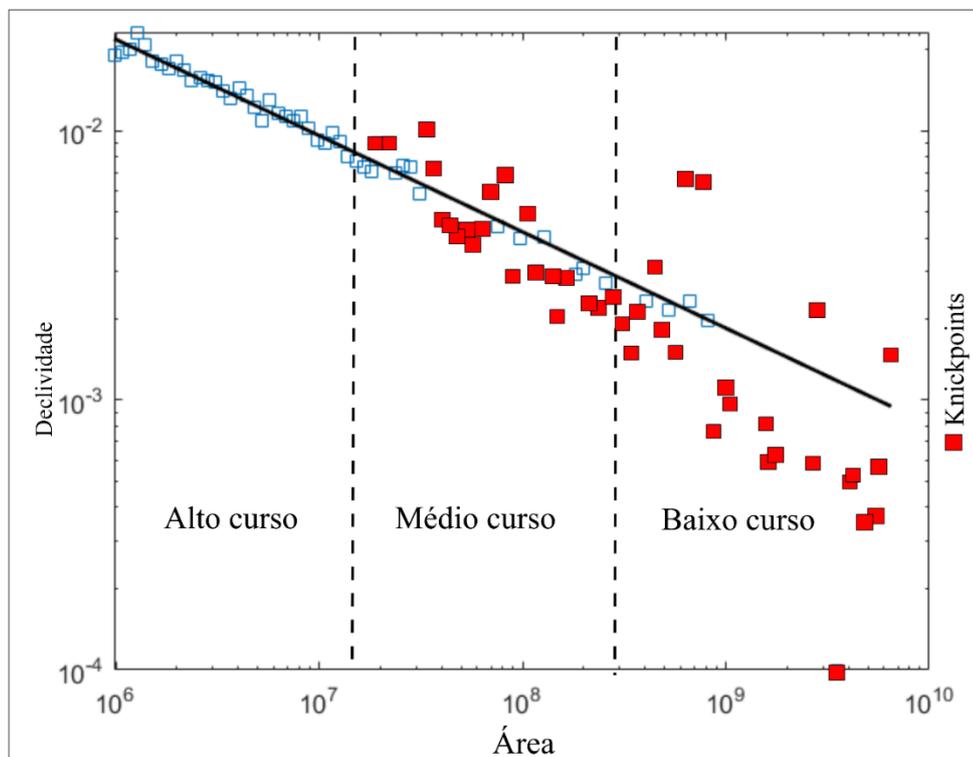


Fonte: Autora(2023)

No alto curso, a análise da relação entre declividade e área da bacia (Figura 16) revela que, à medida que a declividade aumenta, a área de contribuição diminui. Essa tendência sugere

que a erosão do leito rochoso é prevalente em boa parte dos canais nesta região. Do médio ao baixo curso, observa-se uma diminuição gradual na declividade, indicando que, à medida que a declividade diminui, a área de contribuição aumenta. Amostras que se desviam desse padrão geral indicam áreas com características geomorfológicas atípicas, como montanhas íngremes, vales profundos e knickpoints. Esses pontos, que se afastam da tendência geral para uma determinada área de contribuição (*outliers*), indicam trechos com maior propensão à erosão (Figura 16). No baixo curso, mais uma vez, é evidente a influência da falha contracional na produção dos *outliers*, que se afasta significativamente do eixo central e expõe contatos entre Metatonalitos (PP2δ2rg), Quartzitos (A4PP1bs) e Charnockitos (A4murm) (Figura 4).

Figura 16 - Declividade x Área de contribuição

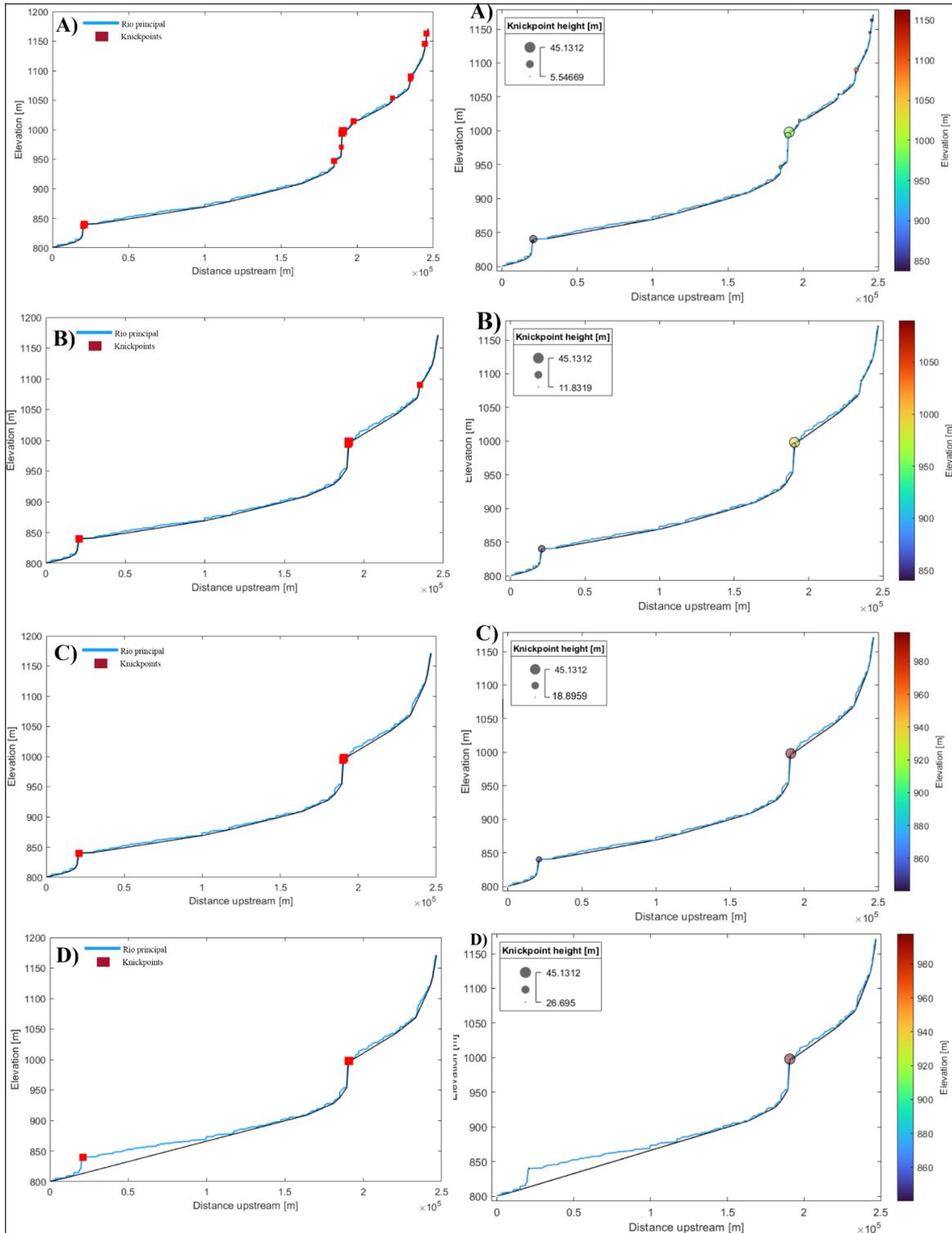


Fonte: Autora (2023)

Com as amostragens realizadas no perfil principal do Rio das Mortes, analisamos os valores das anomalias. No canal principal, identificamos 12 *knickpoints* com magnitudes variando entre 5.54 e 45.13 m (Figura 17A), distribuídos em 5 no alto curso, 5 no médio curso e 2 no baixo curso. A amostragem de 10 m revelou 4 *knickpoints* no alto curso, 2 no médio curso e 1 no baixo curso, com magnitudes variando de 11.83 a 45.13 m (Figura 17B). A amostragem de 15 m evidenciou apenas 3 *knickpoints*, sendo 2 no médio curso e 1 no baixo curso, com valores entre 18.89 e 45.13 m (Figura 17C). Os *knickpoints* de 20 m são

representados por 2 anomalias, com magnitudes variando entre 26.69 e 45.13 m (Figura 17D).

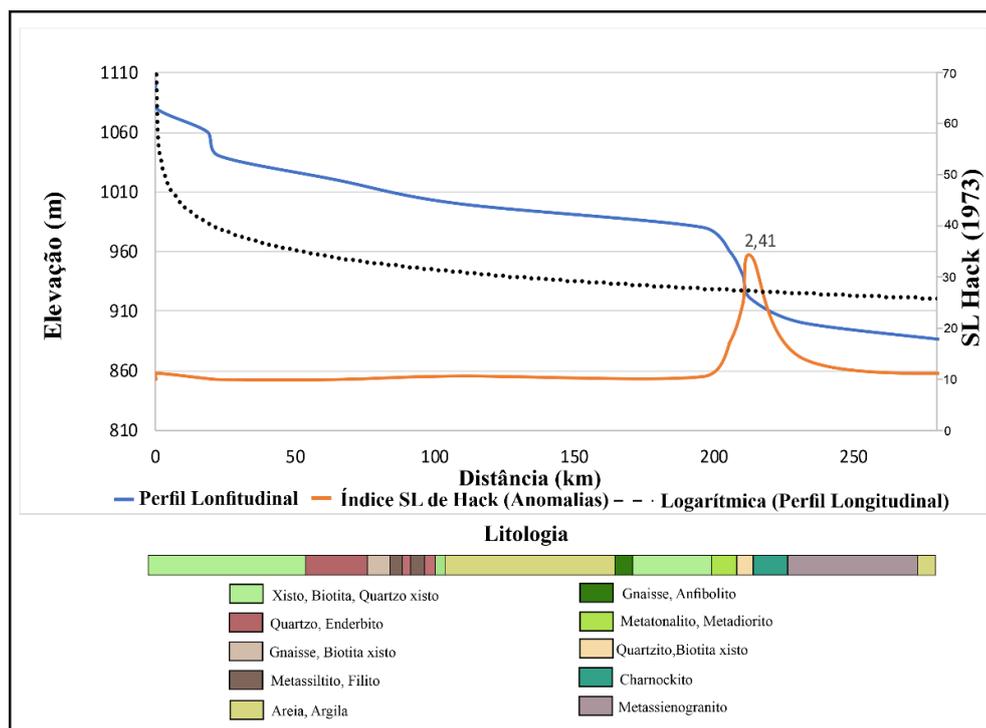
Figura 17 - Perfil longitudinal do rio principal com knickpoints e graus de magnitude. A) 5 m. B) 10 m. C) 15 m. D) 20 m



Fonte: Autora (2023)

As anomalias identificadas na amostragem de 20 m podem ser correlacionadas com aquelas quantificadas através do índice SL de Hack. O perfil longitudinal do rio das Mortes revela duas anomalias de 1ª ordem, próximas a zonas de cisalhamento que expuseram rochas com resistências diferenciadas à erosão (Figura 18). O primeiro *knickpoint*, próximo a uma falha de cisalhamento indiscriminada e representado por litologias xistosas (PP2bbl), não possui valor expressivo. O segundo *knickpoint*, com valor de 2,41, indica descontinuidades no declive promulgadas por uma falha de cisalhamento contracional que cruza transversalmente o baixo curso do rio das Mortes. Essa falha expôs rochas com resistências diferenciadas à erosão, relacionadas aos contatos litológicos dos Metatonalitos (PP2δ2rg), Quartzitos (A4PP1bs) e Charnockitos (A4murm). Ambas as anomalias marcam setores passando por reajustes erosivos na incessante busca pelo equilíbrio dinâmico do sistema fluvial (Figura 18).

Figura 18 - Perfil Longitudinal do rio das mortes evidenciando as anomalias, litologia, e valor do stream length-gradient de Hack (1973)



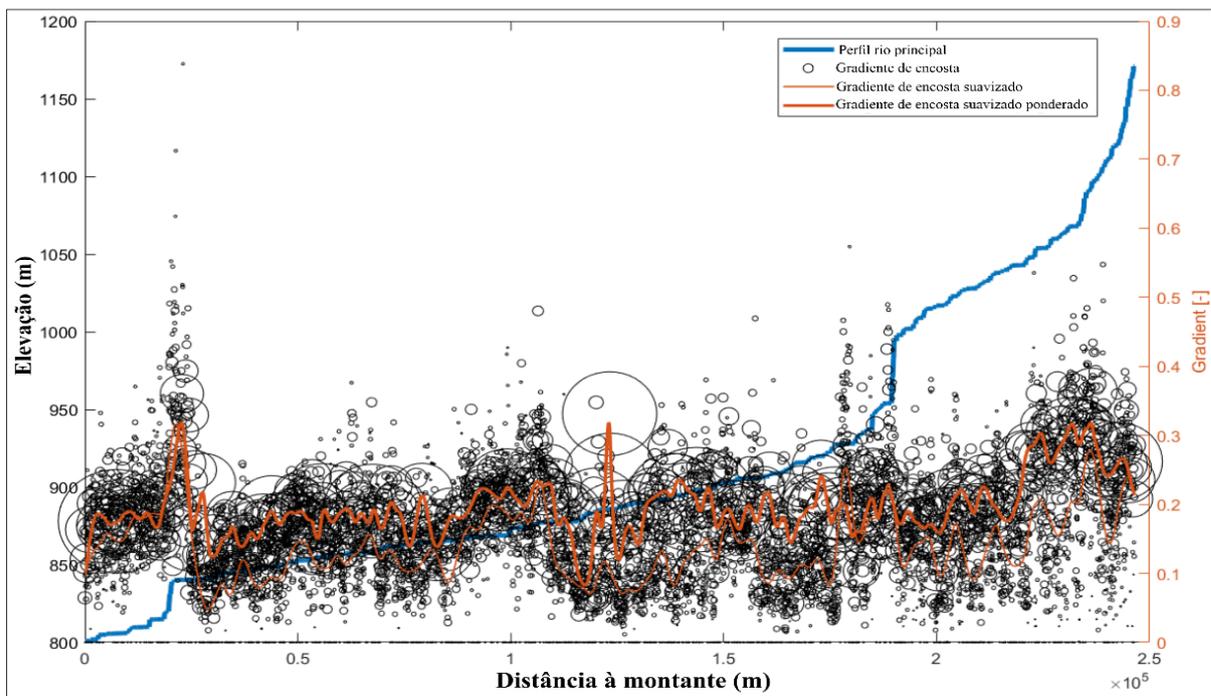
Fonte: Autora (2023)

Através do fator de gradiente de encosta, podemos compreender o grau de suavização das encostas adjacentes ao canal principal. As áreas com círculos maiores indicam vertentes mais elevadas em relação à posição do canal principal (Figura 19), onde a água da chuva desprende uma forte potência de escoamento em direção ao canal fluvial. Por sua vez, as áreas que possuem círculos menores representam diminuição no gradiente da encosta e apontam para

vertentes mais suavizadas e com maiores taxas de infiltração para abastecimento do fluxo subsuperficial.

No alto curso, logo após a primeira grande ruptura, é evidente a influência da falha de cisalhamento no gradiente das encostas e na formação dos *knickpoints*. No médio curso, destaca-se o elevado gradiente associado a encostas derivadas de falhas na transição entre os cinturões móveis neoproterozoicos com o Cráton do São Francisco. No baixo curso, novamente é evidente a influência da falha inversa que expôs rochas com resistências diferenciadas à erosão. O valor de gradiente 0.5 a uma elevação de 950 m relaciona-se ao *knickpoint* (Figura 18) desenvolvido pela erosão diferencial inerente aos contatos litológicos dos Metatonalitos (PP2δ2rg), Quartzitos (A4PP1bs) e Charnockitos (A4murm) (Figura 18).

Figura 19 - Ângulo médio de elevação das encostas e gradiente de dispersão

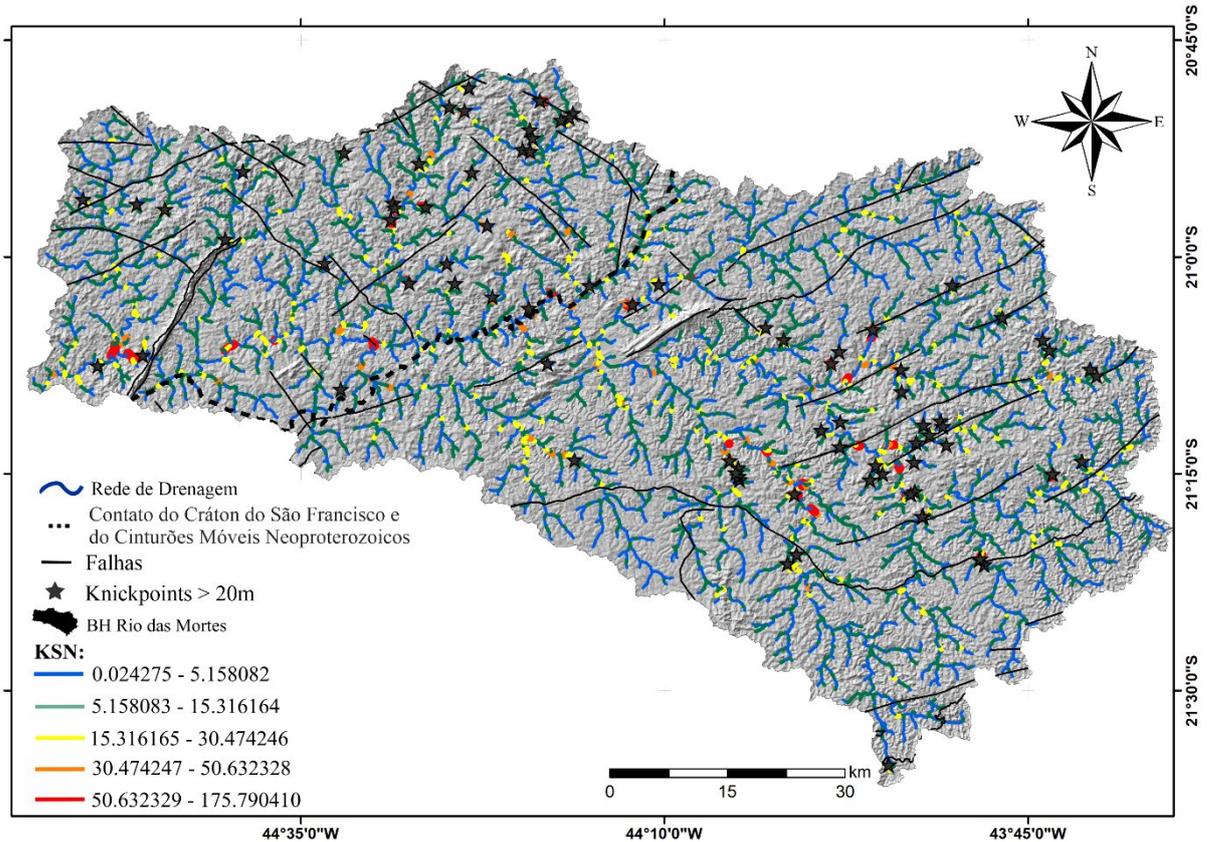


Fonte: Autora (2023)

Os valores de k_{sn} variaram entre 0.02 e 175.79 $m^{0.9}$, sendo os maiores associados aos divisores RG/SF e RG/PS (Figura 20). Esses resultados revelam os locais sob forte influência da potência fluvial, indicando incisões fluviais em leito rochoso, expondo-os ao desgaste. O k_{sn} médio por comprimento do fluxo dos canais da bacia é de $16 \pm 65 m^{0.9}$, enquanto o do canal principal é de $14 \pm 29 m^{0.9}$ (Figura 21). Os valores médios indicam que o canal principal possui baixas taxas de incisão no leito rochoso. Os maiores valores de *stream power* também se associam a zonas de cisalhamento, variações litológicas com resistências diferenciais à erosão,

transição entre domínios morfoestruturais e aos *knickpoints* de maiores magnitudes mapeados (Figura 20).

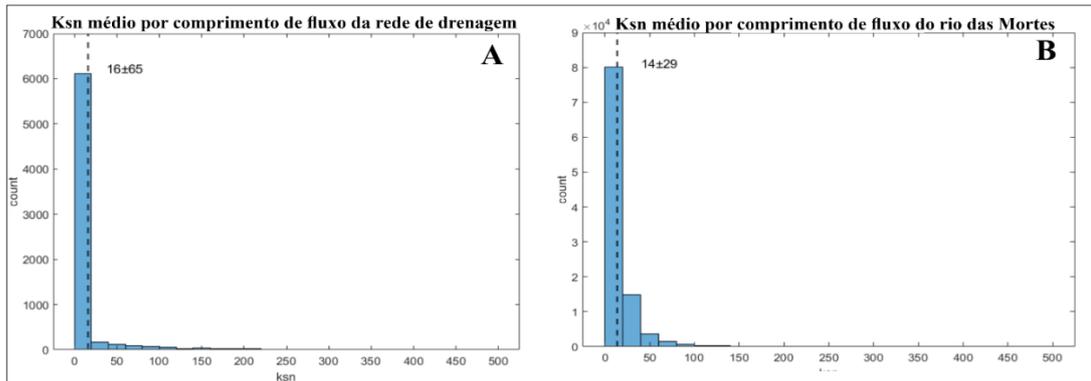
Figura 20 - ksn da BH Rio das Mortes



Fonte: Autora (2023)

A partir dos histogramas gerados, identificamos trechos com valores de k_{sn} superiores a $100 \text{ m}^{0.9}$. Entretanto, é nítida a maior recorrência de pixels com baixos valores (0 a $15 \text{ m}^{0.9}$), tanto para a rede de drenagem quanto para o canal principal (Figura 21). Em relação ao k_{sn} médio por comprimento de fluxo da rede de drenagem, nota-se mais de 6.000 pixels que apresentaram valores de k_{sn} quase nulo e 1.000 pixels com valores de 20 a $210 \text{ m}^{0.9}$, reforçando a relação entre o reduzido *stream power* na área.

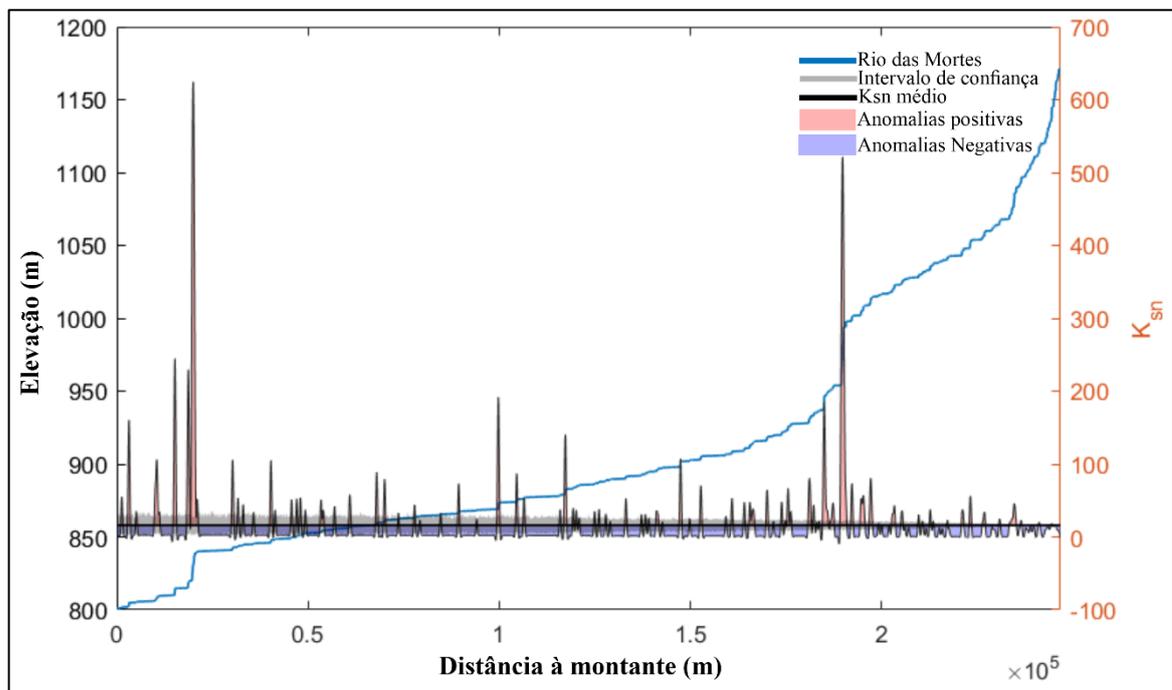
Figura 21 - Valores dos pixels, A) Área média da bacia, B) Rio principal



Fonte: Autora (2023)

A partir do cálculo do k_{sn} médio, elaboramos o gráfico das anomalias do rio das Mortes com intervalo de confiança de 90% sobre as anomalias positivas e negativas (Figura 22). Observamos boa aceitação ao longo de todo o trajeto do rio, o que valida o modelo de *stream power* desenvolvido a drenagem, uma vez que a maioria dos picos permanecem fora dos limites associados aos erros. Destacam-se as anomalias positivas, relacionadas aos picos de k_{sn} de estruturas que interceptam o canal principal, citadas anteriormente e coincidente com as principais anomalias mapeadas.

Figura 22 - Anomalias positivas e negativas



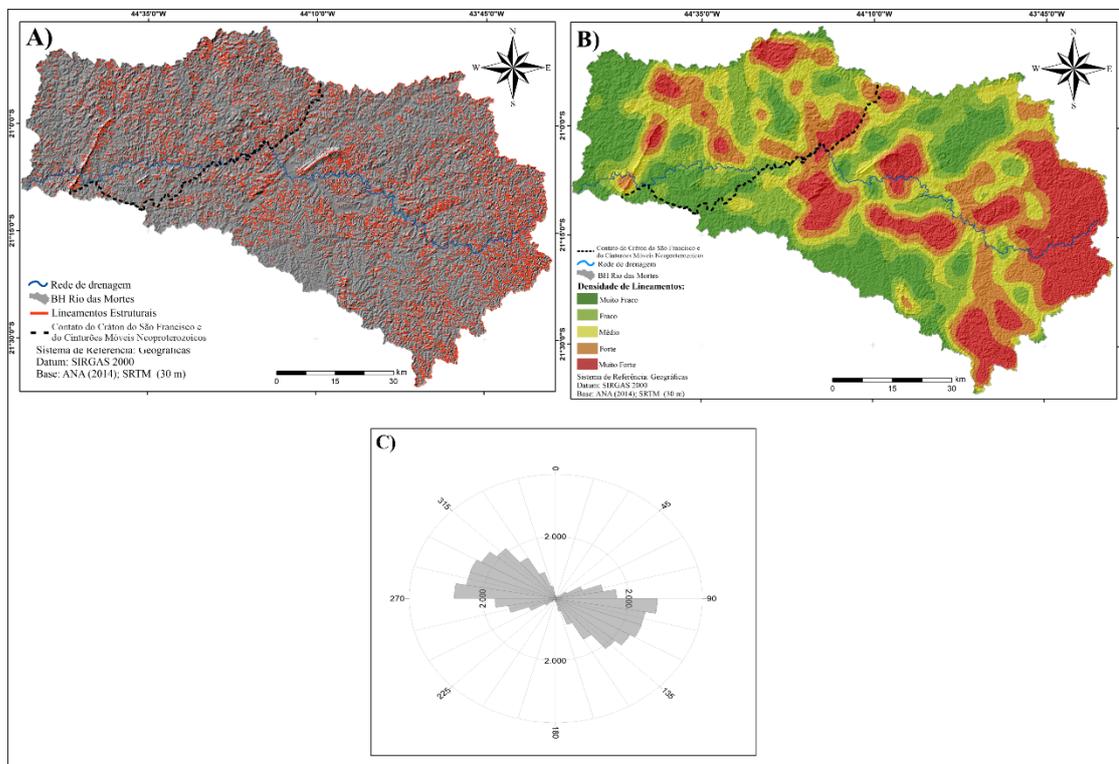
Fonte: Autora (2023)

A análise dos lineamentos estruturais (Figura 23A e 23B) revela maior concentração a montante da bacia, no domínio morfoestrutural dos cinturões móveis neoproterozoicos. Essa

concentração indica uma recorrência mais significativa de reativações tectônicas nessa região, especialmente em rochas como Ortognaisses (Pp2ma), Charnockito (APPsb), Gnaisses (PP2gc, Np3asa e PP2γ1fe) e Quartzo Diorito (PP3γ13r) (Figuras 3 e 4). Já os metapelitos da Formação Prados (MP23cp) e São João Del Rei (MP1sj) apresentam as menores concentrações nos cinturões móveis (Figuras 2 e 4). Em relação ao Cráton do São Francisco, de maneira geral, observam-se concentrações mais baixas nos terrenos mais antigos e estabilizados, associados ao Arqueano e Paleoproterozoico (Figuras 2, 3, 4), especialmente em zonas de cisalhamento e em rochas como o Metatonalito (PP2γ3rt), Quartzito (A4PP1bs), Hornblenda biotita granito (A4γ2am), Granito (A4γ2st), Gnaiss, Anfibolito (PP2bbmu) e Quartzo diorito (PP2γ1d).

Os divisores de drenagem na região apresentam maior concentração entre o divisor da bacia do rio Mortes com a do rio Paraíba do Sul a oeste, seguida pelos interflúvios entre as bacias do rio das Mortes e São Francisco ao norte, e do rio das Mortes com a do alto rio Grande ao sul. O diagrama de rosetas ilustra a direção preferencial das estruturas, com orientação predominante de W-E (90° a 270°), apontando para a recorrência de valores superiores a 2.000 lineamentos (Figura 23C).

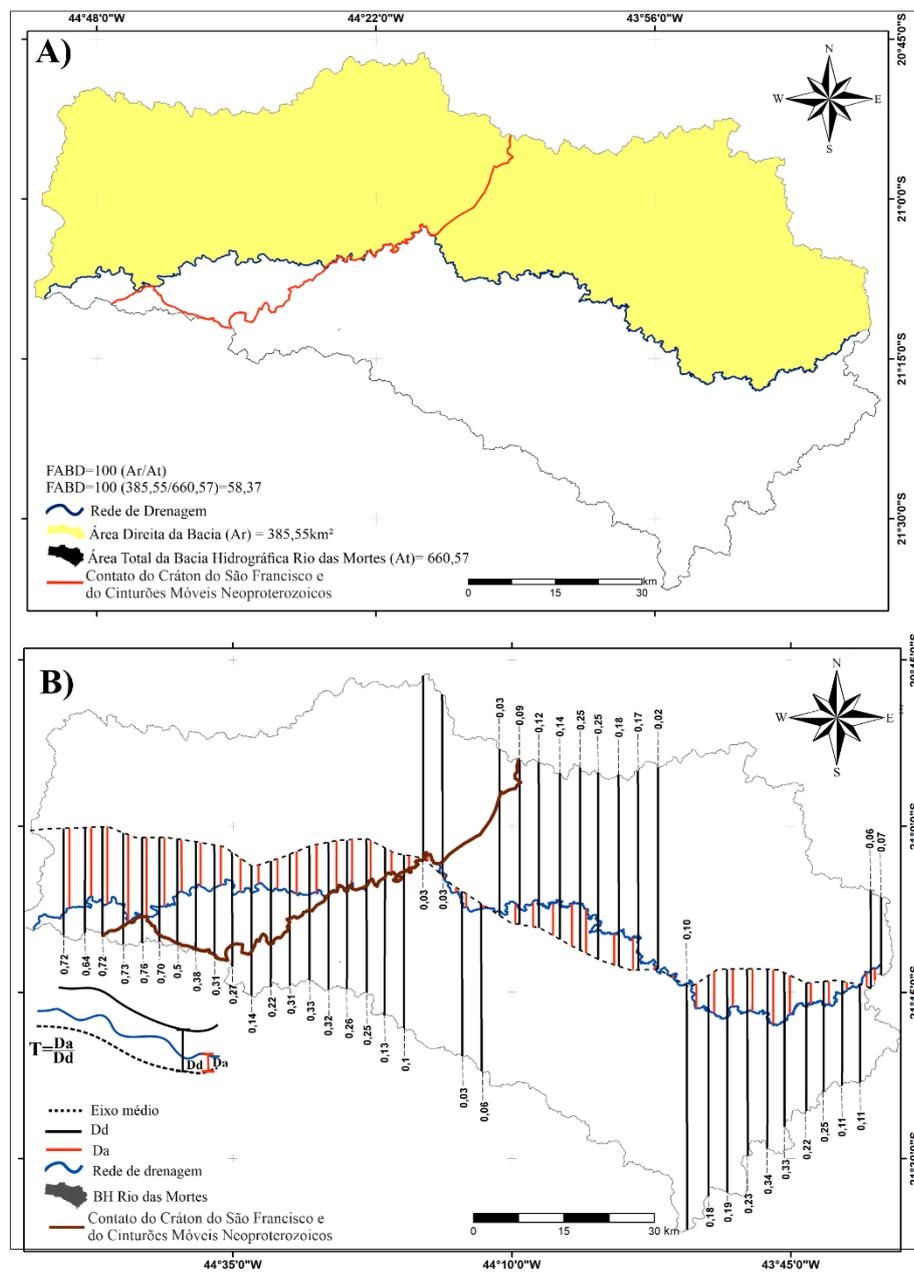
Figura 23 - A) Lineamentos estruturais, B) densidade de lineamentos estruturais, C) diagrama de roseta



Fonte: Autora (2023)

O índice FABD, com um valor de 58,37%, indica provável atividade de basculamento tectônico predominante ao sul da bacia, especialmente nas áreas a jusante (Figura 24A). Os resultados do índice FSTT segmentaram as áreas mais impactadas, corroborando a tendência média de deslocamento do canal principal para o sul da bacia evidenciada pelo FABD, sobretudo nos terrenos associados ao domínio morfoestrutural do Cráton do São Francisco. No entanto, foi observado um setor com deslocamento preferencial para o norte da bacia nos terrenos relacionados aos cinturões móveis neoproterozoicos (Figura 24B).

Figura 24 - A) Fator de assimetria da bacia de drenagem. B) Fator de simetria topográfica transversa



Fonte: Autora (2023)

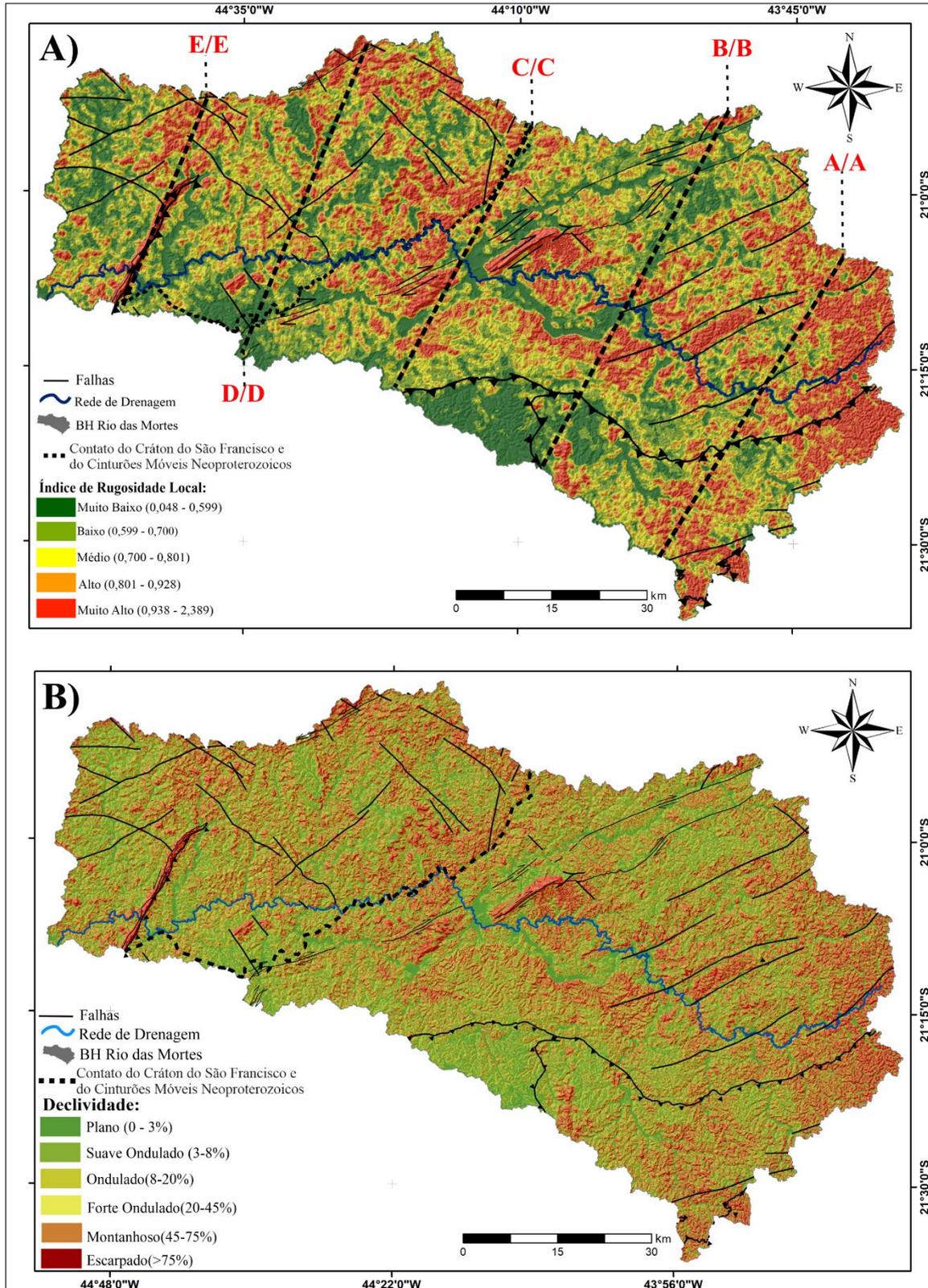
No domínio dos cinturões móveis neoproterozoicos, há trechos com pouco deslocamento do rio em relação ao eixo médio da bacia, devido ao encaixe em leito rochoso representado pelos Gnaisses (PP2gc). O deslocamento para o sul inicia-se com a influência dos xistos (PP2bb1), de menor resistência à migração do canal (trechos com valores entre 0,11 e 0,18). Posteriormente, o rio é interceptado por falhas de direção NE-SW que o direcionam por zonas de contato entre Quartzo Diorito (PP3γ13r), Gnaisses (NP3asa e PP2gc) e Metassiltitos (MP23cp), aproximando-o do eixo central da bacia. Essas falhas direcionam o rio próximo ao eixo central da bacia, em setor representado por baixo valor de deslocamento (0,10). Após esse setor, o rio migra para o norte do eixo central da bacia (trechos com valores entre 0,02 e 0,03). Em seguida, aproxima-se novamente do eixo principal devido à interceptação de falhas transcorrentes dextrais de orientação NE-SW, que originaram um gráben no contato entre as formações mesoproterozóicas (trechos com valores entre 0,06 e 0,03). Finalmente, no domínio morfoestrutural do Cráton do São Francisco, constata-se um significativo basculamento que direcionou o rio para o sul em terrenos paleoproterozóicos e arqueanos, evidenciando os maiores valores de deslocamento na área, também influenciados pelo reservatório da UHE do Funil (trechos com valores entre 0,1 e 0,72).

O índice de rugosidade (I_r) é classificado como médio, com um valor de 470,68 m/km², enquanto a relação de relevo (R_r) é categorizada como baixa, com um valor de 2,13 m/km. Essa disparidade resulta da metodologia de cálculo desses índices: o I_r é determinado com base na amplitude altimétrica da bacia (574 m) e na densidade de drenagem (0,82 km/km²); por sua vez, o R_r é calculado a partir da distância total do rio, desde a nascente até a barragem da UHE do Funil (268,97 km). Destaca-se, portanto, a maior eficácia do índice de rugosidade em comparação com a relação de relevo.

Para corrigir as inconsistências, aplicamos o índice de concentração de rugosidade (I_{cr}) para identificar os setores da bacia com maior rugosidade do terreno (Figura 25A). Áreas com concentrações significativas correlacionaram-se positivamente com a presença de lineamentos estruturais, maiores declividades e altitudes, especialmente nas vertentes íngremes dos vales e interflúvios imediatamente adjacentes ao canal principal, evidenciando intensa dissecação fluvial (Figura 25). Destaca-se a maior dissecação da rede de drenagem em terrenos de Ortognaisses (Pp2ma), Charnockito (APPsb), Gnaisses (PP2gc, Np3asa e PP2γ1fe) e Quartzo Diorito (PP3γ13r) (Figuras 2 e 4). As menores rugosidades associam-se aos leitos aluviais do canal principal e de tributários volumosos vinculados aos metapelitos da Formação Prados (MP23cp) e São João Del Rei (MP1sj), bem como nos divisores de drenagem ao sul,

relacionados aos interflúvios que delimitam a bacia do rio das Mortes com a do alto rio Grande (Figura 5).

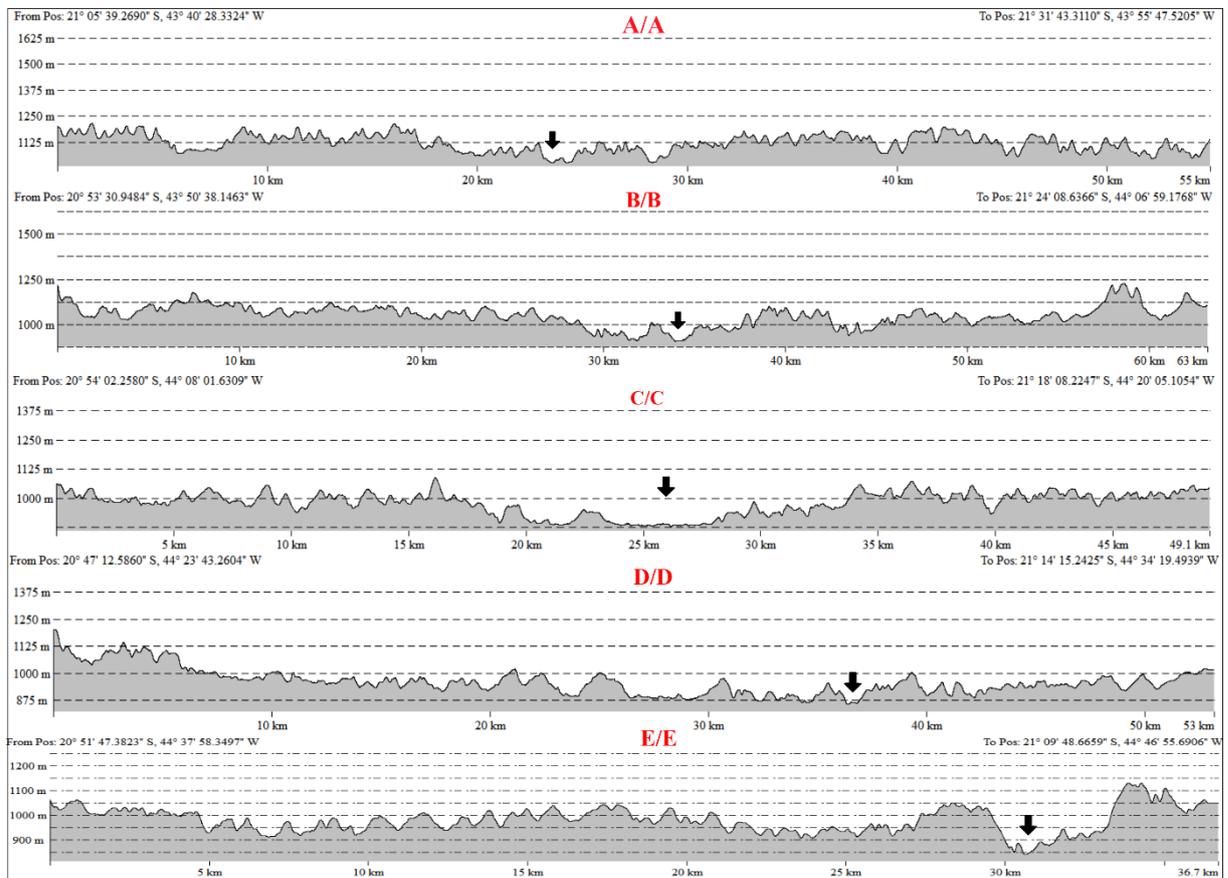
Figura 25 - A) Mapa de rugosidade local; B) Mapa de declividade



Fonte: Autora (2023)

Os perfis topográficos transversais aos vales fluviais (transectos A/A', B/B', C/C', D/D' e E/E') correlacionam-se com os valores do índice FSTT, revelando a influência do basculamento no deslocamento lateral do canal principal (Figura 24B, 25A e 26). O transecto A/A' destaca a incisão do rio no leito rochoso e o baixo deslocamento em relação ao eixo médio da bacia. O B/B' ilustra a interceptação por falhas NE-SW que direciona o rio próximo ao eixo central da bacia. O transecto C/C' evidencia uma nova aproximação do eixo principal, promovida pela interceptação de falhas transcorrentes dextrais de orientação NE-SW. Essas falhas originaram um gráben e possibilitaram o alongamento do vale, a suavização das vertentes e o desenvolvimento de leito aluvial em largas planícies de inundação. Os transectos D/D' e E'E' mostram basculamento significativo, direcionando o rio para o sul em terrenos paleoproterozóicos e arqueanos no domínio morfoestrutural do Cráton do São Francisco. O transecto E'E' ilustra também um trecho capturado por falha contracional vinculada ao maior knickpoint do rio das Mortes (Figura 26).

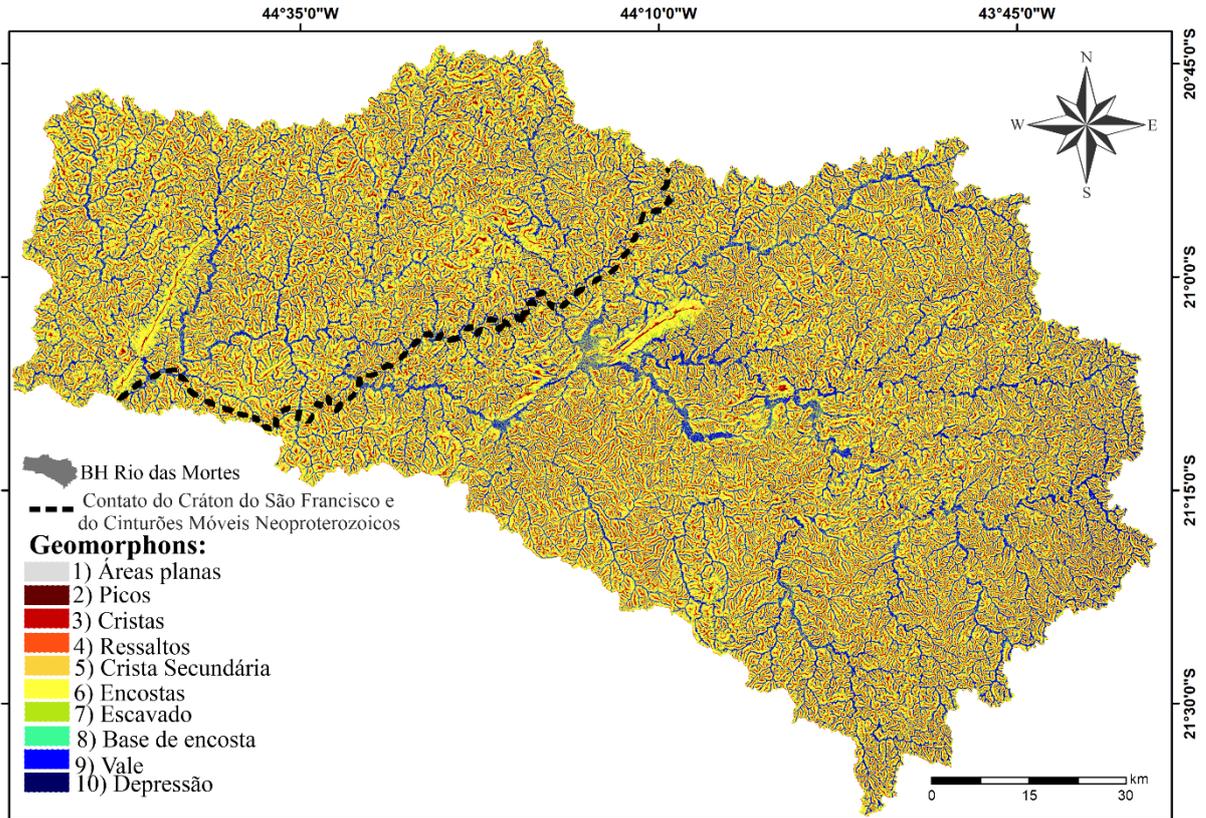
Figura 26 – Perfis topográficos e cortes esquemáticos transversais entre os interflúvios em relação ao canal principal (A, B, C, D, E)



Fonte: Autora (2023)

A classificação do relevo pelo índice geomorphons (Figura 27) evidenciou a homogeneidade nos domínios crátonicos e nos cinturões móveis neoproterozoicos. Elementos como cristas e vales ocorrem em toda a área da bacia, sendo que em alguns setores, as formas mais concentradas são os vales e depressões associados aos canais de drenagem.

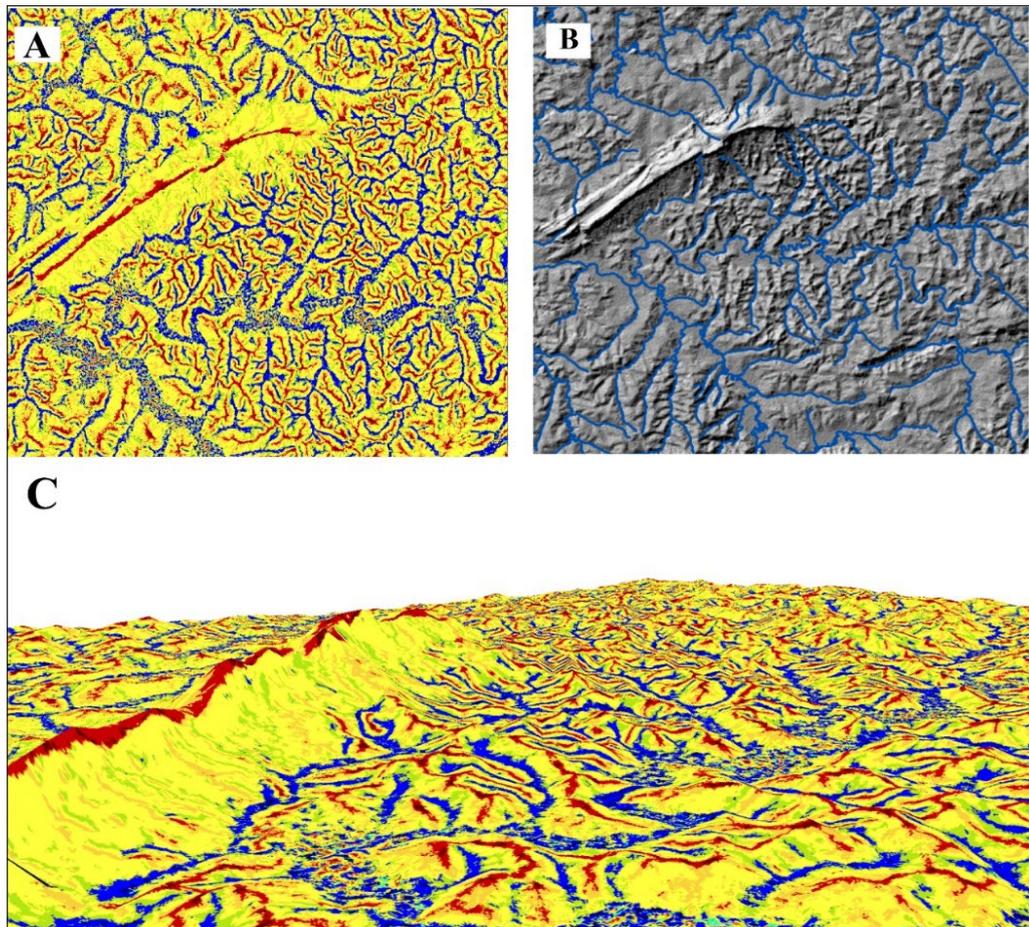
Figura 27 - Classificação geomorphons



Fonte: Autores (2023)

Para validar o modelo, efetuamos uma amostragem comparativa da rede de drenagem com o *hillshade*. A área de estudo está localizada em zonas de falhas transcorrentes e em contatos litológicos entre Metapelitos (MP1sj), Xisto, Sericita xisto (PP2bbl), Metagrabo (PP2δ1v). Neste setor, o Rio das Mortes está associado a um leito aluvial com valores reduzidos de stream power (Figura 28).

Figura 28 - Comparação dos vales com a rede de drenagem



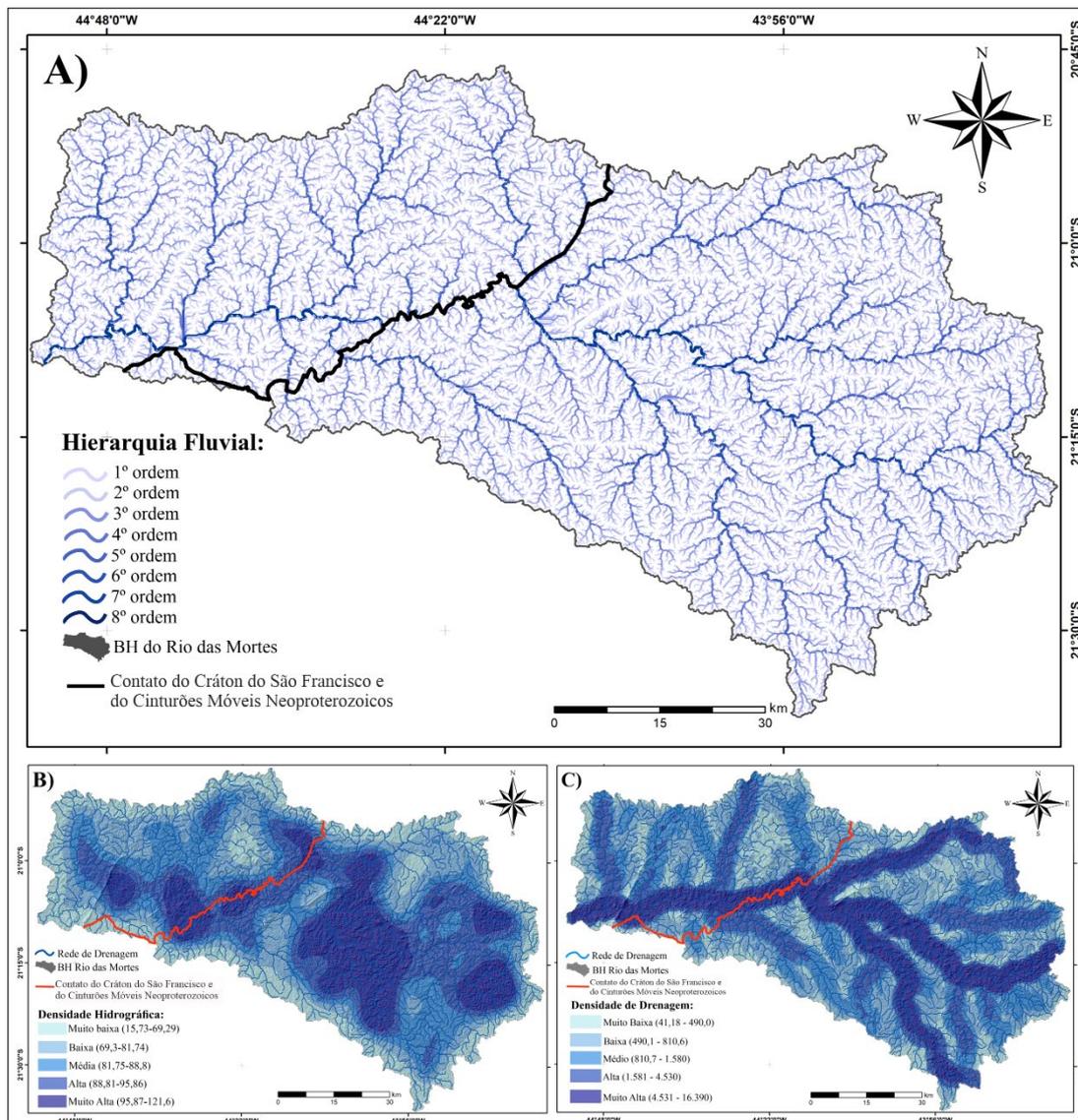
Fonte: Autora (2023)

A hierarquia fluvial confirma o padrão dendrítico da rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio das Mortes, composta por 4.108 canais de até 8ª ordem. Desses, 2.178 são de 1ª ordem, 1.197 de 2ª ordem, 528 de 3ª ordem, 135 de 4ª ordem, 52 de 5ª ordem, 13 de 6ª ordem, 4 de 7ª ordem e 1 de 8ª ordem (Figura 29A). É notório a influência dos domínios morfoestruturais perante o direcionamento da rede de drenagem. Os rios que possuem cabeceiras de drenagem no divisor do MO/SF apresentam direcionamento NE-SW nos cinturões móveis e N/S no Cráton do São Francisco, enquanto os do divisor MO/PS direção E-W. Por sua vez, os rios que fazem divisa com interflúvios da sub-bacia do alto RG fluem sentido S-N e SE-NW (Figura 29A e 29C).

A análise da densidade hidrográfica na bacia revelou um valor de 0,15 canais/km², indicando baixa propensão à formação de novos cursos d'água. Ao distribuir espacialmente essas concentrações, observa-se uma estreita relação com as variações geomorfológicas e litológicas da bacia (Figuras 4, 5 e 6). As maiores concentrações associam-se a terrenos dos cinturões móveis neoproterozoicos, embora também se observem elevações dos valores em

locais específicos do Cráton do São Francisco. Os elevados valores estão relacionados a importantes contatos litológicos promovidos por falhas, à influência de rochas menos fraturadas e à presença de Cambissolos, que dificultam a infiltração da água e potencializam o escoamento superficial. Nos cinturões, os valores mais elevados se associam a transição do Quartzo Diorito (PP3 γ 13r) com Gnaisses (PP2gc, PP2 γ 1fe e NP3asa), Quartzito, Filito e xisto (NP1carp), Metassiltito, Filito (MP23cp) e Metagrabro, Metadiorito (PP2 δ 1v). No cráton, os maiores valores se associam a transição de Gnaisses (PP2bbmu e PP1 γ 1ct) com Metatonalitos (PP2 γ 1ta, PP2 γ 3rt e PP2 γ 2rg), também encontra-se em litologias como Xistos (PP2bb1), Granitoide (PP2 γ 12rc) e Metassienogranito (A4 γ 3au).

Figura 29 - A) Hierarquia fluvial; B) Mapa de densidade hidrográfica; C) Mapa de densidade de drenagem

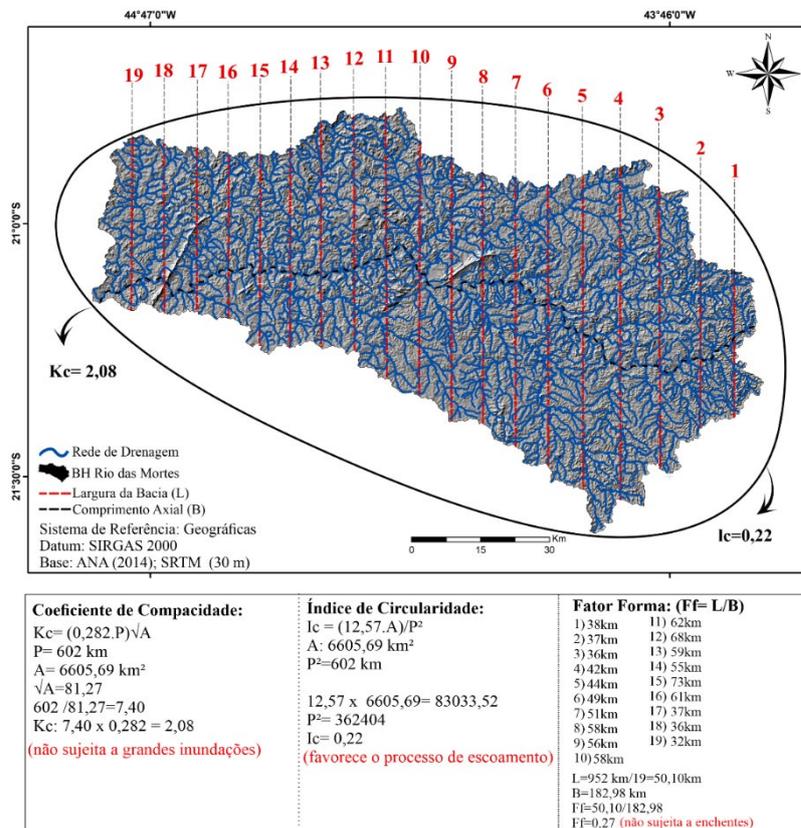


Fonte: Autora (2023)

Na análise da densidade de drenagem para toda a bacia, foi identificada uma baixa densidade, com valores médios em torno de $0,82 \text{ km/km}^2$. As áreas mais densas concentram-se ao longo do rio das Mortes e em setores associados a tributários volumosos e de maiores ordens. Esses resultados indicam locais com maior transferência de sedimentos e eficiência de escoamento pluvial durante picos de cheias (Figura 30C). Além disso, o rio das Mortes apresentou um índice de sinuosidade de $50,60\%$, caracterizando-o como um canal bastante sinuoso. Esses altos índices de sinuosidade refletem a presença de leito aluvial e certa estabilidade ao longo do percurso, evidenciada por longos trechos sem encaixe e erosão em leito rochoso e em *stream power* enfraquecido (Figura 4, 26).

Para compreender a dinâmica das águas na bacia hidrográfica, calculamos os índices de coeficiente de compacidade (K_c), índice de circularidade (I_c) e fator forma (F_f), o que resultou em: (i) baixa suscetibilidade à inundação ($K_c = 2,08 \text{ km/km}^2$); (ii) favorecimento do processo de escoamento ($I_c = 0,22 \text{ km/km}^2$); e (iii) baixa probabilidade de enchentes ($F_f = 0,27$). Esses parâmetros foram determinados com base nas variáveis de perímetro (602 km), área ($6605,69 \text{ km}^2$), largura média ($50,10 \text{ km}$) e comprimento axial ($182,98 \text{ km}$) da bacia (Figura 30).

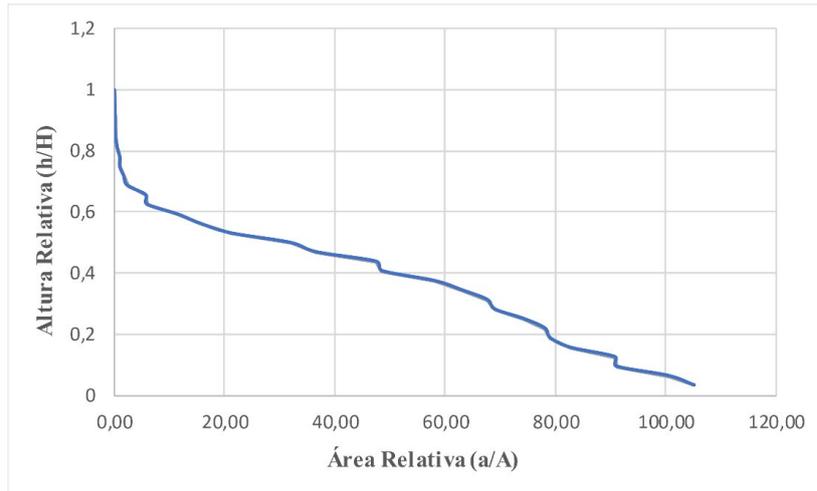
Figura 30 - Coeficiente de compacidade, índice de circularidade e fator forma da bacia hidrográfica do Rio das Mortes (MG)



Fonte: Autora (2023)

Os resultados obtidos referentes à integral hipsométrica (Figura 31) revelaram valores situados entre 0,48 e 0,63, indicando que a bacia do Rio das Mortes apresenta um estágio de dissecação madura do relevo. Estes valores caracterizam relevos mais antigos, estáveis, típicos de margens passivas.

Figura 31 - Curva integral hipsométrica



Fonte: Autora (2023)

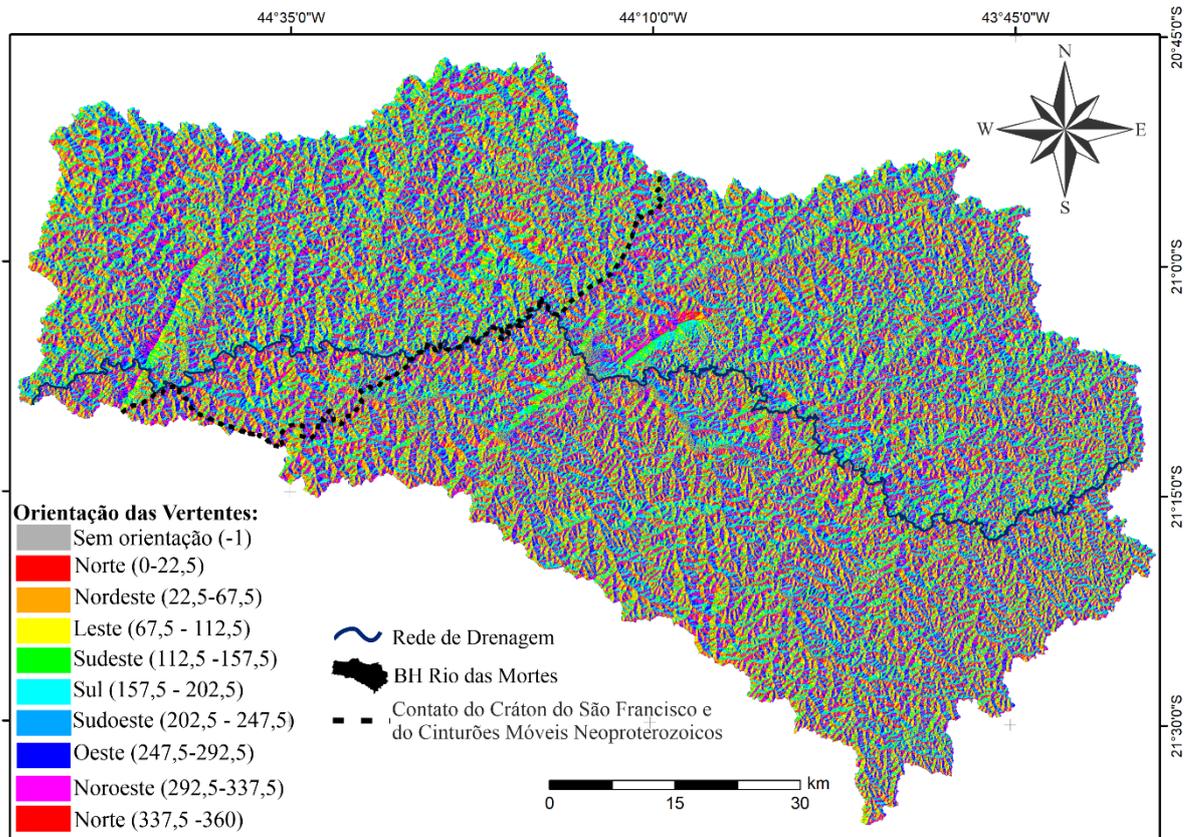
Ao analisar os resultados da orientação das vertentes (Figura 32), constatou-se uma preferência nas seguintes direções: Norte (12,30%), Noroeste (11,87%), Oeste (11,54%) e Nordeste (11,36%) (Tabela 1). A análise das áreas e porcentagens de cada orientação revela que a bacia do Rio das Mortes apresenta vertentes com uma predominância significativa de orientação para o norte (12,30%).

Tabela 1 - Área e porcentagem das orientações

Orientação	Área km ²	Porcentagem %
Norte	426,276	12,35%
Nordeste	393,599	11,36%
Leste	390,762	11,27%
Sudeste	364,361	10,51%
Sul	356,368	10,28%
Sudoeste	381,904	11,02%
Oeste	400,020	11,54%
Noroeste	411,443	11,87%
Norte	339,614	9,80%

Fonte: ArcGis10.8.

Figura 32 - Orientação das Vertentes da Bacia do Rio das Mortes



Fonte: Autora (2023)

8. DISCUSSÕES

8.1 CONTROLE ESTRUTURAL NA EVOLUÇÃO DA PAISAGEM

Na bacia hidrográfica do Rio das Mortes, os resultados revelam a influência do controle estrutural na evolução da paisagem, com padrões complexos relacionados aos processos tectônicos nas Faixas Brasília, Ribeira e Cráton do São Francisco (OLIVEIRA; CARNEIRO, 2001; UHLEIN *et al.*, 2012; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007). A orogenia Neoproterozoica Brasileiro-Pan-Africana desempenhou um papel essencial na evolução da paisagem ao criar características geológicas únicas que impactaram diretamente o relevo e a rede de drenagem através de eventos tectônicos marcantes (HEILBRON *et al.*, 2004). A diversidade litológica, que abrange do Mesoarqueano ao Cenozoico, evidencia a interação entre o Cráton do São Francisco e os cinturões móveis Neoproterozoicos, sublinhando a importância do controle estrutural na evolução da paisagem (DORANTI-TIRITAN *et al.*, 2014; SILVA; FERNANDES; MELLO, 2023).

Os complexos arqueanos na região revelam rochas ígneas e metamórficas associadas ao Cráton do São Francisco, contribuindo para a heterogeneidade geológica e desempenhando papel fundamental na evolução da paisagem (MIRANDA, 2016). A interação entre rochas metassedimentares neoproterozoicas/mesoproterozóicas e metamórficas paleoproterozóicas, demarcada por zonas de cisalhamento, evidencia a complexidade dos processos tectônicos regionais (FONTE-BOA *et al.*, 2022). As falhas transcorrentes dextrais, notadamente de orientação NE-SW, contribuíram para a formação de feições como grabens, que afetaram diretamente a evolução do sistema fluvial (SILVA; FERNANDES; MELLO, 2023).

A distribuição dos lineamentos estruturais mostra uma concentração significativa nos cinturões móveis Neoproterozoicos, indicando uma recorrência mais acentuada de reativações tectônicas nessa área (LINO *et al.*, 2021), principalmente entre o divisor da bacia do rio Mortes e a do rio Paraíba do Sul. Rochas como Ortognaisse, Charnockito e Gnaisse apresentam maior concentração, sugerindo uma influência direta dessas feições geológicas na morfologia da bacia. Comparativamente, o Cráton do São Francisco exibe padrões distintos, com concentrações mais baixas nos terrenos mais antigos e estabilizados. Isso indica que a evolução da paisagem nessa região está associada a processos tectônicos diferenciados (TEIXEIRA; FIGUEIREDO, 1991).

A organização dos divisores de drenagem na região também demonstra uma clara influência estrutural na configuração do relevo, destacando a importância dessas estruturas na determinação dos padrões de escoamento (SILVA *et al.*, 2006; REZENDE, 2013; PAIXÃO; SALGADO; FREITAS, 2016). A análise do FABD e do FSTT ofereceu uma perspectiva adicional sobre a atividade tectônica e o deslocamento do canal principal na bacia. O FSTT, ao segmentar as áreas mais impactadas, reforça a tendência de deslocamento do canal principal para o sul da bacia, especialmente nos terrenos associados ao Cráton do São Francisco. No domínio dos cinturões móveis neoproterozoicos, a análise do deslocamento do rio revela uma interação complexa com as características geológicas, exemplificada pela alternância entre Gnaisses e Xistos, rochas com resistência variável que exerceram impacto direto no padrão de migração do rio das Mortes e evidenciam a importância do controle estrutural na evolução do curso d'água.

Estes achados apoiam conclusões de estudos anteriores que salientam o papel crucial do contexto tectônico na evolução das paisagens fluviais (BISHOP, 2007; KIRBY; WHIPPLE, 2012; JAIN *et al.*, 2020). A literatura destaca que padrões de drenagem multifacetados e complexos são frequentemente observados nas bacias hidrográficas próximas a áreas marcadas

por eventos geológicos significativos (KALIRAJ; CHANDRASEKAR; MAGESH, 2014; MOHIDEEN, 2021). Além disso, as falhas geológicas desempenham papel crucial no direcionamento dos rios e na criação de características morfológicas, como *knickpoints* (COSTA *et al.*, 2021; CROSBY; WHIPPLE, 2006; GALLEN; WEGMANN, 2017; AHMED; ROGERS; ISMAIL, 2018).

8.2 CONDIÇÕES DE EQUILÍBRIO FLUVIAL

A análise do perfil longitudinal do rio das Mortes revela a presença de *knickpoints* que fornecem insights cruciais sobre as condições de equilíbrio fluvial na região. Na perspectiva da teoria do equilíbrio dinâmico, esses *knickpoints* são reflexos das interações complexas entre as características tectônicas, litológicas e morfológicas do ambiente fluvial (AMBILI; NARAYANA, 2014; BOULTON, 2020). Essas mudanças abruptas no declive representam desajustes erosivos, onde o rio reage a variações nas características das rochas (PHILLIPS *et al.*, 2010; SILVA *et al.*, 2021).

Em comparação com áreas tectonicamente ativas, a evolução do canal em regiões crátonicas é muitas vezes mais gradual. Embora as áreas crátonicas possam ter experimentado eventos tectônicos significativos no passado, a influência tectônica atual é geralmente menor (ALLEN; ARMITAGE, 2011). Isso resulta em condições mais estáveis para os sistemas fluviais, com menos ajustes morfológicos frequentes, semelhante ao padrão observado na bacia do rio das Mortes, com apenas 2 *knickpoints* de baixa magnitude (1ª ordem) no canal principal.

O primeiro *knickpoint*, próximo a uma falha de cisalhamento indiscriminada e associado a litologias xistosas, e o segundo *knickpoint*, localizado em uma falha de cisalhamento contracional que corta transversalmente o rio das Mortes, destacam a influência proeminente das estruturas tectônicas na dinâmica fluvial e a complexidade do controle estrutural na evolução do rio. A influência das falhas de direção NE-SW no direcionamento do rio, aproximando-o do eixo central da bacia, e a posterior migração para o norte e sul do eixo central também evidenciam a complexidade dessas interações. Ambas as anomalias podem ser interpretadas como setores passando por reajustes erosivos em busca do equilíbrio dinâmico, refletindo a interação complexa entre as forças erosivas e as resistências das rochas (VANLANINGHAM; MEIGS; GOLDFINGER, 2006).

A análise dos *knickpoints* quantificados nos gradientes fluviais em toda a bacia possibilitou a investigação da similaridade entre as áreas crátonicas e os cinturões móveis neoproterozoicos, fornecendo *insights* sobre a dinâmica morfológica da bacia hidrográfica.

Além das diferenciações estruturais nos contatos litológicos, a influência das zonas de falhas destaca antigos eventos tectônicos ocorridos no neoproterozóico (PAIXÃO; SALGADO; FREITAS, 2016; CARVALHO; JUNIOR; OLIVEIRA, 2020). A análise do índice k_{sn} revela uma maior potência de erosão do leito rochoso nas áreas pós-grandes rupturas de declives, indicando zonas de incisão fluvial e forte entalhamento do talvegue correlacionadas à espacialização das principais morfoestruturas da bacia hidrográfica (SOUZA *et al.*, 2020).

Nesta perspectiva, estudos ressaltam a importância das estruturas tectônicas na criação de desníveis significativos em rios, influenciando diretamente o equilíbrio fluvial, pois os rios respondem a perturbações ajustando seus perfis para otimizar a relação entre a energia do fluxo e a resistência ao desgaste (HARKINS *et al.*, 2007; WHITTAKER *et al.*, 2007; VITA-FINZI, 2012; BEESON; MCCOY, 2020). Isso está alinhado com as descobertas de Whittake *et al.* (2008), que ressaltam que as falhas tectônicas podem ser pontos críticos de desequilíbrio, levando a ajustes no perfil do rio para compensar as variações na resistência das rochas.

Nesse cenário, para além das deformações tectônicas, a exposição de rochas com resistências diferenciadas à erosão, relacionadas aos contatos litológicos específicos, também são determinantes na evolução do perfil longitudinal (DAS; KANDEKAR; SANGODE, 2022). A literatura sustenta que diferentes tipos de rochas respondem de maneira única à erosão, influenciando diretamente a configuração do canal (COOK, *et al.*, 2009). Para Schumm e Etheridge (1994), as diferenças litológicas atuam como pontos de desequilíbrio, desencadeando reajustes morfológicos para restabelecer a harmonia no sistema fluvial.

Estas relações também foram observadas na área. No domínio dos cinturões móveis NEOPROTEROZOICOS, por exemplo, observa-se que trechos com pouco deslocamento do rio estão associados ao encaixe em leito rochoso representado pelos Gnaisses (PP2gc). Isso destaca a influência direta das condições geológicas na estabilidade do canal do rio das Mortes. A migração para o sul, iniciada pela influência dos xistos (PP2bb1), evidencia a sensibilidade do canal às variações na resistência das rochas. O significativo basculamento observado no domínio morfoestrutural do Cráton do São Francisco, quando comparado os terrenos dos cinturões móveis, reforça a ideia de que as condições de equilíbrio fluvial são fortemente influenciadas pela geologia e pela história da tectônica regional. Além disso, ação do reservatório da UHE do Funil amplifica os valores de deslocamento, destacando a interação complexa entre as forças naturais e atividades humanas na evolução do sistema fluvial.

8.3 REFLEXOS NA HIDROGEOMORFOLOGIA FLUVIAL

A disparidade entre o índice de rugosidade (I_r) e a relação de relevo (R_r) chama a atenção para a necessidade de considerar múltiplos indicadores na avaliação da rugosidade do terreno. A literatura ressalta a importância de abordagens integradas para interpretar de maneira mais precisa as complexas interações entre fatores geológicos e morfológicos (TUCKER; HANCOCK, 2010; GOBATTONI *et al.*, 2011)

A concentração significativa de rugosidade em setores correlacionados positivamente com lineamentos estruturais, maiores declividades e altitudes, destaca a influência dos processos tectônicos e estruturais na configuração da paisagem. A associação entre áreas de maior dissecação fluvial e rugosidade do terreno reforça a importância da dinâmica fluvial na escultura da paisagem. Essa observação está em consonância com estudos anteriores que enfatizam o papel dos lineamentos na morfogênese (BREZSNYÁNSZKY; SIKHEGYI, 1987).

A análise dos perfis topográficos transversais aos vales fluviais juntamente com o índice FSTT proporciona uma visão dinâmica da evolução do canal principal. A influência do basculamento, direcionando o rio em resposta a falhas, destaca a interação entre a tectônica e a erosão fluvial. Esses processos moldam não apenas o curso d'água, mas também a topografia circundante.

A investigação da densidade hidrográfica revela uma distribuição espacial relacionada às variações geomorfológicas e litológicas da bacia. A relação entre a densidade de canais e as características do terreno destaca a influência das propriedades litológicas na formação de novos cursos d'água. Ao calcular os índices de coeficiente de compacidade (K_c), índice de circularidade (I_c) e fator forma (F_f), a baixa suscetibilidade à inundação, favorecimento do processo de escoamento e a baixa probabilidade de enchentes indicam uma configuração hidrogeomorfológica que favorece a estabilidade do canal principal, típica de áreas crátonicas. Esses resultados são consistentes com os altos índices de sinuosidade, refletindo a presença de leito aluvial e a estabilidade do curso d'água ao longo do percurso.

A classificação do relevo pelo índice *geomorphons* indicou similaridades entre as áreas crátonicas e os cinturões móveis. A predominância de cristas, cristas secundárias e encostas sugere o potencial da rede de drenagem exercer forte dissecação no leito do rio, criando vales e depressões que incidem no leito rochoso em alguns pontos (SILVEIRA *et al.*, 2018).

9. CONCLUSÃO

A análise integrada dos parâmetros morfológicos e morfométricos proporcionou uma compreensão abrangente da dinâmica geomorfológica da bacia hidrográfica do Rio das Mortes. Observou-se comportamento distinto ao longo da bacia, indicando a influência de reajustes erosivos e mecanismos de controle estruturais, tectônicos e esculturais na dinâmica da atual configuração geomórfica. A interação entre o Cráton do São Francisco e os cinturões móveis neoproterozoicos moldou a geologia regional e impactou diretamente a dinâmica fluvial, contribuindo para a heterogeneidade morfológica observada na região.

O presente trabalho obteve resultados significativos dessas interações, evidenciando também a diversidade geológica, a influência dos divisores de drenagem que estão em confluência com a bacia, como o Rio Doce, Rio Grande, São Francisco e Paraíba do Sul que dinamizaram a rede de drenagem da região. Além de fornecer uma ampla base de resultados e aplicações para o desenvolvimento de pesquisas futuras na área.

10. REFERÊNCIAS

AHMED, M. F.; ROGERS, J. D.; ISMAIL, E. H. Knickpoints along the upper Indus River, Pakistan: an exploratory survey of geomorphic processes. **Swiss Journal Of Geosciences**, [s. l.], v. 111, p. 191-204, 2018. <https://doi.org/10.1007/s00015-017-0290-3>.

ALLEN, P. A.; ARMITAGE, J. J. Crátonic Basins. **Tectonics Of Sedimentary Basins**, [S.L.], p. 602-620, 30 dez. 2011. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/9781444347166.ch30>.

ALVARES, C. A. *et al.* Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, [S.L.], v. 22, n. 6, p. 711-728, 1 dez. 2013. Schweizerbart. <http://dx.doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0507>.

ALVES, J. M. P.; CASTRO, P. T. A. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do rio do Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.L.], v. 33, n. 2, p. 117-124, 1 jun. 2003. Sociedade Brasileira de Geologia. <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.2003332117124>.

ALKMIM, F. F.; - NETO, M. A. M. A Bacia Intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: PINTO, Claiton Piva *et al* (org.). **Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais**. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de Minas Gerais, 2001. Cap. 2, p. 349. ISBN:8588618028.

ALMEIDA, L. Q.; CARVALHO, P. F. RISCOS NATURAIS E SÍTIO URBANO - INUNDAÇÕES NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MARANGUAPINHO, REGIÃO METROPOLITANA DE FORTALEZA, BRASIL. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 11, n. 2, p. 35-49, 9 set. 2010. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v11i2.150>.

AMBILI, V.; NARAYANA, A.C. Tectonic effects on the longitudinal profiles of the Chaliyar River and its tributaries, southwest India. **Geomorphology**, [S.L.], v. 217, p. 37-47, jul. 2014. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.04.013>.

ANA. **Base Hidrográfica Ottocodificada da Bacia do Rio Grande**. Brasília: ANA, 2014. Escala 1:50.000. Disponível em: <
<https://metadados.snirh.gov.br/geonetwork/srv/por/catalog.search#/home> >. Acesso em: 25 nov. 2023.

ARAÚJO, M. S. **Evolução dos Canais Fluviais: Morfometria e Sedimentologia na Bacia Hidrográfica do Rio Santo Antônio, Serra da Canastra – MG**. 2017. 94 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia -Mg, 2017.

ARRUZZO, F. A. **Mapeamento geológico estrutural da formação Tiradentes, mesoproterozóico, São João Del Rei, Minas Gerais**. 2016. 48 f. TCC (Doutorado) - Curso de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

AUBRY, T.; LUIS, L.; DIMUCCIO, L. Porque é que a arte do Coa se concentra na margem esquerda? Condicionantes geológicas e ambientais para a formação e conservação dos suportes artísticos do Vale do Coa. **O Arqueólogo Português**, v. 4/5, p. 133–174, 6 jul. 2017.

BARATTO, D. S.; TRENTIN, R. ANÁLISE DAS UNIDADES DE RELEVO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO ARROIO PUITÃ (RS). **Revista Geonorte**: Edição Especial 1: Geografia Física, Manaus, v. 3, n. 6, p. 543-555, 2012.

BARBOSA, J. S. E.; SABATÉ, P.; MARINHO, M. M. O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO NA BAHIA: uma síntese. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.L.], v. 33, n. 1, p. 03-06, 1 mar. 2003. Sociedade Brasileira de Geologia. <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.200333s10306>.

BEESON, H. W.; MCCOY, S. W. Geomorphic signatures of the transient fluvial response to tilting. **Earth Surface Dynamics**, [S.L.], v. 8, n. 1, p. 123-159, 19 fev. 2020. Copernicus GmbH. <http://dx.doi.org/10.5194/esurf-8-123-2020>.

BERTOLINI, W. Z.; DEODORO, S. C.; BOETTCHER, N. ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA BACIA DO RIO BARRA GRANDE – OESTE DE SANTA CATARINA. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 20, n. 1, p. 3-17, 2 jan. 2019. Revista Brasileira de Geomorfologia. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i1.1506>.

BERTOLINI, W. Z. O conceito de equilíbrio em Geomorfologia. **Terrae Didática**, Campinas, Sp, v. 15, p. 1-17, 2019. <https://periodicos.sbu.unicamp.br/ojs/index.php/td/article/view/8655009>.

BREZSNYÁNSZKY, K.; SIKHEGYI, F. Neotectonic interpretation of Hungarian lineaments in the light of satellite imagery. **Journal Of Geodynamics**, [S.L.], v. 8, n. 2-4, p. 193-203, dez. 1987. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0264-3707\(87\)90037-8](http://dx.doi.org/10.1016/0264-3707(87)90037-8).

BESSANI, A. S. et al. FISIOGRAFIA DO RIO MADEIRA: uma análise sobre a formação, estrutura e processos fluviais. **Argó**: Revista do Grupo PET e Acadêmicos de Geografia da Ufac, Acre, v. 1, n. 1, p. 118-127, 2018.

BIGARELLA, J J *et al.* **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais.** Florianópolis: UFSC. Acesso em: 24 nov. 2023., 1994.

BISHOP, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. **Earth Surface Processes and Landforms**, [S.L.], v. 32, n. 3, p. 329-365, mar. 2007. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.1493>.

BOTELHO, M. H. C. **Águas de Chuva: Engenharia das Águas Pluviais nas Cidades.** São Paulo: Edgard Blücher, 2 ed, 254 p, 1998.

BOULTON, S. J. Geomorphic Response to Differential Uplift: river long profiles and knickpoints from Guadalcanal and Makira (Solomon Islands). **Frontiers In Earth Science**, [S.L.], v. 8, p. 1-23, 6 fev. 2020. Frontiers Media SA. <http://dx.doi.org/10.3389/feart.2020.00010>.

CARVALHO, A. de *et al.* O PAPEL DOS PROCESSOS FLUVIAIS NA CONFIGURAÇÃO DE FUNDOS DE VALE NA BACIA DO RIO PARAÚNA – SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL, SUDESTE DO BRASIL. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 19, n. 4, p. 691-708, 1 out. 2018. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v19i4.1354>.

CARVALHO, A. DE; JUNIOR, A. P. M.; OLIVEIRA, L. A. F. DE. EVENTOS QUATERNÁRIOS DE ENTULHAMENTO E CONFIGURAÇÃO DE FUNDOS DE VALE NA BACIA DO RIO PARAÓPEBA – CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, SUDESTE DO BRASIL. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 4, 1 out. 2020

CARVALHO, A. de; MAGALHÃES JUNIOR, A. P. Sequências deposicionais fluviais e evolução geomorfológica da bacia do Rio Paraúna - Serra do Espinhaço Meridional, Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 22, n. 4, p. 771-792, 14 set. 2021. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v22i4.1878>.

CHEREM, L. F. S. *et al.* O PAPEL DAS CAPTURAS FLUVIAIS NA MORFODINÂMICA DAS BORDAS INTERPLANÁLTICAS DO SUDESTE DO BRASIL. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 14, n. 4, p. 299-308, 15 abr. 2014. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v14i4.325>.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia.** São Paulo: Edgard Blücher, Ed da Universidade de São Paulo, 1974.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia.** São Paulo: Edgard Blücher, 1980.

COOK, K. L *et al.* Rapid incision of the Colorado River in Glen Canyon – insights from channel profiles, local incision rates, and modeling of lithologic controls. **Earth Surface Processes And Landforms**, [S.L.], v. 34, n. 7, p. 994-1010, 23 mar. 2009. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.1790>.

CHORLEY, R. J. Geomorphology and General Systems Theory. **Geological Survey Professional Paper**, US, v. 5, p. 1-10, 1962.

CHORLEY, R. J.; KENNEDY, B. A. **Physical geography: A systems approach**. United States: Prentice Hall, 1971. 370 p. ISBN-10: 013669036X.

COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi embayment. **Geological Society Of America Bulletin**, Memphis, v. 106, n. 5, p. 571-581, 1994. Geological Society of America. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106:2.3.co:2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106:2.3.co:2).

COSTA, J. B. S *et al.* Tectonics and paleogeography along the Amazon River. **Journal Of South American Earth Sciences**, [S.L.], v. 14, n. 4, p. 335-347, set. 2001. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/s0895-9811\(01\)00025-6](http://dx.doi.org/10.1016/s0895-9811(01)00025-6).

CROSBY, B. T.; WHIPPLE, K. X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the waipaoa river, north island, New Zealand. **Geomorphology**, [S.L.], v. 82, n. 1-2, p. 16-38, dez. 2006. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.08.023>.

CPRM; CODEMIG. **Mapa Geológico do Estado da Minas Gerais. 2020**. Escala1:1.000.000 Disponível em: < <https://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/21828>>. Acesso em: 25 nov. 2023.

CUNHA, E. R.; BACANI, V. Sensoriamento remoto e SIG aplicados ao mapeamento geomorfológico da bacia hidrográfica do córrego Indaiá- MS. **GEOUSP: Espaço e Tempo (Online)**, v. 19, p. 630, 6 dez. 2015.

DAS, S.; KANDEKAR, A. M.; SANGODE, S. J. Lithologic Controls on Geomorphic Evolution of the Central Western Ghats: An example from the aghnashini catchment, karnataka, India. **Journal Of the Geological Society Of India**, [S.L.], v. 98, n. 4, p. 451-459, abr. 2022. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s12594-022-2001-6>.

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

DELGADO, I. M. D *et al.* Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, Luiz Augusto; SCHOBENHAU, Carlos; VIDOTT, Roberta Mary; GONÇALVES, João Henrique (ed.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & sig**. Brasília: CPRM, 2003. Cap. 4, p. 692.

DORANTI-TIRITAN, C *et al.* The Use of the Stream Length-Gradient Index in Morphotectonic Analysis of Drainage Basins in Poços de Caldas Plateau, SE Brazil. **International Journal Of Geosciences**, [S.L.], v. 05, n. 11, p. 1383-1394, 2014. Scientific Research Publishing, Inc. <http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2014.511112>.

ETCHEBEHERE, M. L *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: Geol. USP Sér. Cient**, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.

FALCÃO, C. L. C. A TEORIA GERAL DOS SISTEMAS E O ENTENDIMENTO DOS PROCESSOS EROSIVOS EM UMA BACIA HIDROGRAFIA. **Revista Equador**, Piauí, v. 9,

n. 4, p. 21-39, 15 dez. 2020. Universidade Federal do Piauí. <http://dx.doi.org/10.26694/equador.v9i4.10621>.

FELIX, A.; HORN FILHO, N. O. **Apostila Sedimentologia**. Florianópolis: Edições do Bosque, 2020. 177 p. (E-ISBN 978-65-991949-8-6).

FIERZ, M. M. A teoria do equilíbrio dinâmico em geomorfologia. **Geosp - Espaço e Tempo**, São Paulo, v. 19, n. 3, p. 605-629, 2016. ISSN 2179-0892.

FIRMINO, I. G. et al. CONTROLE TECTONO-ESTRUTURAL DOS SISTEMAS DE DRENAGEM: REVISÃO LITERÁRIA E PROPOSTAS METODOLÓGICAS. In: CARVALHO JÚNIOR, Osmar Abílio de et al (org.). **Revisões de literatura da geomorfologia brasileira**. Brasília: Selo Caliandra, 2022. Cap. 8, p. 1057

FURRIER, M; SILVA, I. C. Application of morphometric indices for the investigation of the structural and tectonic influences on the landform of the atlantic-type continental margin, Paraíba - Brazil. **Mercator**, Fortaleza, v. 20, p. 1-21, 2021. ISSN:1984-2201.

FONTE-BOA, T. M.R. *et al.* The southeast Brazilian rifted continental margin is not a single, continuous upwarp: variations in morphology and denudation patterns along the continental drainage divide. **Earth-Science Reviews**, [S.L.], v. 231, p. 091-104, ago. 2022. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104091>.

GALLEN, S. F.; WEGMANN, K. W. River profile response to normal fault growth and linkage: an example from the hellenic forearc of south-central crete, greece. **Earth Surface Dynamics**, [S.L.], v. 5, n. 1, p. 161-186, 28 fev. 2017. Copernicus GmbH. <http://dx.doi.org/10.5194/esurf-5-161-2017>.

GRAVELIUS, H. Grundrifi der gesamten Gewcisserkunde. Band 1: h'lufikunde, **Compendium of Hydrology**, vol. 1: Rivers, in German. Goshen, Berlin, Germany, 1914.

GRISON, F.; KOBİYAMA, M. TEORIA E APLICAÇÃO DA GEOMETRIA HIDRÁULICA: revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 12, n. 2, p. 25-38, 2011. <https://doi.org/10.20502/rbg.v12i2.232>.

GROHMANN, C.; RICCOMINI, C. Análise digital de terreno e evolução de longo-termo de relevo do centro-leste brasileiro. **Geologia USP - Serie Científica**, v. 12, p. 129-150, 1 ago. 2012.

GROTZINGER, John; JORDAN, Tom. **Para Entender a Terra**. 8. ed. Porto Alegre: Bookman, 2023. 757 p. ISBN-10 : 8565837777.

GILBERT, G. K. **Report On the Geology of the Henry Mountains**. Washington: Government Printing Office, 1877. 234 p.

GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 345 p, 1996.

GUERRA, A. T.; GUERRA, A. J. T. **Novo dicionário Geológico-Geomorfológico**. 6. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2008. 652 p.

GUERRA, A. J. T; MENDONÇA, J. K. S. Erosão dos solos e a Questão Ambiental. In: VITTE, A. C; GUERRA, A. J. T. (org.). **Reflexões sobre a geografia física no Brasil**. 6. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2012. Cap. 8, p. 282.

GUTIERRES, H. E. P *et al.* A abordagem da geomorfologia nos estudos de impacto ambiental para fins de licenciamento no estado da Paraíba. **Geografia Ensino & Pesquisa**, Santa Maria, v. 24, p. 1-33, 2020. Disponível em: <https://periodicos.ufsm.br/voluntas/article/view/48365>. Acesso em: 25 nov. 2023.

GOBATTONI, F *et al.* A procedure for mathematical analysis of landscape evolution and equilibrium scenarios assessment. **Landscape And Urban Planning**, [S.L.], v. 103, n. 3-4, p. 289-302, dez. 2011. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.landurbplan.2011.08.011>.

GOMES, R. D.; VITTE, A. C. Geomorfologia e Complexidade: uma revisão teórica. **Revista de Geografia - Ppgeo - UFJF**, [S.L.], v. 12, n. , p. 1-17, 7 mar. 2022. Universidade Federal de Juiz de Fora. <http://dx.doi.org/10.34019/2236-837x.2022.v1.36974>.

HACK J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal of Science, Bradley**, v. 258, p. 80-97, 1960.

HACK, J.T. Geomorphology of the Shenandoah Valley, Virginia and West Virginia, and origin of the residual ore deposits. U.S. **Geological Survey Professional Paper (484)**, 84p, 1965.

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

HACK, J. T. Dynamic equilibrium and landscape evolution. In: MELHORN, W. N.; FLEMAL, R. C. (Ed.). **Theories of landform development**. London: Allen & Unwin, p. 87-102, 1975.

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, p.76-104.

HARKINS, N *et al.* Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China. **Journal Of Geophysical Research: Earth Surface**, [S.L.], v. 112, n. 3, p. 1-21, set. 2007. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1029/2006jf000570>.

HASUI, Y. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. **Geociências**, São Paulo, Unesp, v. 29, p. 141-169, 2010. Disponível em: https://www.revistageociencias.com.br/geociencias-arquivos/29_2/Art_1_Hasui.pdf. Acesso em: 23 nov. 2023.

HEILBRON, M *et al.* PROVÍNCIA: Mantiqueira. In: - NETO, Vírgino Mantesso; BARTORELLI, Andrea; CARNEIRO, Celso dal Ré; NEVES, Benjamin Bley de Brito (org.). **Geologia do Continente Sul - Americano**: - evolução da obra de Fernando Flávio marques de almeida. São Paulo: Beca, 2004. Cap. 13, p. 570. ISBN-10: 8587256459.

HOBSON, R. D. Surface roughness in topography: quantitative approach. In: CHORLEY, R. J. **Spatial analysis in geomorphology**, 1ªEd. London: Routledge, 1972. p. 1-26. DOI: 10.4324/9780429273346.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society Of America Bulletin**, [S.L.], v. 56, n. 3, p. 275, 1945. Geological Society of America. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56\[275:edosat\]2.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56[275:edosat]2.0.co;2).

HUGGETT, R. J. **Fundamentals of geomorphology**. Routledge. 2011.

HUTTON, J. Theory of the Earth; or an Investigation of the Laws observable in the Composition, Dissolution, and Restoration of Land upon the Globe. **Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh**, 1(2), 209-304. 1788. doi:10.1017/S0080456800029227

IBGE. **Carta Topográfica de Barbacena, Folha SF-23-X-C-III-1**. Rio de Janeiro: IBGE, 1969a. Escala 1: 50.000.

IBGE. **Carta Topográfica de Lavras, Folha SF-23-X-C-I-1**. Rio de Janeiro: IBGE, 1969b. Escala 1: 50.000.

IBGE. **Carta Topográfica de Nazareno, Folha SF-23-X-C-I-2**. Rio de Janeiro: IBGE, 1969b. Escala 1: 50.000.

IBGE. **Carta Topográfica de São João del Rei, Folha SF-23-X-II-1**. Rio de Janeiro: IBGE, 1969b. Escala 1: 50.000.

IBGE. **Carta Topográfica de Senhora dos Remédios, Folha SF-23-X-C-III-2**. Rio de Janeiro: IBGE, 1969b. Escala 1: 50.000.

JASIEWICZ, J.; STEPINSKI, T. F. Geomorphons — a pattern recognition approach to classification and mapping of landforms. **Geomorphology**, v. 182, p. 147–156, 15 jan. 2013.

JAIWARA, N. K. et al. MATLAB functions for extracting hypsometry, stream-length gradient index, steepness index, chi gradient of channel and swath profiles from digital elevation model (DEM) and other spatial data for landscape characterisation. **Applied Computing and Geosciences**, v. 7, p. 100033, 1 set. 2020.

JAIN, M. *et al.* Luminescence dating on Mars: osl characteristics of martian analogue materials and gcr dosimetry. **Radiation Measurements**, UK, v. 41, n. 7-8, p. 755-761, ago. 2006. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.radmeas.2006.05.018>.

JAIN, V *et al.* Evolution of modern river systems: an assessment of ‘landscape memory’ in Indian river systems. **Episodes**, [S.L.], v. 43, n. 1, p. 535-551, 1 mar. 2020. International Union of Geological Sciences. <http://dx.doi.org/10.18814/epiugs/2020/020035>.

JESUS, V. C.; BARRETO, H. N. PADRÃO DE DRENAGEM, UM RESGATE CONCEITUAL COMO SUBSÍDIO À CLASSIFICAÇÃO DA BACIA DO RIO PREGUIÇAS – MA. **Ciência Geográfica**, Bauru, v. 14, n. 4, p. 1533-1552, 2021.

KALIRAJ, S.; CHANDRASEKAR, N.; MAGESH, N. S. Morphometric analysis of the River Thamirabarani sub-basin in Kanyakumari District, South west coast of Tamil Nadu, India, using remote sensing and GIS. **Environmental Earth Sciences**, [S.L.], v. 73, n. 11, p. 7375-7401, 30 nov. 2015. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-014-3914-1>.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. **Geology**, v. 29, n. 5, p. 415–418, 1 maio 2001

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal Of Structural Geology**, [S.L.], v. 44, p. 54-75, nov. 2012. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009>.

KONDOLF, G M.; BIZZI, S. Stream Geomorphology. **Encyclopedia Of Inland Waters**, [S.L.], p. 249-257, 2022. Elsevier. <http://dx.doi.org/10.1016/b978-0-12-819166-8.00186-9>.

KÖPPEN, W. Das geographische System der Klimate. In: KÖPPEN, W.; GEIGER, R. (Ed.). **Handbuch der klimatologie**. Berlin: Gebrüder Bornträger, 1936, p. 1-44.

LANGBEIN, W. B.; LEOPOLD, L. B. Quasi-equilibrium states in channel morphology. **American Journal Of Science**, [S.L.], v. 262, n. 6, p. 782-794, 1 jun. 1964. American Journal of Science (AJS). <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.262.6.782>.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. **River channel patterns: braided, meandering, and straight**. Washington, D.C: U.s. Government Printing Office, 1957. 85 p. (Professional Paper 282). <https://doi.org/10.3133/pp282B>.

LEOPOLD, L. B.; LANGBEIN, W. B. **The Concept of Entropy in Landscape Evolution**, U.S. Geological Survey Professional Paper 500-A, 1962.

LIMA, R. N. D. S.; MARÇAL, M. D. S. AVALIAÇÃO DA CONDIÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA BACIA DO RIO MACAÉ – RJ A PARTIR DA METODOLOGIA DE CLASSIFICAÇÃO DOS ESTILOS FLUVIAIS. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 14, n. 2, p. 171-179, 21 mar. 2013. . <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v14i2.317>.

LIMA, V. F. INFLUÊNCIA ESTRUTURAL NA CONFIGURAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO SETOR SUDESTE DA PARAÍBA E NORDESTE DE PERNAMBUCO. 2021. 179 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geografia, Centro de Ciências Exatas e da Natureza – Ccen Programa de Pós-Graduação em Geografia – Ppgg, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa - Pb, 2021.

LINO, L. M *et al.* Structural architecture and the episodic evolution of the ediacaran Campo Alegre Basin (southern Brazil): implications for the development of a synorogenic foreland rift and a post-collisional caldera-volcano. **Journal Of South American Earth Sciences**, [S.L.], v. 107, p. 103-147, abr. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103147>.

LUPINACCI, C. M.; SOUZA, T. de A. de. TERRAÇOS FLUVIAIS COMO INDICADORES DA DINÂMICA GEOMORFOLÓGICA NO QUATERNÁRIO: estudo de caso na depressão

periférica paulista. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 20, n. 2, p. 427-444, 1 abr. 2019. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1562>.

MACHADO, L. E. G.; NUNES, E. D.; ROMÃO, P. A. Análise da influência da topografia na variação sazonal de fitofisionomias na bacia do Rio Veríssimo-GO. **SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO**, v. 14, p. 2817-2822, 2009.

MANOEL, J. L.; ROCHA, P. C. LEVANTAMENTO E ANÁLISE COMPARATIVA DOS PADRÕES DE DRENAGEM DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DOS RIOS AGUAPEÍ E PEIXE. In: 12º SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 2017, Campinas Sp. **Anais 12º SBGFA Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento**. Campinas Sp: [S.N], 2017. p. 64-74.

MARTINEZ, M. **Aplicação de parâmetros morfométricos de drenagem na bacia do rio Pirapó: O perfil longitudinal**. 2005. 96 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geografia do Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2005.

MATTOS, S. H.V. L. D.; PEREZ FILHO, A. Complexidade e Estabilidade em Sistemas Geomorfológicos: uma introdução ao tema. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 5, n. 1, p. 11-18, 6 dez. 2004. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v5i1.28>.

MELO, G.; RUBIRA, F.; VILLELA, F.. PADRÃO DE DRENAGEM RADIAL ASSOCIADO AS FEIÇÕES DÔMICAS NO SEGUNDO PLANALTO PARANAENSE. In: 12º SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2018, Crato/ Ce. **Anais do 12º Sinageo**. São Paulo: União da Geomorfologia Brasileira, 2018.

MELTON, M. A. **An analysis of the relations among elements of climate, surface properties and geomorphology**. Dept. Geol. Columbia Univ. Tech. Rep. 11, Proj. NR 389-042, Off. of Nav. Res., New York, 1957.

MENEZES, C. R.; SALGADO, C. M. Classificação de estilos fluviais na bacia do rio Bananeiras (alto vale do Rio São João, Silva Jardim – RJ): base para análise da condição geomorfológica. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Pernambuco, v. 12, n. 3, p. 895-912, 2019. DOI: 10.268484/ rbgf.v12.3.p895-912.

MILLER, V. C. A Quantitative Geomorphic Study of Drainage Basin Characteristic in the Clinch Mountain Area, Virginia and Tennessee. **Journal of Geology**, Columbia University, vol 65, issue 1, pp.112 -113, 1953.

MIRANDA, D. A. **Evolução geológica arqueana do extremo sul do Cráton São Francisco na região da Serra da Babilônia, Bom Sucesso - MG**. 2016. 66 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2016. Disponível em: <http://hdl.handle.net/1843/IGCC-A85MUG>. Acesso em: 23 nov. 2023.

MINEIRO, Memória do Judiciário. Histórico da Comarca do Rio das Mortes: nota histórica. nota histórica. 2014. Disponível em: <https://bd.tjmg.jus.br/jspui/handle/tjmg/7840>. Acesso em: 26 dez. 2023.

MOHIDEEN, A. R.S. Morphometric assessment of hydrogeomorphic processes and landscape evolution in the Kallar watershed (Western Ghats, India): regionalisation and prioritisation. **Arabian Journal of Geosciences**, [S.L.], v. 14, n. 18, p. 18-61, 22 ago. 2021. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-021-08105-z>.

MONTEIRO, K. A. D.; MISSURA, R; CORREA, A. C. B. D. Application of the Hack index– or stream length-gradient index (SL index) – to the tracunhaém river watershed, Pernambuco, Brazil. **Geociências**, São Paulo, Unesp, v. 29, n. 4, p. 533-539, 2010.

MORAIS, E. S. de; ROCHA, P. C.. FORMAS E PROCESSOS FLUVIAIS ASSOCIADOS AO PADRÃO DE CANAL MEANDRANTE: o baixo rio do peixe, sp. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 17, n. 3, p. 431-449, 1 set. 2016. Revista Brasileira de Geomorfologia. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v17i3.813>.

NASCIMENTO, F. A; SALGADO, A. A. R.; GOMES, A. A. T. EVIDÊNCIAS DE REARRANJOS FLUVIAIS NO INTERFLÚVIO AMAZONAS-ESSEQUIBO - AMAZÔNIA SETENTRIONAL. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 20, n. 3, p. 663-671, 1 jul. 2019. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i3.1520>.

OLIVEIRA, A. H.; CARNEIRO, M. A. Campo Belo Metamorphic Complex: tectonic evolution of an archean sialic crust of the southern São Francisco cráton in Minas Gerais (Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [S.L.], v. 73, n. 3, p. 397-415, set. 2001. FapUNIFESP (SciELO). <http://dx.doi.org/10.1590/s0001-37652001000300009>.

OLIVEIRA, J. H. M. INFLUÊNCIAS DO QUADRO LITOESTRUTURAL E DOS PROCESSOS FLUVIAIS NA CONFIGURAÇÃO DO MODELADO DO RELEVO NO MÉDIO PARAGUAÇU/JQUIRIÇÁ, REGIÃO DE MILAGRES/ITATIM - BA. 2020. 199 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2020.

OZDEMIR, A. Landslide susceptibility mapping using Bayesian approach in the Sultan Mountains (Akşehir, Turkey). **Natural Hazards**, [S.L.], v. 59, n. 3, p. 1573-1607, 29 maio 2011. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s11069-011-9853-1>.

PAIXÃO, R. W.; SALGADO, A. A. R.; FREITAS, M. M D. Morfogênese do divisor hidrográfico Paraná/Paraíba do Sul: o caso da sub-bacia do Paraibuna. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 20, n. 1, p. 119-136, 2 jan. 2019. Revista Brasileira de Geomorfologia. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i1.1498>.

PANKHURST, R. J. *et al.* **West Gondwana**: pre-cenozoic correlations across the south atlantic region. 6. ed. London: Geological Society Pub House; Illustrated Edição, 2008. 422 p. Doi:10.1017/S0954102009990587.

PEIFER, D.; CREMON, É. H.; ALVES, F. C. FERRAMENTAS MODERNAS PARA A EXTRAÇÃO DE MÉTRICAS DE GRADIENTES FLUVIAIS A PARTIR DE MDES: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 21, n. 1, p. 117-138, 1 jan. 2020. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v21i1.1732>.

PEIFER, D. et al. Bases teóricas do modelo stream-power de incisão fluvial. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 23, n. 2, p. 1512-1523, 6 abr. 2022. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v23i2.2143>.

PHILLIPS, J. D. *et al.* Origin and interpretation of knickpoints in the Big South Fork River basin, Kentucky–Tennessee. **Geomorphology**, [S.L.], v. 114, n. 3, p. 188-198, jan. 2010. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.06.023>.

PINHEIRO, M. A. P.; SUITA, M. T. F. D. Metamorfismo de fundo oceânico e alto grau em meta-peridotitos ofiolíticos NEOPROTEROZOICOS, Faixa Brasília Sul, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.L.], v. 38, n. 4, p. 686-699, 1 dez. 2008. Sociedade Brasileira de Geologia. <http://dx.doi.org/10.25249/0375-7536.2008384686699>.

PINTO, R. W. P. et al. EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO RIO GRANDE, RJ: influências geológicas e capturas de drenagem. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 19, n. 2, p. 407-422, 1 abr. 2018. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v19i2.972>.

REIS, I. L. *et al.* Morphometric parameters of the relief and drainage network of a tropical subbasin. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 24, n. 2, p. 1-21, 27 jun. 2023. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v24i2.2311>.

REZENDE, É. A. *et al.* Fatores controladores da evolução do relevo no flanco NNW do rift continental do sudeste do Brasil: uma análise baseada na mensuração dos processos denudacionais de longo-termo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 14, n. 2, p. 221-234, 2013.

REZENDE, É. A. **Evolução do relevo no divisor hidrográfico entre as bacias dos rios Grande e Paraíba do Sul**: um estudo na serra da Mantiqueira (mg/rj). 2013. 107 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2013.

REZENDE, É. A.; SALGADO, A. A. R.; CASTRO, P. T. A. D. Evolução da rede de drenagem e evidências de antigas conexões entre as bacias dos rios Grande e São Francisco no sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 19, n. 3, p. 483-501, 1 jul. 2018. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v19i3.1304>.

RIBEIRO, A. *et al.* Evolução das bacias proterozóicas e o termo-tectonismo brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, [s. l.], v. 25, p. 235-248, 1995. Disponível em: <http://bjg.siteoficial.ws/1995/n.4/2.pdf>. Acesso em: 23 nov. 2023.

RICCOMINI, C.; COIMBRA, A. M.. Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. **Boletim Ig-Usp. Série Didática**, [s. l.], n. 6, p. 1-44, 1 nov. 1993. Universidade de São Paulo, Agência USP de Gestão da Informação Acadêmica (AGUIA). <http://dx.doi.org/10.11606/issn.2316-896x.v0i6p1-37>.

ROCHA, P. C. Os processos geomórficos e o estado de equilíbrio fluvial no alto Rio Paraná, centro sul do Brasil. **Geosul**, Florianópolis, v. 24, n. 48, p. 153-176, 2009.

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais**. Tese (Professor Titular) – Instituto de Geociências, Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte, p.160. 1991.

SALIS, H. H. C. *et al.* CARACTERIZAÇÃO MORFOMÉTRICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO CÓRREGO DO MARINHEIRO, SETE LAGOAS - MG. **Boletim de Geografia**, Maringá, v. 37, n. 2, p. 186-201, 17 abr. 2020. <http://dx.doi.org/10.4025/bolgeogr.v37i2.36965>.

SAMPAIO, T. V. M.; AUGUSTIN, C. H. R. R. Índice de concentração da rugosidade: uma nova proposta metodológica para o mapeamento e quantificação da dissecação do relevo como subsídio a cartografia geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 15, n. 1, p. 47-60, 23 abr. 2014. [Http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v15i1.376](http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v15i1.376).

SANTOS, A. H. B. dos; OLIVEIRA, D. de. A INFLUÊNCIA DE UMA ESTRUTURA DE IMPACTO NA MORFODINÂMICA DA BORDA MERIDIONAL DO PLANALTO PAULISTANO: o caso da cratera de colônia, em São paulo-SP. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 16, n. 4, p. 531-543, 31 out. 2015. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v16i4.617>.

SANTOS, V. C. dos; STEVAUX, J. C.. PROCESSOS FLUVIAIS E MORFOLOGIA EM CONFLUÊNCIAS DE CANAIS: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 18, n. 1, p. 3-17, 31 mar. 2017. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v18i1.1042>.

SANTOS, R. C. dos; MARÇAL, M. s. dos. CARACTERIZAÇÃO DOS AJUSTES E MUDANÇAS NA MORFOLOGIA DO RIO SÃO JOÃO, REGIÃO DAS BAIXADAS LITORÂNEAS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, São Paulo, v. 22, n. 1, p. 149-162, 1 jan. 2021. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v22i1.1826>.

SANTOS, M.; LADEIRA, F. S. B.; BATEZELLI, A. Indicadores geomórficos aplicados à investigação de deformação tectônica: uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 20, n. 2, p. 287-316, 31 mar. 2019. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i2.1564>.

SCHENK, C. V. **Migração de meandro fluviais**: estudo dos mecanismos de erosão e deposição numa seção tipo no rio ibicuí/rs. 2014. 46 f. TCC (Graduação) - Curso de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2014.

SCHUMM, S. A. Sinuosity of Alluvial Rivers on the Great Plains. **Geological Society Of America Bulletin**, [S.L.], v. 74, n. 9, p. 1089, 1963. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1963\)74\[1089:soarot\]2.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1963)74[1089:soarot]2.0.co;2).

SCHUMM, S. A. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. **Geological Society Of America Bulletin**, [S.L.], v. 67, n. 5, p. 597, 1956. [Http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1956\)67\[597:eodsas\]2.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1956)67[597:eodsas]2.0.co;2).

SCHUMM, S. A. Episodic erosion: a modification of the geomorphic cycle. In: MELHORN, W. N.; FLEMAL, R. C. (Org.). **Theories of landform development**. London: Allen & Unwin, p. 69-86, 1975.

SCHUMM, S. A.; LICHTY, R. W. Time, space, and causality in geomorphology. **William Morris Davis - Revista de Geomorfologia**, [S.L.], v. 2, n. 1, p. 1–9, 2021. Disponível em: [//williammorrisdavis.uvanet.br/index.php/revistageomorfologia/article/view/111](http://williammorrisdavis.uvanet.br/index.php/revistageomorfologia/article/view/111). Acesso em: 24 nov. 2023.

SCHWANGHART, W.; KUHN, N. J. TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. **Environmental Modelling & Software**, [S.L.], v. 25, n. 6, p. 770-781, jun. 2010. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2009.12.002>.

SCHWANGHART, W.; MOLKENTHIN, C.; SCHERLER, D. A systematic approach and software for the analysis of point patterns on river networks. **Earth Surface Processes And Landforms**, [S.L.], v. 46, n. 9, p. 1847-1862, 5 maio 2021. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.5127>.

SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. Short Communication: topotoolbox 2-matlab-based software for topographic analysis and modeling in earth surface sciences. **Earth Surface Dynamics**, [S.L.], v. 2, n. 1, p. 1-7, 15 jan. 2014. Copernicus GmbH. <http://dx.doi.org/10.5194/esurf-2-1-2014>.

SEEBER, L; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, [S.L.], v. 92, n. 4, p. 335-367, mar. 1983. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90201-9](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(83)90201-9).

SILVA, T. M. D. *et al.* Anomalias de Drenagem e Evolução da Paisagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (RJ/SP): drainage anomalies and landscape evolution in the Paraíba do sul middle valley (rj/sp). **Anuário do Instituto de Geociências**: UFRJ, Rio de Janeiro, v. 29, p. 210-224, 2006.

SILVA, B. A. D. *et al.* Lithostructural and tectonic determinants in the geomorphic evolution of the Basalt Plateau – Southern Brazil. **Journal Of South American Earth Sciences**, [S.L.], v. 110, p. 103-351, out. 2021. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103351>.

SILVA, J.P.; RODRIGUES, C.. REVISÃO TEÓRICA DOS SISTEMAS DE CLASSIFICAÇÃO DE CANAIS FLUVIAIS ALUVIAIS. In: 9º SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 9., 2012, Rio de Janeiro. **Anais do 9º Sinageo**. Rio de Janeiro: União da Geomorfologia Brasileira, 2012. v. 9. Disponível em: <https://www.sinageo.org.br/2012/trabalhos/2/2-337-486.html>. Acesso em: 25 nov. 2023.

SILVA, A. C.; SILVA, O. G. da. Análises dos padrões e estilos de canais a partir da paisagem geomorfológica fluvial na bacia do rio una/pe. **Revista Cerrados**, Montes Claros, v. 14, n. 02, p. 71-92, 18 mar. 2020. Universidade Estadual de Montes Claros (UNIIMONTES). <http://dx.doi.org/10.22238/rc24482692v14n22016p71a92>.

SILVA, G. P. da. **Expressão geomorfológica da queda do nível de base no Baixo São Francisco**. 2022. 124 f. Dissertação (Doutorado) - Curso de Geografia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2022.

SILVA, R. V. M. A. D.; FERNANDES, N. F.; MELLO, C. L. Drainage network rearrangement during the formation and segmentation of a Paleogene intraplate half-graben: insights from

fluvial captures records and longitudinal profiles. **Journal Of South American Earth Sciences**, [S.L.], v. 127, p. 104407, jul. 2023. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104407>.

SILVEIRA, C. T. DA et al. Classificação automatizada de elementos de relevo no estado do paraná (brasil) por meio da aplica o da proposta dos geomorphons. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 1, 1 jan. 2018.

SMITH, A. G. G. et al. Comparing methods for calculating channel steepness index. **Earth-Science Reviews**, v. 227, p. 103970, 1 abr. 2022.

SOUZA, D. V; MARTINS, A. A; FARIA, A. L. L de. APLICA O DO ÍNDICE DE HACK (SL) A UM TRECHO DO RIO ZÊZERE, PORTUGAL. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 12, n. 1, p. 23-28, 2011. <https://doi.org/10.20502/rbg.v12i1.215>.

SOUZA, D. H. D. *et al.* Compara o da dinâmica evolutiva, a longo e curto prazo, entre o Planalto de Poços de Caldas e o Planalto de São Pedro de caldas. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 15, n. 2, p. 251-272, 18 ago. 2014. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v15i2.481>.

SOUSA, M. M. de; OLIVEIRA, W. de. ANÁLISE MORFOLÓGICA DA REDE DE DRENAGEM DO ALTO JURUÁ/AC, EXTRAÍDA DE MDE-SRTM. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 18, n. 61, p. 44-64, mar. 2017. <http://www.seer.ufu.br/index.php/caminhosdegeografia/>.

SOUSA, R. V. B. et al. Inunda es e Conceitos Correlatos: revisão bibliográfica e análise comparativa. In: CARVALHO JÚNIOR, Osmar Abílio de et al (org.). **Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira**. Brasília: Selo Caliandra, 2022. Cap. 10, p. 1057. ISBN 978-65-86503-85-2.

SOUZA, C. M. P. et al. MACHINE LEARNING ALGORITHM IN THE PREDICTION OF GEOMORPHIC INDICES FOR APPRAISAL THE INFLUENCE OF LANDSCAPE STRUCTURE ON FLUVIAL SYSTEMS, SOUTHEASTERN - BRAZIL. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 2, 1 abr. 2020.

SORDI, M. V. de et al. EVOLU O DO RELEVO EM ÁREAS DE TRÍPLICE DIVISOR DE ÁGUAS REGIONAL - O CASO DO PLANALTO DE SANTA CATARINA: uma análise morfoestrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 16, n. 4, p. 579-592, 31 out. 2015. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v16i4.791>.

SOTCHAVA, V. B. **O estudo de geossistemas**. Instituto de Geografia. USP, São Paulo: Ed. Lunas, 1977.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Oficina de Textos, 2017. 336p.

STRAHLER, A. N. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis; Part 1. **American Journal of Science**, [S.L.], v. 248, n. 10, p. 673-696, 1 out. 1950. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.248.10.673>.

STRAHLER, A.N. HYPSONOMETRIC (AREA-ALTITUDE) ANALYSIS OF EROSIONAL TOPOGRAPHY. **Geological Society Of America Bulletin**, [S.L.], v. 63, n. 11, p. 1117, 1952. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1952\)63\[1117:haoet\]2.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1952)63[1117:haoet]2.0.co;2).

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, [S.L.], v. 38, n. 6, p. 913-920, dez. 1957. <http://dx.doi.org/10.1029/tr038i006p00913>.

STOLLE, A. *et al.* Protracted River response to medieval earthquakes. **Earth Surface Processes And Landforms**, [S.L.], v. 44, n. 1, p. 331-341, 17 out. 2018. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.4517>.

SUGUIO, K; BIGARELLA, J. J. **Ambientes fluviais**. 2.ed. Florianópolis: Editora da UFSC, 1990.

TEIXEIRA, Wi; FIGUEIREDO, M. C. H. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco cráton, Brazil: a review. **Precambrian Research**, [S.L.], v. 53, n. 1-2, p. 1-22, out. 1991. Elsevier BV. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90003-s](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(91)90003-s).

TEODORO I. L. V *et al.* O Conceito de Bacia Hidrográfica e a Importância da Caracterização Morfométrica para o Entendimento da Dinâmica Ambiental Local. **Revista Brasileira Multidisciplinar**. 7 out. 2015.

THORN, C. E.; WELFORD, M. R. The Equilibrium Concept in Geomorphology. **Annals Of the Association Of American Geographers**, [S.L.], v. 84, n. 4, p. 666-696, dez. 1994. Informa UK Limited. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1467-8306.1994.tb01882.x>.

TRENTIN, R.; SANTOS, L. J. C.; ROBAINA, L. E. S. Relação entre parâmetros morfométricos da rede de drenagem e substrato geológico da bacia hidrográfica do rio Itu: oeste do Rio Grande do Sul, Brasil. In: VIII SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA I ENCONTRO ÍBERO-AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA III ENCONTRO LATINO-AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 8., 2010, Recife. **Anais do VIII Sinageo**. Recife: União da Geomorfologia Brasileira, 2010.

TUCKER, G. E.; HANCOCK, G. R. Modelling landscape evolution. **Earth Surface Processes And Landforms**, [S.L.], v. 35, n. 1, p. 28-50, jan. 2010. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.1952>.

TUPINAMBÁ, M. *et al.* Geologia da faixa ribeira setentrional: estado da arte e conexões com a faixa Araçuaí. **Geonomos**, [S.L.], v. 15, n. 1, p. 67-79, 2007. GEONOMOS. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v15i1.108>.

UFV; CETEC-MG; UFLA; FEAM. **Mapa de solos do estado de Minas Gerais: legenda expandida**. Belo Horizonte: Fundação Estadual do Meio Ambiente, 2010. Escala 1:650.000. Disponível em: <https://drive.google.com/file/d/1yRiq8-KeyOhXI-HTHANIHaeOKIIRs-KJ/view?pli=1>. Acesso em: 25 nov. 2023.

UHLEIN, A. *et al.* Tectônica da faixa de dobramentos Brasília – setores setentrional e meridional. **Geonomos**, [S.L.], v. 20, n. 2, p. 1-14, 1 dez. 2012. GEONOMOS. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v2i20.243>.

VALERIANO, C. M. Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 23, p. 335-336, 1993. Disponível em: <http://bjg.siteoficial.ws/1993/n.3/21.pdf>. Acesso em: 23 nov. 2023.

VANLANINGHAM, S; MEIGS, A; GOLDFINGER, C. The effects of rock uplift and rock resistance on river morphology in a subduction zone forearc, Oregon, USA. **Earth Surface Processes and Landforms**, [S.L.], v. 31, n. 10, p. 1257-1279, 25 abr. 2006. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.1326>.

VITA-FINZI, C. River history and tectonics. **Philosophical Transactions of The Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, [S.L.], v. 370, n. 1966, p. 2173-2192, 13 Maio 2012. The Royal Society. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2011.0605>.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 245p, 1975.

VON AHN, M. M; FIGUEIRÓ, A. S. APLICAÇÃO DE GEOMORPHONS PARA A CLASSIFICAÇÃO DO RELEVO NOS MUNICÍPIOS DE ITAPEMA, PORTO BELO E BOMBINHAS - SC. In: 13º SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 13., 2021, Juiz de Fora - Mg. **Anais do 13º Sinageo**. Juiz de Fora - Mg: União da Geomorfologia Brasileira, 2021. v. 13.

WANG, J. et al. Spatial distribution pattern of channel steepness index as evidence for differential rock uplift along the eastern Altun Shan on the northern Tibetan Plateau. **Global and Planetary Change**, v. 181, p. 102979, 1 out. 2019.

WERLANG, T. **Um fragmento paleoarqueano no Cráton do São Francisco, Brasil**. 2019. 80 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade de Brasília, Brasília, 2019.

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. DOI: 10.1029/1999JB900120.

WHITTAKER, A. C. *et al.* Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: implications for predicting river incision rates. **Geology**, [S.L.], v. 35, n. 2, p. 103-106, 2007. Geological Society of America. <http://dx.doi.org/10.1130/g23106a.1>.

WHITTAKER, A. C. *et al.* Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles. **Geomorphology**, [S.L.], v. 100, n. 3-4, p. 506-526, ago. 2008. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.01.018>.

YOUNG, Sansfica M. *et al.* Geochemical Assessment of Upper Mahaweli River and Polgolla Reservoir Sediments, Sri Lanka. **Apcee Procedia**, [S.L.], v. 1, p. 53-58, 2012. Elsevier BV. <http://dx.doi.org/10.1016/j.apcee.2012.03.010>.

ZANCOPE, M. H. C.; PEREZ FILHO, A.; JÚNIOR, C. S. Anomalias no perfil longitudinal e migração dos meandros do rio Mogi Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 10, n. 1, p. 31-42, 26 nov. 2009. [Http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v10i1.115](http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v10i1.115).