

**UNIVERSIDADE FEDERAL DA FRONTEIRA SUL
CAMPUS CHAPECÓ
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

ADEMIR TANCINI

**ESTUDO DA VARIABILIDADE ESPACIAL E ASSOCIAÇÃO ENTRE
PRECIPITAÇÃO E VAZÃO NA RELAÇÃO COM A INCISÃO FLUVIAL:
BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CHAPECÓ - BHRC**

CHAPECÓ/SC

2026

ADEMIR TANCINI

**ESTUDO DA VARIABILIDADE ESPACIAL E ASSOCIAÇÃO ENTRE
PRECIPITAÇÃO E VAZÃO NA RELAÇÃO COM A INCISÃO FLUVIAL:
BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CHAPECÓ - BHRC**

Dissertação apresentada para o Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal da Fronteira Sul (UFFS), como requisito para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. William Zanete Bertolini

CHAPECÓ/SC

2026

Tancini, Ademir

Estudo da variabilidade espacial e associação entre precipitação e vazão na relação com a incisão fluvial: Bacia Hidrográfica do Rio Chapecó - BHRC / Ademir Tancini. -- 2026.

100 f.:il.

Orientador: Doutor William Zanete Bertolini

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal da Fronteira Sul, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Chapecó, SC; Erechim, RS, 2026.

1. Geomorfologia fluvial. 2. Incisão fluvial e evolução do relevo. 3. Bacia hidrográfica do rio Chapecó. I. Bertolini, William Zanete, orient. II. Universidade Federal da Fronteira Sul. III. Título.

ADEMIR TANCINI

**ESTUDO DA VARIABILIDADE ESPACIAL E ASSOCIAÇÃO ENTRE
PRECIPITAÇÃO E VAZÃO NA RELAÇÃO COM A INCISÃO FLUVIAL:
BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO CHAPECÓ - BHRC**

Dissertação apresentada para o Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal da Fronteira Sul (UFFS), como requisito para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Este trabalho foi defendido e aprovado pela banca em 08/07/2026.

BANCA EXAMINADORA



Documento assinado digitalmente

WILLIAM ZANETE BERTOLINI

Data: 10/07/2026 18:22:54-0300

Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof.º Dr.º William Zanete Bertolini – UFFS
Orientador



Documento assinado digitalmente

LEILA LIMBERGER

Data: 13/07/2026 09:58:43-0300

Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Profª. Dra. Leila Limberger - UNIOESTE
Avaliadora externa



Documento assinado digitalmente

ANDREY LUIS BINDA

Data: 20/07/2026 08:06:48-0300

Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Andrey Luis Binda – UFFS
Avaliador interno

Dedico este trabalho aos meus pais, que, embora não estejam mais presentes fisicamente, permanecem vivos em minha memória e em meu coração, sendo a base de tudo o que sou. À minha família, especialmente à minha esposa Ângela e à minha filha Maria Teresa, pelo amor, compreensão e apoio incondicional durante os momentos em que os estudos exigiram minha ausência.

Aos amigos e colegas, pela amizade, compreensão e companheirismo diante das inúmeras ocasiões em que precisei me afastar do convívio e dos momentos compartilhados.

AGRADECIMENTOS

A Deus, pelo dom da vida, pela força concedida nos momentos mais difíceis e pela oportunidade de concluir esta etapa tão importante de minha trajetória acadêmica e pessoal. Em todos os desafios enfrentados ao longo deste caminho, a fé foi sustento e esperança.

À minha esposa, Angela, expresso minha mais profunda gratidão pelo amor, companheirismo, paciência e coragem. Sua força diante do tratamento contra o Linfoma de Hodgkin foi inspiração diária para que eu seguisse em frente, mesmo nos momentos de maior dificuldade. Obrigado por caminhar ao meu lado com serenidade, apoio e compreensão.

À minha filha, Maria Teresa, maior presente da minha vida, cuja chegada trouxe novos sentidos, esperança e motivação para continuar. Seu nascimento transformou minha forma de ver o mundo e atribuiu ainda mais significado a esta conquista.

Aos meus familiares e amigos, agradeço pelo apoio, pelas palavras de incentivo, pela compreensão diante das ausências e pela presença constante nos momentos em que mais precisei. Cada gesto de carinho e solidariedade foi fundamental para que eu pudesse chegar até aqui.

Ao meu orientador, Professor William Zanete Bertolini, agradeço pela orientação segura, pela confiança, pela paciência e pelas valiosas contribuições acadêmicas ao longo desta pesquisa. Sua dedicação e comprometimento foram essenciais para o desenvolvimento deste trabalho.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGGeo), registro meu sincero agradecimento pelos ensinamentos compartilhados, pelas discussões acadêmicas e pela contribuição à minha formação intelectual e profissional.

À secretária do PPGGeo, Suelen, agradeço pela atenção, disponibilidade e apoio prestados em todos os momentos necessários durante o curso.

Por fim, agradeço a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para esta conquista, oferecendo apoio, compreensão, incentivo e paciência ao longo desta caminhada. Esta dissertação também é resultado da presença, da colaboração e da generosidade de cada um de vocês.

“A paisagem é o resultado de uma acumulação de tempos.” — Milton Santos

RESUMO

Esta dissertação analisou a relação entre precipitação, vazão média de longo termo (Q_{mlt}), potência fluvial específica (ω) e incisão fluvial na Bacia Hidrográfica do Rio Chapecó (BHRC), oeste de Santa Catarina, com o objetivo de compreender os controles hidrológicos, geomorfológicos e morfoestruturais associados à evolução do relevo em um contexto de margem passiva desenvolvido sobre derrames vulcânicos da Bacia do Paraná. A pesquisa fundamentou-se no modelo de potência fluvial (*stream power*), utilizando abordagem metodológica baseada em Ferrier *et al.* (2013), aplicada a 56 sub-bacias afluentes dos rios Chapecó e Chapecozinho. Foram empregados dados pluviométricos de 1991–2020 obtidos na plataforma HidroWeb/ANA, modelo digital de elevação ALOS PALSAR, técnicas de espacialização geoestatística da precipitação, regionalização hidrológica para estimativa da Q_{mlt} e cálculo da potência fluvial específica e das taxas estimadas de incisão fluvial. Os resultados demonstraram que a precipitação apresenta distribuição relativamente homogênea na BHRC, exercendo influência indireta sobre a incisão por meio da geração de vazão, enquanto a Q_{mlt} e a potência fluvial específica constituem os principais controles da energia erosiva do sistema fluvial. A potência fluvial específica variou entre 279 e 8933 W/m², enquanto as taxas estimadas de incisão variaram entre 0,08 e 2,80 mm/ano, apresentando média regional entre 0,35 e 0,45 mm/ano. Observou-se correlação positiva entre potência fluvial e incisão estimada, bem como relação moderada entre taxa de incisão e amplitude do relevo local ($R^2 = 0,41$), indicando que sub-bacias mais dissecadas tendem a apresentar maior energia fluvial. A análise espacial revelou forte contraste entre o Planalto Dissecado do rio Uruguai (PDU) e o Planalto dos Campos Gerais (PCG), sendo o primeiro caracterizado por maiores taxas de incisão, relevo mais entalhado e menores tempos teóricos para geração da dissecação atual. A extrapolação temporal das taxas estimadas indicou tempos variando entre 56 mil e 996 mil anos, sugerindo que as taxas contemporâneas de incisão não explicam integralmente a morfologia atual da bacia. Conclui-se que a evolução geomorfológica da BHRC resulta da interação entre controles hidrológicos, herança morfoestrutural, reorganização da drenagem e possíveis fases pretéritas de intensificação erosiva associadas às oscilações paleoclimáticas do Quaternário.

Palavras-chave: incisão fluvial; potência fluvial específica; geomorfologia fluvial; evolução do relevo; Bacia Hidrográfica do Rio Chapecó.

ABSTRACT

This dissertation analyzed the relationship between precipitation, long-term mean discharge (Q_{mlt}), specific stream power (ω), and fluvial incision in the Chapecó River Watershed (CRW), located in western Santa Catarina State, southern Brazil, aiming to understand the hydrological, geomorphological, and morphostructural controls associated with landscape evolution in a passive-margin setting developed over volcanic rocks of the Paraná Basin. The research was based on the stream power model and employed a methodological approach adapted from Ferrier *et al.* (2013), applied to 56 tributary sub-basins of the Chapecó and Chapecozinho rivers. Rainfall data from 1991 to 2020 obtained from the HidroWeb/ANA database, ALOS PALSAR digital elevation models, geostatistical rainfall spatialization techniques, hydrological regionalization for Q_{mlt} estimation, and calculations of specific stream power and fluvial incision rates were employed. The results demonstrated that precipitation exhibits a relatively homogeneous spatial distribution throughout the watershed, exerting an indirect influence on incision through runoff generation, whereas Q_{mlt} and specific stream power constitute the principal controls on fluvial erosive energy. Specific stream power ranged from approximately 279 to 8,933 W/m², while estimated incision rates varied from 0.08 to 2.80 mm/year, with a regional average ranging between 0.35 and 0.45 mm/year. A positive correlation was observed between stream power and estimated incision rates, as well as a moderate relationship between incision rates and local relief amplitude ($R^2 = 0.41$), indicating that more deeply dissected sub-basins tend to present higher fluvial energy. Spatial analysis revealed a marked contrast between the Dissected Plateau of the Uruguay River and the Campos Gerais Plateau, with the former characterized by higher incision rates, more deeply incised relief, and shorter theoretical times for the development of the current landscape dissection. Temporal extrapolation of the estimated rates indicated times ranging from approximately 56 ka to 996 ka, suggesting that contemporary incision rates alone cannot fully explain the current watershed morphology. It is concluded that the geomorphological evolution of the CRW results from the interaction between hydrological controls, morphostructural inheritance, drainage reorganization, and possible past phases of intensified erosion associated with Quaternary paleoclimatic oscillations.

Keywords: fluvial incision; specific stream power; fluvial geomorphology; landscape evolution; Chapecó River Watershed.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Mapa da área de estudo com as 56 sub-bacias da BHRC.....	32
Figura 2 – Mapa pluviométrico da BHRC	34
Figura 3 – Mapa geológico da BHRC.....	39
Figura 4 – Mapa geomorfológico da BHRC.....	40
Figura 5 – Fluxograma metodológico da pesquisa.....	44
Figura 6- Localização das estações pluviométricas consideradas neste estudo.....	45
Figura 7 – Falhas em cada uma das 9 estações pluviométrica dentro da BHRC no período 1991 a 2020 com mês e ano correspondente	46
Figura 8 - Precipitação média do período de 30 anos (1991 a 2020) para a BHRC.	55
Figura 9 - Precipitação média interdecadal na BHRC 1991-2000, 2001-2010 e 2011 2020.	56
Figura 10- Mapa hipsométrico da BHRC.....	60
Figura 11 - Mapa da vazão média de longo termo Q _{mlt} por sub-bacias da BHRC (30 anos).	62
Figura 12 - Mapa da declividade média da BHRC.	66
Figura 13 - Mapa da potência fluvial por sub-bacias da BHRC (30 anos).....	69
Figura 14 - Taxa de incisão estimada (mm/ano) por sub-bacias da BHRC (30 anos).	75
Figura 15 - Boxplot da distribuição das taxas de incisão fluvial estimada (mm/ano) na BHRC com identificação de <i>outliers</i> estatísticos.	77

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Indicadores hidrológicos estimados para o rio Chapecó	36
Tabela 2 – Vazões médias observadas em estações fluviométricas da BHRC	36
Tabela 3 – Valor da resistência por tipo de rocha	53

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ALOS PALSAR – *Advanced Land Observing Satellite / Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*

ANA – Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico

ASF – Alaska Satellite Facility

BHRC – Bacia Hidrográfica do Rio Chapecó

Cfa – Clima subtropical úmido com verão quente

Cfb – Clima subtropical úmido com verão ameno

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

EPAGRI – Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina

HidroWeb – Sistema de Informações Hidrológicas da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

IDW – Inverse Distance Weighting

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

MDE – Modelo Digital de Elevação

MGB – Modelo de Grandes Bacias

MPB – MPB Engenharia Estudos Ambientais

NASA – National Aeronautics and Space Administration

PCG – Planalto dos Campos Gerais

PDU – Planalto Dissecado do rio Uruguai

PERH/SC – Plano Estadual de Recursos Hídricos de Santa Catarina

PROESC – Projeto Oeste de Santa Catarina

Q_{7,10} – Vazão mínima média de sete dias consecutivos com período de retorno de dez anos

Q₉₀ – Vazão de permanência de 90%

Q₉₅ – Vazão de permanência de 95%

Q₉₈ – Vazão de permanência de 98%

Q_{mlt} – Vazão média de longo termo

RH2 – Região Hidrográfica 2 – Meio Oeste

RIGEO – Repositório Institucional de Geociências

SC – Santa Catarina

SDS – Secretaria de Estado do Desenvolvimento Sustentável

SIG – Sistema de Informação Geográfica

SWAT – Soil and Water Assessment Tool

USP – Universidade de São Paulo

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	16
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	21
2.1	O MODELO DE POTÊNCIA FLUVIAL (STREAM POWER) E O TRABALHO FLUVIAL	23
2.2	VAZÃO E TRABALHO FLUVIAL.....	28
2.2.1	Vazão e energia fluvial: trabalho do escoamento	29
3	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	32
3.1	CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA.....	33
3.2	CARACTERIZAÇÃO HIDROLÓGICA.....	35
3.3	CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICA	37
4	METODOLOGIA E PROCEDIMENTOS APLICADOS	43
4.1	ESPACIALIZAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL NA BHRC.....	45
4.2	A EQUAÇÃO DE POTÊNCIA FLUVIAL	48
4.3	ESTIMATIVA DA VAZÃO FLUVIAL MÉDIA DE LONGO TERMO	49
4.4	ESTIMATIVA DA TAXA DE INCISÃO FLUVIAL	50
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	54
5.1	VARIABILIDADE ESPACIAL DA PRECIPITAÇÃO (1991-2020) E AS IMPLICAÇÕES HIDROLÓGICAS NA BHRC	54
5.2	ESPACIALIZAÇÃO DA VAZÃO MÉDIA DE LONGO TERMO NA BHRC E SUA RELAÇÃO COM A PRECIPITAÇÃO	61
5.3	DECLIVIDADE MÉDIA DA BHRC.....	66
5.4	ESPACIALIZAÇÃO DA POTÊNCIA FLUVIAL NA BHRC E SUA RELAÇÃO COM A VAZÃO MÉDIA DE LONGO TERMO, DECLIVIDADE E ÁREA ...	69
5.5	INCISÃO FLUVIAL ESTIMADA (E) E SUAS RELAÇÕES COM A PRECIPITAÇÃO, QMLT, POTÊNCIA FLUVIAL E DECLIVIDADE	75
5.6	COMPARAÇÃO COM ESTUDOS INTERNACIONAIS EM CONTEXTOS ANÁLOGOS.....	83
5.7	LIMITAÇÕES, HIPÓTESES E INCERTEZAS DO MODELO DE STREAM POWER	85
6	CONCLUSÃO.....	89
	REFERÊNCIAS.....	92

1 INTRODUÇÃO

Uma das maiores dificuldades em compreender o impacto do clima na erosão fluvial é a grande disparidade entre as escalas dos fenômenos e variáveis envolvidas. As taxas de precipitação efetivamente relevantes para o processo erosivo variam da ordem de horas a dias, enquanto as escalas que importam às taxas de evolução do relevo variam de séculos a milênios (Deal *et al.*, 2018). Permanece um desafio na geomorfologia quantitativa ajustar leis de transporte capazes de capturar a interação entre processos hidrológicos e evolução do relevo em múltiplas escalas temporais e espaciais. Esse desafio decorre da não linearidade dos processos geomorfológicos e da variabilidade temporal e espacial dos agentes hidrológicos (Tucker; Hancock, 2010; Lague, 2014).

De um ponto de vista da evolução geomorfológica de longo termo da paisagem tanto em áreas tectonicamente ativas quanto estáveis, a taxa de incisão fluvial reflete primariamente o rebaixamento do nível de base que acontece em resposta a eustasia, soerguimento da superfície por causas tectônicas ou efeito conjunto de ambos os fatores (Zaprowski *et al.*, 2005). Contudo, há contextos em que as taxas de incisão fluvial são aparentemente incongruentes com a taxa de rebaixamento do nível de base, como observado por Zaprowski *et al.* (2005). Essa relação é amplamente discutida no contexto de rios de leito rochoso, nos quais a incisão reflete o balanço entre soerguimento, nível de base e eficiência erosiva do escoamento (Whipple, 2004; Kirby; Whipple, 2012). Nesses casos, a sugestão explicativa pode estar na influência do clima, manifesta principalmente nas variáveis hidrológicas das bacias de drenagem.

Nesse contexto, os perfis longitudinais dos rios assumem papel central na análise da incisão fluvial, uma vez que constituem a principal expressão morfológica integrada da resposta dos canais às variações no nível de base, à tectônica e ao clima ao longo do tempo (Whipple, 2004; Snyder *et al.*, 2000). Essa resposta integrada torna os perfis longitudinais ferramentas fundamentais para inferir processos de ajuste do relevo ao longo do tempo geológico. Todavia, tais perfis longitudinais não respondem de forma uniforme ou instantânea aos condicionantes da incisão, sobretudo em áreas tectonicamente estáveis, nas quais os tempos de resposta podem ser longos, além desses condicionantes não serem facilmente

discerníveis daqueles associados com os de natureza climática na concavidade ou gradiente do perfil longitudinal dos rios (Zaprowski *et al.*, 2005).

Dentro do contexto da evolução do relevo, condicionada pela interação de múltiplos fatores atuantes nos processos erosivos, insere-se a Bacia Hidrográfica do Rio Chapecó (BHRC), que possui aproximadamente 8.300 km² e integra a alta bacia hidrográfica do rio Uruguai. O rio Chapecó constitui um dos principais afluentes da margem direita do alto rio Uruguai em território catarinense e drena áreas inseridas em dois distintos compartimentos geomorfológicos: o Planalto Dissecado do rio Uruguai e o Planalto dos Campos Gerais, ambos inseridos no contexto regional do Planalto das Araucárias (Ab'Sáber, 2003; Ross, 2005). Esses compartimentos apresentam superfícies geomorfológicas diferenciadas, resultantes de trajetórias evolutivas distintas ao longo do Quaternário, associadas à atuação predominante de processos fluviais e intempéricos, sob influência de condicionantes estruturais herdados (Bertolini *et al.*, 2021; 2023). A BHRC caracteriza-se ainda por topografia fortemente dissecada e por gradiente pluviométrico, elementos que condicionam a organização da rede de drenagem e a dinâmica dos processos erosivos e denudacionais.

A BHRC apresenta particularidades que a tornam relevante do ponto de vista interpretativo para a análise dos controles da incisão fluvial. Inserida na Bacia Sedimentar do Paraná, sob um contexto geológico supostamente de estabilidade tectônica, a bacia exhibe relevo planáltico desenvolvido sobre litologia vulcânica, com expressivas feições de incisão fluvial associadas a canais de leito predominantemente rochoso. Embora determinados índices morfométricos indiquem possível influência de fatores estruturais e tectônicos na evolução do relevo (Fujita *et al.*, 2017; Bertolini *et al.*, 2023), a elevada pluviometria anual da região, variando entre 1.500 e 2.300 mm, com distribuição relativamente homogênea ao longo do ano (MPB Engenharia Estudos Ambientais, 2009), sugere que o clima configura-se como variável potencialmente dominante na modelagem da paisagem, em consonância com estudos que destacam o papel do clima em contextos tectonicamente estáveis e margens passivas (Bishop, 2007; Peifer *et al.*, 2020). Essa interpretação é corroborada por estudos recentes que destacam o papel da precipitação na dinâmica geomorfológica em ambientes planálticos e de margens passivas (Gayer *et al.*, 2019; De Lima; Girão, 2020; Peifer *et al.*, 2020; Peleg *et al.*, 2021). Nesse

sentido, a BHRC configura-se como um recorte espacial apropriado para investigar a influência relativa entre controles climáticos e estruturais na evolução do relevo.

Apesar das dificuldades de separar os sinais e marcas dos processos associados preponderantemente aos fatores exógenos daqueles associados aos endógenos, é necessário ter uma ideia melhor da ação e do trabalho fluvial na relação com a precipitação. Nesse sentido, este trabalho buscou avaliar a espacialização das precipitações na área da BHRC entre 1990 e 2021, bem como estimar a potência fluvial e incisão de 56 canais afluentes diretos dos rios Chapecó e Chapecozinho a partir desses dados pluviométricos por meio do modelo de potência fluvial (*stream power*) (Whipple; Tucker, 1999). Neste estudo, adota-se a potência fluvial específica (ω), por representar a energia dissipada por unidade de área do leito, sendo mais adequada para comparações entre canais de diferentes dimensões (Bagnold, 1966; Whipple; Tucker, 1999; Lague, 2014). A abordagem aqui empregada baseou-se naquela aplicada por Ferrier *et al.* (2013) na ilha do Kawa'i, no arquipélago havaiano. Procurou ainda estimar a vazão dos mesmos canais na foz através de equação regionalizada e adaptada ao contexto do oeste catarinense, conforme a Regionalização de Vazões das Bacias Hidrográficas Estaduais do Estado de Santa Catarina (2006). Tais análises têm a intenção de ajudar a delinear melhor os limites entre influências climáticas e estruturais na evolução do relevo da bacia hidrográfica do rio Chapecó.

A rede de drenagem da BHRC desenvolveu-se sobre os derrames vulcânicos cretácicos da Bacia do Paraná, e seu comportamento constitui elemento fundamental para a compreensão da história geomorfológica regional e da atuação de tensões deformacionais no contexto intra-placa sul-americano. Essa herança geológica, associada a um regime pluviométrico com significativas precipitações, favorece a ocorrência de canais de leito rochoso (*bedrock channels*) e de rupturas de declive (*knickpoints*), feições geomorfológicas particularmente sensíveis às variações na energia do escoamento e aos controles estruturais do substrato conforme discutido nos modelos clássicos de rios de leito rochoso (Whipple; Tucker, 1999; Whipple, 2004; Wohl, 2020). Tais características tornam a BHRC um ambiente propício para a investigação dos processos e condicionantes de incisão fluvial em contextos de relevo planáltico associado a derrames vulcânicos continentais.

Nesse tipo de contexto geológico, caracterizado por relativa estabilidade tectônica, como o da Bacia Sedimentar do Paraná, os canais de leito rochoso têm

sido historicamente menos investigados quando comparados àqueles situados em regiões tectonicamente ativas. A literatura referente à análise de perfis longitudinais, índices de concavidade e declividade dos canais, bem como a potência de ação fluvial e respostas da rede de drenagem é significativamente mais abundante em áreas tectonicamente ativas onde esses modelos e parâmetros foram desenvolvidos, enquanto estudos voltados a margens passivas ou áreas de estabilidade relativa permanecem escassos e ainda necessários para aprimorar melhor a aplicação desses modelos para essas áreas de tectônica quiescente. As pesquisas desenvolvidas em regiões como o sudeste da Austrália, também inseridas em um contexto de margem passiva, demonstram que esses ambientes oferecem oportunidades relevantes para compreender a interação entre estrutura geológica, erosão fluvial e evolução do relevo (Bishop, 2007).

A condição de estabilidade tectônica associada às margens passivas não implica ausência de deformação crustal, mas sim taxas suficientemente baixas para que a rede fluvial se ajuste de forma gradual e quase contínua às perturbações estruturais, ao longo do tempo geológico (Whipple; Tucker, 1999; Bishop, 2007). Como resultado, os sinais tectônicos tendem a ser amplamente suavizados na morfologia atual dos canais, contrastando com o observado em regiões de tectônica ativa, como os Himalaias, os Alpes ou o Atlas, onde as taxas de soerguimento excedem a capacidade de resposta da drenagem, gerando perfis longitudinais fortemente desequilibrados (Phillips; Schumm, 1987; Kirby; Whipple, 2012). Essa diferença de comportamento geomorfológico justifica a adoção de métricas energéticas e hidrológicas, como a potência fluvial específica (ω) e a vazão média de longo termo (Q_{mlt}), como ferramentas adequadas para inferir processos de incisão fluvial em contextos de baixo sinal tectônico, como o da BHRC.

Diante desse contexto, este estudo tem como objetivo central analisar a relação entre precipitação, potência fluvial específica, incisão e vazão fluvial em uma amostra de 56 canais afluentes dos rios Chapecó e Chapecozinho. Especificamente, busca-se:

- (i) analisar a variabilidade espacial das precipitações na BHRC no período de 1991 a 2020 por meio de técnicas de análise geoestatística;
- (ii) avaliar a relação entre a variabilidade da vazão fluvial e os padrões de incisão dos canais;

(iii) quantificar as taxas de incisão fluvial dos 56 canais selecionados a partir da aplicação do modelo de *stream power*; e;

(iv) verificar as correlações espaço-temporais entre padrões pluviométricos, descargas fluviais, índices de potência fluvial específica (ω) e estimativas de incisão.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Os sistemas fluviais são moldados pela interação entre processos hidrológicos, geomorfológicos e climáticos que regulam a transferência de energia água e sedimentos em uma bacia hidrográfica. A incisão fluvial, entendida como o aprofundamento vertical do leito dos rios devido à erosão, constitui um mecanismo essencial da evolução da paisagem, pois integra a dinâmica do transporte sedimentar, da energia do escoamento e da organização do relevo. Essa abordagem integra princípios clássicos da geomorfologia sistêmica, nos quais a paisagem é interpretada como um sistema aberto, organizado a partir de fluxos de matéria e energia, bem como das interações entre seus componentes (Schumm, 1977; Chorley *et al.*, 1984). Em ambientes predominantemente erosivos, a incisão fluvial desempenha papel central no ajuste da rede de drenagem ao nível de base e na configuração morfológica de longo prazo dos sistemas fluviais (Whipple, 2004).

A incisão está intrinsecamente ligada à capacidade dos rios de transportar sedimentos e escavar seus canais, sendo condicionada principalmente pela vazão, pela declividade do canal e pela resistência litológica do substrato. A relação entre energia hidráulica e erosão foi formalizada inicialmente por Howard (1994) e posteriormente incorporada em modelos de evolução do relevo baseados no conceito de *stream power* (Whipple; Tucker, 1999). Esses fatores controlam a magnitude da energia disponível para o trabalho erosivo e a eficiência dos processos de desgaste do leito rochoso (Sklar; Dietrich, 2004; Roberts; White, 2010).

A precipitação, como principal agente do sistema hidrológico, apresenta distribuição espacial influenciada por topografia, padrões atmosféricos regionais e proximidade de massas d'água, condicionando a geração de vazões e o escoamento superficial (Daly *et al.*, 2008). A distribuição espacial da precipitação também é fortemente modulada por efeitos orográficos e pela dinâmica da circulação atmosférica, que controla o transporte de umidade e a interação com o relevo (Roe *et al.*, 2005; Daly *et al.*, 2008). Variações espaciais persistentes da precipitação podem produzir assimetrias na distribuição das vazões e, conseqüentemente, nos padrões de energia fluvial e incisão, afetando a geometria e a evolução dos perfis longitudinais dos canais (Bagnold, 1966; Kirby; Whipple, 2012). Estudos clássicos demonstram que grandes vazões resultam da combinação

entre precipitações intensas associadas a condições atmosféricas regionais e relevo declivoso, o que potencializa o escoamento superficial em direção aos canais fluviais (Costa, 1987).

A vazão média de longo termo representa a resposta hidrológica integrada da bacia ao regime pluviométrico, enquanto a potência fluvial (*stream power*) quantifica a energia disponível para a erosão fluvial, sendo usualmente expressa como função da vazão, da declividade do canal e da densidade do fluido (Bagnold, 1966). A variabilidade espacial da precipitação pode, assim, gerar contrastes persistentes nos padrões de potência fluvial e nas taxas de incisão dos canais, mesmo em contextos de relativa homogeneidade litológica (Bookhagen; Strecker, 2012; Kirby; Whipple, 2012). Contudo, a relação entre potência fluvial e incisão não é necessariamente linear, sendo fortemente influenciada pela disponibilidade de sedimentos e pelo efeito de cobertura do leito, que pode tanto intensificar quanto inibir a erosão, dependendo da carga sedimentar (Sklar; Dietrich, 2004).

A compreensão da dinâmica hidrológica e energética dos sistemas fluviais fornece a base conceitual para análises quantitativas da resposta morfológica da paisagem pela incisão dos canais. A integração entre descarga líquida, potência fluvial específica e capacidade de transporte sedimentar constitui um arcabouço teórico consolidado para interpretar como os rios moldam a paisagem e respondem a agentes climáticos e estruturais ao longo do tempo geológico (Whipple; Tucker, 1999; Knighton, 1998; Wohl, 2020). A quantificação da erosão fluvial constitui um elemento central da geomorfologia aplicada, pois permite estimar taxas relativas de erosão, interpretar a dinâmica dos sistemas fluviais e subsidiar a avaliação de riscos geomorfológicos. Essa abordagem fundamenta-se na análise integrada de perfis longitudinais, seções transversais e métricas morfométricas, as quais expressam a resposta dos canais à disponibilidade energética e às condições hidrológicas e climáticas de longo termo. Nesse sentido, os modelos de incisão em rocha utilizam explicitamente tais métricas, incluindo índices de concavidade e estimativas de potência fluvial, para representar o ajuste morfológico dos rios aos controles ambientais dominantes (Palmieri; Larach, 2004; Whipple, 2004; Sklar; Dietrich, 2004; Turowski, 2020; Peifer *et al.*, 2020).

Essa transição entre o entendimento dos controles hidrológicos e energéticos da incisão e a quantificação morfométrica da resposta geomorfológica permite reconhecer que a energia fluvial e o transporte sedimentar atuam como forças

motrizes da incisão, enquanto os métodos de mensuração fornecem uma ideia melhor desses processos em termos quantificáveis e comparáveis para compreensão da evolução de longo termo do relevo.

Em contextos de tectônica passiva, o tempo de relaxamento da rede hidrográfica tende a ser elevado, permitindo uma adaptação progressiva da drenagem às modificações do substrato geológico. Nesses ambientes, deformações de baixa magnitude podem ser rapidamente obliteradas pelos processos erosivos areolares e fluviais, dificultando a detecção de sinais morfoestruturais e tectônicos sutis no relevo atual (Bishop *et al.*, 2005; Whittaker *et al.*, 2008). Como os rios tendem a responder e expressar nas características dos seus perfis longitudinais tais perturbações (Kirby; Whipple, 2012), eles assumem papel central como indicadores geomorfológicos, pois sua morfologia e organização refletem a interação entre estrutura geológica, processos superficiais e variáveis climáticas e hidrológicas de longo termo, representadas neste estudo por precipitação (P), vazão média de longo termo (Q_{mlt}) e potência fluvial específica (ω) (Whipple; Tucker, 1999; Whipple, 2004).

2.1 O MODELO DE POTÊNCIA FLUVIAL (STREAM POWER) E O TRABALHO FLUVIAL

O modelo de potência fluvial (*stream power*) constitui um dos principais arcabouços quantitativos da geomorfologia fluvial, fornecendo uma base conceitual para compreender como os rios erodem, transportam sedimentos e moldam suas paisagens ao longo do tempo geológico. Embora a noção intuitiva de que a energia do escoamento controla a capacidade erosiva dos rios seja antiga, a formalização quantitativa desse conceito teve início com os trabalhos pioneiros de Bagnold (1966, 1977) e foi posteriormente sistematizada e consolidada por Whipple e Tucker (1999), estabelecendo uma relação explícita entre energia hidráulica dissipada e incisão fluvial. Os fundamentos do modelo também se apoiam nas formulações pioneiras de Howard e Kerby (1983), posteriormente desenvolvidas por Howard (1994), que estabeleceram relações quantitativas entre descarga fluvial, área de drenagem, declividade do canal e taxas de erosão, constituindo a base dos modelos modernos de incisão fluvial.

A incisão fluvial constitui um dos principais indicadores da evolução geomorfológica das paisagens, e sua variabilidade espacial reflete condições de desequilíbrio, ajuste ou rejuvenescimento do relevo. Em ambientes tropicais e subtropicais úmidos, a incisão dos canais decorre de processos erosivos sustentados ao longo do tempo geológico, sendo a vazão fluvial um dos parâmetros fundamentais para estimar a intensidade desse trabalho erosivo de longa duração. Nesse contexto, a erosão fluvial de longo termo tem sido frequentemente investigada por meio de abordagens quantitativas baseadas no modelo de *stream power*, que integra a energia do escoamento, a erodibilidade do substrato rochoso e a influência do clima (Whipple; Tucker, 1999; Sklar; Dietrich, 2004).

Ainda que o termo “incisão fluvial” seja comumente empregado de forma genérica, trata-se, na realidade, do resultado integrado de diversos processos erosivos atuantes no leito e nas margens dos canais, tais como abrasão, destacamento, corrosão, cavitação e escavação por fluxos de detritos. A eficiência relativa desses mecanismos depende tanto das características hidráulicas do escoamento quanto das propriedades litomecânicas das rochas expostas no canal (Sklar; Dietrich, 2004; Peifer *et al.*, 2022). O modelo de *stream power* não descreve individualmente cada um desses processos, mas integra seus efeitos médios ao longo de escalas de tempo geológico por meio da energia disponível para o trabalho erosivo no leito fluvial de acordo com a seguinte formulação:

$$E = K A^m S^n$$

E = taxa de erosão fluvial de longo-termo ($m.y^{-1}$)

K = coeficiente de erodibilidade ($m^{1-2m}.y^{-1}$)

A = área de contribuição a montante (m^2)

S = declividade local do canal fluvial, adimensional ($m.m^{-1}$)

m e n são constantes empíricas

Esses expoentes refletem principalmente controles hidráulicos e geométricos do escoamento, sendo geralmente calibrados empiricamente para diferentes contextos geomorfológicos (Whipple; Tucker, 1999).

Do ponto de vista teórico e empírico, o modelo de *stream power* tem se mostrado capaz de reproduzir padrões observados na morfologia de rios de leito rochoso, tanto em condições de equilíbrio dinâmico quanto em estados transitórios associados a mudanças nas condições climáticas, hidrológicas ou de nível de base. Por essa razão, o modelo tem sido amplamente utilizado nas últimas décadas para

investigar a evolução da morfologia fluvial e a resposta das paisagens a agentes externos em escalas de tempo geológico (Whipple, 2004; Lague, 2014). Trata-se de uma formulação físico-empírica que expressa a capacidade erosiva fluvial como função de parâmetros hidráulicos, notadamente a vazão e o gradiente do canal, e das propriedades do substrato rochoso, frequentemente operacionalizada a partir de relações entre declividade e área de drenagem (Whipple; Tucker, 1999; Alves *et al.*, 2023).

Embora amplamente difundido internacionalmente, o uso de modelos quantitativos aplicados à erosão e incisão fluvial ainda permanece relativamente pouco explorado no contexto brasileiro, especialmente em estudos voltados à modelagem de processos geomorfológicos de longo prazo. Essa limitação reduz a presença de pesquisas nacionais nos debates internacionais relacionados à geomorfologia quantitativa e à evolução do relevo (Peifer *et al.*, 2022).

A aplicação do modelo de *stream power* para investigar a influência do clima na incisão fluvial também apresenta desafios metodológicos importantes. Ferrier *et al.* (2013) destacam que a identificação do papel da precipitação nas taxas de erosão de rios de leito rochoso é dificultada tanto pela complexidade dos processos erosivos quanto pela interferência de fatores não climáticos, como litologia, estrutura geológica e herança geomorfológica. Ainda assim, esses autores demonstraram que abordagens quantitativas baseadas no *stream power* permitem identificar, em certa medida, os efeitos climáticos quando aplicadas em contextos geomorfológicos adequados. Em estudo realizado na ilha havaiana de Kaua'i, Ferrier *et al.* (2013) analisaram os efeitos das taxas de precipitação sobre a incisão fluvial em rios de leito rochoso ao longo de um amplo gradiente pluviométrico. A partir da aplicação do modelo *stream power*, os autores demonstraram que, em escalas de longo prazo, a eficiência da incisão fluvial apresenta correlação positiva com as taxas médias anuais de precipitação, evidenciando o papel do clima como agente relevante na evolução topográfica de paisagens predominantemente erosivas. Estudos subsequentes reforçam a importância do controle climático sobre a incisão fluvial, embora demonstrem que sua magnitude varia conforme o contexto geomorfológico, a disponibilidade sedimentar, a geometria dos canais e os mecanismos de ajuste da drenagem (DiBiase *et al.*, 2015; Harel *et al.*, 2016; Lague, 2014).

Em um contexto de relativa estabilidade tectônica, como o da BHRC, entende-se que o clima assume papel fundamental como agente controlador da

dinâmica fluvial e da incisão de longo prazo, reforçando a importância de sua caracterização detalhada para a compreensão da evolução geomorfológica da bacia. Considerando as semelhanças litológicas entre o substrato basáltico da ilha de Kaua'i e o da Bacia Hidrográfica do Rio Chapecó (BHRC), bem como o contexto de relativa estabilidade tectônica no qual ambas áreas se inserem, este trabalho adota abordagem metodológica análoga à proposta por Ferrier *et al.* (2013) para estimar a incisão fluvial de canais na BHRC. Essa escolha fundamenta-se na possibilidade de minimizar a influência de controles tectônicos ativos e de contrastes litológicos significativos, enfatizando, assim, o papel das variáveis climáticas e hidrológicas, particularmente precipitação, vazão e energia do escoamento, na incisão fluvial de longo termo. O objetivo central é investigar se as relações entre precipitação, vazão e incisão fluvial observadas naquele contexto também se manifestam na BHRC, bem como avaliar sua interação com variáveis morfométricas e hidrológicas, contribuindo para o entendimento dos controles climáticos da evolução do relevo em ambientes planálticos do sul do Brasil.

A aplicação do modelo de potência fluvial à BHRC é particularmente adequada em função dos seguintes aspectos: (i) a predominância de canais de leito rochoso desenvolvidos sobre derrames basálticos relativamente homogêneos, apesar dos diferentes graus e densidades de fraturamento que os afetam e (ii) a ausência de soerguimentos tectônicos cenozoicos capazes de impor fortes sinais transientes à rede de drenagem. Em conjunto, essas características configuram um cenário geomorfológico no qual a resposta fluvial tende a refletir, de forma mais direta, a influência do clima e da hidrologia sobre a incisão, conforme discutido em estudos clássicos e recentes sobre rios de leito rochoso em margens passivas (Whipple, 2004).

A operacionalização dessa abordagem exige a formalização matemática da relação entre energia do escoamento e incisão fluvial, conforme estabelecido pelo modelo de potência fluvial (*stream power*). Esse modelo fornece um elo quantitativo entre processos hidrológicos e resposta geomorfológica, permitindo estimar taxas relativas de incisão a partir de variáveis observáveis ou inferidas, como vazão, declividade do canal e precipitação. No entanto, sua aplicação pressupõe um conjunto de hipóteses simplificadoras que devem ser explicitadas para garantir uma interpretação adequada dos resultados.

Conforme estabelecido por Ferrier *et al.* (2013) o modelo de potência fluvial (*stream power*) para a incisão fluvial em leito rochoso fundamenta-se na premissa de que a taxa de incisão vertical E (com unidades de LT^{-1} , em que L é o comprimento e T é o tempo) escala proporcionalmente à potência fluvial específica ω , definida como a taxa de dissipação de energia por unidade de área do leito. Na concepção de Ferrier *et al.* (2013), esta relação é formalizada pela expressão:

$$E = k_b \omega^a \quad (1)$$

em que k_b é um coeficiente dimensional que incorpora a erodibilidade do substrato e a é um expoente adimensional que expressa a sensibilidade da incisão à energia do escoamento. Para condições de escoamento uniforme e permanente, a potência fluvial específica ω pode ser expressa como:

$$\omega = (\rho g Q S) / W \quad (2)$$

em que ρ é a densidade do fluido, g é a aceleração gravitacional, Q é a vazão, S é o gradiente do canal e W é a largura do canal.

Na ausência frequente de dados empíricos de largura dos canais, e conforme prática normalmente aceita na literatura sobre *stream power*, assume-se que a largura do canal é equivalente a uma função exponencial na relação com a vazão, ou seja, $W \propto Q^b$ (Finnegan *et al.*, 2005; Leopold; Maddock, 1953; Turowski *et al.*, 2009). Com base nos resultados obtidos por Ferrier *et al.*, (2013) a vazão Q pode ser relacionada linearmente ao produto da taxa de precipitação pela área de drenagem (PA) por meio da seguinte equação:

$$Q = 5,30 PA \quad (3)$$

com as unidades Q em (m^3/s), P em (m/s) e A em (m^2), bem como a relação entre a vazão Q pela largura W do canal através da seguinte equação:

$$W = 4,77 Q^{0,5} \quad (4)$$

com W dado em (m) e Q em (m^3/s). Considerando a equação (1) e substituindo as relações (3) e (4) na mesma obtém-se que a potência fluvial específica é dada por:

$$\omega = 0,48 \rho g (AP)^{0,5} S \quad (5)$$

Foi esta a equação utilizada para calcular a potência fluvial por unidade de área do leito dada por: (Wm^{-2}). Da relação entre incisão fluvial (E) e potência específica (ω) Ferrier *et al.*, (2013) também obtiveram a equação (que é adaptada neste estudo) para estimar a taxa de incisão fluvial de canal, dada por:

$$E = 2,3 \times 10^{-4} \omega^{0,99} \left(\frac{mm}{ano} \right)$$

2.2 VAZÃO E TRABALHO FLUVIAL

A vazão média de longo termo, usualmente representada por Q_{mlt} , é definida como o valor médio das vazões observadas em um curso d'água ao longo de um período suficientemente extenso para representar o comportamento hidrológico de longo prazo de uma bacia hidrográfica (Santa Catarina, 2006). Essa grandeza expressa o equilíbrio dinâmico entre as entradas de água no sistema, essencialmente associadas à precipitação, e as saídas, relacionadas ao escoamento superficial, à infiltração e à evapotranspiração, constituindo, portanto, um indicador fundamental da disponibilidade hídrica média de uma região (Milly, 1994; Tucci, 2009).

A estimativa da Q_{mlt} depende fortemente da existência de séries históricas consistentes de vazões diárias ou mensais, obtidas a partir de estações fluviométricas com longo período de registro. A literatura recomenda o uso de séries com, no mínimo, 30 anos de observações contínuas, de modo a reduzir a influência de variações climáticas interanuais e de eventos hidrológicos extremos (ANA, 2020). Essa média de longo prazo fornece uma base sólida para a classificação hidrológica de rios e é amplamente empregada em estudos de disponibilidade hídrica, planejamento de recursos hídricos, outorga de uso da água e modelagem hidrossedimentológica.

A vazão média de longo termo é diretamente influenciada pela precipitação (P) e pela área de drenagem (A), relação respaldada pelo balanço hídrico de longo prazo. Em bacias com séries de monitoramento superiores a uma década, a vazão média tende a refletir de forma consistente o regime pluviométrico regional, ajustado pela área de contribuição da bacia (Collischonn; Tucci, 2001). Bacias de maior dimensão espacial ($A > 1000 \text{ km}^2$) apresentam, em geral, maior capacidade de atenuar variações espaciais da precipitação e eventos hidrológicos de curta duração, resultando em valores de Q_{mlt} mais estáveis ao longo do tempo (Collischonn; Tucci, 2001; Tucci, 2009).

Em regiões com escassez de dados fluviométricos, modelos hidrológicos chuva–vazão e métodos de regionalização hidrológica são amplamente utilizados para a estimativa da Q_{mlt} . Abordagens baseadas em balanço hídrico e modelos hidrológicos distribuídos, como o SWAT (Soil and Water Assessment Tool) e o MGB (Modelo de Grandes Bacias), permitem estimar a vazão média a partir da integração

entre precipitação, área de drenagem e variáveis fisiográficas da bacia, incorporando informações relacionadas à topografia, tipos de solo, cobertura vegetal e dados provenientes de sensoriamento remoto (Tucci, 2002; Arnold *et al.*, 2012; Paiva *et al.*, 2011; Collischonn; Tucci, 2001).

Do ponto de vista geomorfológico, a vazão média de longo termo assume papel central ao controlar a magnitude média da energia do escoamento disponível para o trabalho fluvial contínuo. Ao representar a vazão sustentada ao longo de décadas a séculos, a Q_{mlt} estabelece a escala média da energia fluvial, distinguindo-se dos eventos hidrológicos extremos que, embora relevantes para o transporte episódico de grandes volumes de sedimentos, não necessariamente controlam a incisão fluvial acumulada ao longo do tempo geológico. Dessa forma, a Q_{mlt} controla a magnitude média da potência do escoamento (Ω) e, em conjunto com a largura do canal, a magnitude média da potência fluvial específica (ω), condicionando o trabalho erosivo sustentado responsável pela evolução morfológica dos canais (Bagnold, 1966; Whipple; Tucker, 1999; Knighton, 1998; Wohl, 2020).

A partir dessa compreensão da vazão média de longo termo como elemento integrador da resposta hidrológica e controlador da energia média disponível no sistema fluvial, torna-se necessário aprofundar o conceito de trabalho fluvial, explicitando como a energia do escoamento é quantificada e distribuída ao longo do canal por meio das métricas de potência fluvial total e específica.

2.2.1 Vazão e energia fluvial: trabalho do escoamento

Na geomorfologia fluvial, o conceito de trabalho fluvial refere-se à capacidade do escoamento em realizar transformações no canal, promovendo a erosão, o transporte e a deposição de materiais a partir da energia disponível no sistema. Essa energia tem origem na diferença de potencial gravitacional (altimetria) imposta pelo relevo e é convertida, ao longo do escoamento, em energia cinética e mecânica capaz de modificar o leito e as margens dos canais. O trabalho fluvial constitui, portanto, um elo fundamental entre hidrologia, topografia e evolução morfológica dos sistemas fluviais (Bagnold, 1966; Knighton, 1998).

A energia associada ao escoamento pode ser expressa, em termos integrais, pela potência do escoamento ou potência fluvial (Ω), definida como a taxa total de

energia potencial convertida em trabalho ao longo de um trecho de canal. Essa grandeza é classicamente expressa, segundo Bagnold (1966) como:

$$\Omega = \rho g Q S$$

em que

ρ = densidade da água ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$,

g = aceleração da gravidade ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$)

Q = vazão ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$),

S = declividade do canal ($\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$).

Do ponto de vista geomorfológico, Ω representa a energia total disponível para realizar trabalho fluvial ao longo de um segmento do rio, sendo fortemente controlada pela magnitude da vazão e pelo gradiente topográfico. Assim, rios com maiores vazões médias ou maior declividade tendem a apresentar maior capacidade global de transporte e incisão do relevo. Entretanto, a potência do escoamento, por não considerar explicitamente a geometria transversal do canal, não descreve como essa energia se distribui espacialmente sobre o leito. Para suprir essa limitação, introduz-se o conceito de potência fluvial específica, ou *stream power* unitária (ω), obtida pela razão entre Ω e a largura do canal (W):

$$\omega = \rho g Q S / w$$

A potência específica expressa a energia dissipada por unidade de área do leito, constituindo uma medida diretamente relacionada à capacidade erosiva local do escoamento. Essa distinção conceitual é fundamental, pois enquanto Ω descreve o potencial energético total do rio, ω representa a concentração espacial dessa energia, parâmetro decisivo para processos de incisão vertical e esculturação do substrato rochoso (Howard, 1994; Whipple; Tucker, 1999). Essa distinção é amplamente reconhecida na geomorfologia fluvial contemporânea, especialmente em análises comparativas entre bacias hidrográficas (Lague, 2014).

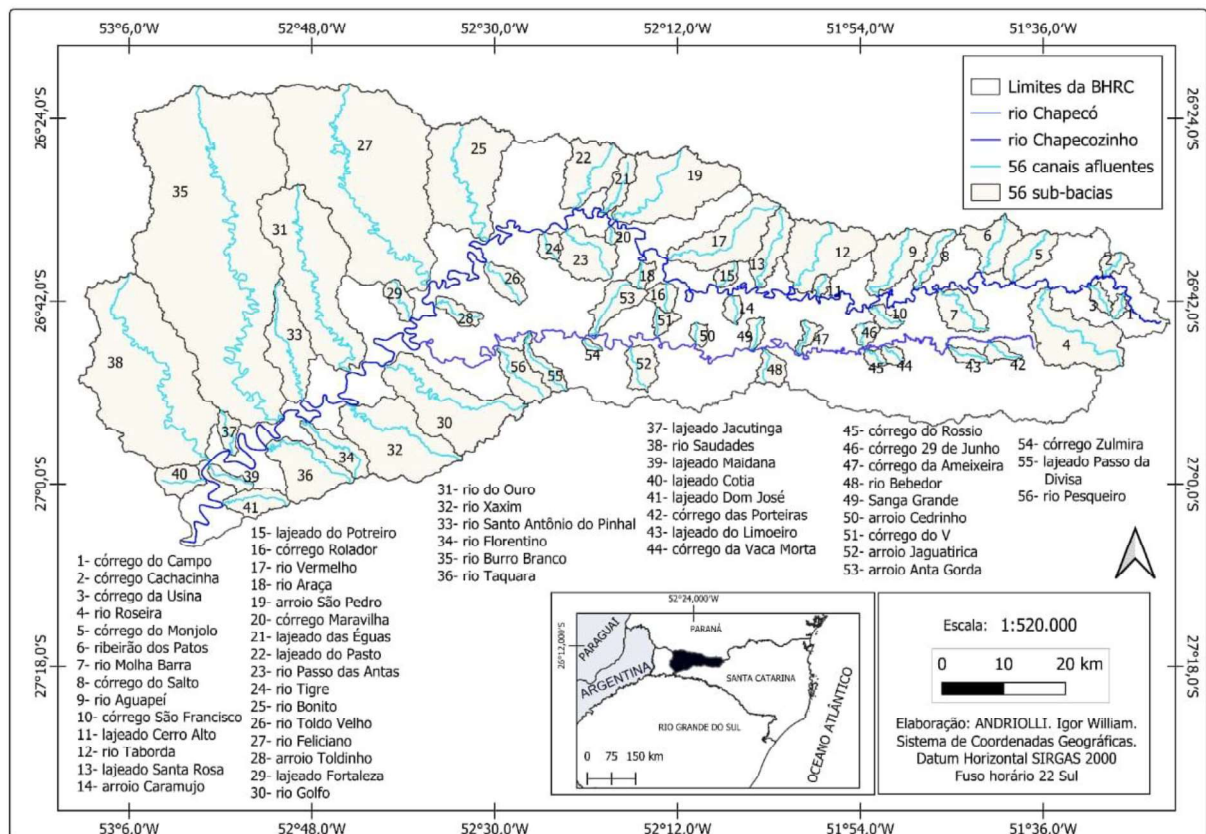
Valores elevados de ω indicam maior intensidade de forças cisalhantes aplicadas ao leito, favorecendo processos como destacamento, abrasão e corrosão, especialmente quando associados a regimes de transporte sedimentar adequados (Whipple, 2004; Tucker; Whipple, 2002; Sklar; Dietrich, 2004). Por essa razão, ω é amplamente utilizada como métrica geomorfológica em estudos de incisão fluvial em modelos de evolução do relevo e análises comparativas entre canais de diferentes dimensões e contextos fisiográficos. Apesar de sua ampla aplicação, o modelo de *stream power* apresenta limitações conceituais associadas à simplificação dos

processos erosivos e à representação simplificada do papel dos sedimentos (Lague, 2014).

3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo (Figura 1) insere-se no sistema fluvial do alto rio Uruguai e corresponde à Bacia Hidrográfica do Rio Chapecó (BHRC), localizada integralmente no oeste do estado de Santa Catarina, no domínio geomorfológico do Planalto das Araucárias. A BHRC possui área aproximada de 8.300 km² e abrange total ou parcialmente cerca de 50 municípios, desempenhando papel hidrológico e geomorfológico estratégico no contexto regional. Ao drenar extensas superfícies planálticas desenvolvidas sobre litologias vulcânicas da Bacia do Paraná, a BHRC sustenta atividades fundamentais como o abastecimento público, a irrigação agrícola e a agroindústria, além de contribuir para a manutenção de serviços ecossistêmicos associados aos recursos hídricos regionais (Santa Catarina, 2017; ANA, 2020).

Figura 1 – Mapa da área de estudo com as 56 sub-bacias da BHRC



Fonte: Andriolli (2025).

O rio Chapecó, principal eixo de drenagem da bacia, apresenta cerca de 425 km de extensão, com altitudes que variam de 1.300 m nas áreas de cabeceira a cerca de 240 m na foz, junto ao rio Uruguai. Ao longo de seu perfil longitudinal, o

canal principal e seus afluentes apresentam segmentos com concavidade relativamente contínua e trechos com descontinuidades bem marcadas, indicando que o sistema fluvial se encontra, em grande medida, em condição de ajuste incompleto (transiente), com presença de rupturas de declive (*knickpoints*) e reajustes longitudinais do leito. Essas feições refletem a resposta da rede de drenagem a condicionantes estruturais, litológicos e hidrológicos de longo prazo, além de conferirem expressivo interesse geomorfológico e geoturístico à região (Fujita *et al.*, 2017).

Entre os principais afluentes do rio Chapecó destacam-se o rio Chapecozinho, na margem esquerda, e os rios Feliciano, do Ouro, Santo Antônio do Pinhal, Pesqueiro e Saudade, na margem direita. Esses tributários contribuem de forma significativa para a descarga fluvial do sistema e desempenham papel fundamental na redistribuição espacial da energia do escoamento, especialmente nos setores médio e inferior da bacia (Santa Catarina, 2017).

3.1 CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA

A Bacia Hidrográfica do Rio Chapecó (BHRC) situa-se no oeste de Santa Catarina, em domínio subtropical, onde os padrões climáticos resultam da interação entre circulação atmosférica regional e a compartimentação do relevo planáltico, com variações altimétricas internas que contribuem para diferenças espaciais de temperatura e precipitação (Pandolfo *et al.*, 2002; Santa Catarina, 2017).

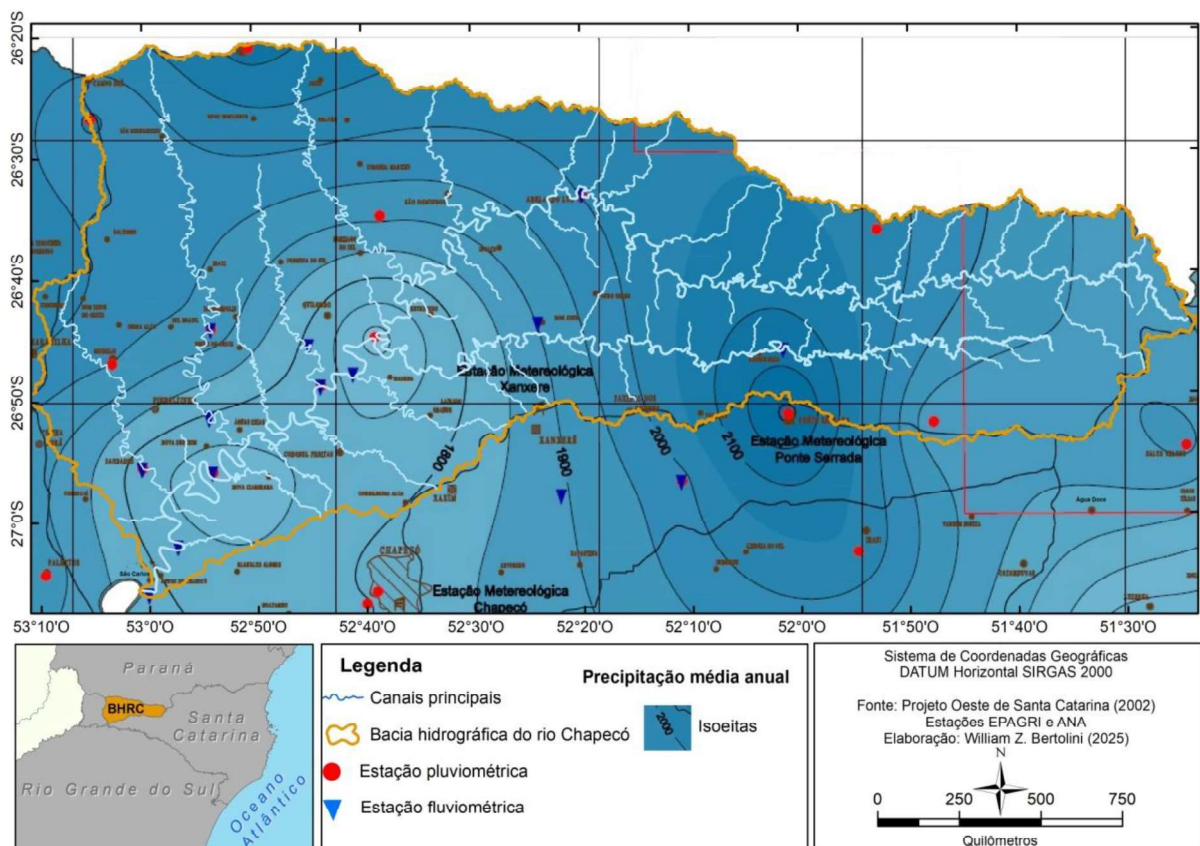
Segundo a classificação climática de Köppen-Geiger, predominam na BHRC os tipos Cfa (subtropical úmido com verão quente) e Cfb (subtropical úmido com verão ameno). O Cfa ocupa 57,9% da área da bacia, associado às porções de menor altitude, enquanto o Cfb abrange 42,1%, concentrando-se nos setores mais elevados do planalto (Santa Catarina, 2017). A distribuição desses tipos climáticos é compatível com a variação altimétrica e com o posicionamento regional da bacia em compartimentos planálticos do sul do Brasil (Pandolfo *et al.*, 2002; IBGE, 2009).

As temperaturas médias anuais na BHRC situam-se, em termos regionais, em torno de 18–19 °C, com gradiente altitudinal: áreas mais elevadas tendem a apresentar condições mais amenas, enquanto os setores de menor altitude apresentam valores médios mais altos. No inverno, a atuação de massas de ar frio favorece a ocorrência de geadas, especialmente em altitudes mais elevadas, como

descrito para o oeste catarinense em sínteses climáticas do estado (Pandolfo *et al.*, 2002; Santa Catarina, 2017; Nimer, 1989).

O mapa pluviométrico (Figura 2) evidencia a inserção da BHRC em um setor de elevados totais pluviométricos anuais no contexto do oeste catarinense, delimitado por isoietas que indicam acumulados superiores a 1.800 mm/ano e, localmente, próximos ou superiores a 2.000 mm/ano. Observa-se discreta variação espacial intra-bacia, com isoietas indicando pequenas diferenças na intensidade dos acumulados anuais, sem contrastes abruptos, padrão coerente com a influência da topografia planáltica e com a dinâmica atmosférica regional. As estações meteorológicas e pluviométricas representadas no mapa indicam a base empírica da espacialização, reforçando a interpretação de que o regime climático da bacia é homogêneo em termos de ausência de estação seca, porém heterogêneo em intensidade espacial da precipitação.

Figura 2 – Mapa pluviométrico da BHRC



Fonte: Adaptado de PROESC (2002).

A precipitação na BHRC é elevada e distribuída ao longo do ano, sem estação seca bem definida, padrão coerente com o regime subtropical úmido

regional (Nimer, 1989; PROESC, 2002; Santa Catarina, 2017). Para a região oeste catarinense na qual a BHRC se insere, as Normais Climatológicas de 1991–2020 indicam totais médios anuais na faixa de ~2000 a 2200 mm, situando a área entre as mais úmidas do país (INMET, 2022).

De acordo com Wrege *et al.* (2012) em termos espaciais, mapeamentos climatológicos regionais apontam o oeste de Santa Catarina como um setor de elevados acumulados anuais, em contraste com áreas mais secas ao sul do Rio Grande do Sul, evidenciando um gradiente regional na distribuição das chuvas no Sul do Brasil. No interior da BHRC, a distribuição pluviométrica tende a variar entre setores, em associação com a topografia local e com a dinâmica atmosférica regional descrita para o estado (Pandolfo *et al.*, 2002; Santa Catarina, 2017).

3.2 CARACTERIZAÇÃO HIDROLÓGICA

A Bacia Hidrográfica do Rio Chapecó (BHRC), situada no oeste do estado de Santa Catarina, integra a Região Hidrográfica 2 (RH2 – Meio Oeste) no âmbito do Plano Estadual de Recursos Hídricos de Santa Catarina (PERH/SC), compondo o conjunto de bacias afluentes do alto curso do rio Uruguai (Santa Catarina, 2017). No diagnóstico do PERH/SC, a RH2 apresenta cerca de 17.500 km de cursos d'água e densidade de drenagem mediana (1,63 km/km²), parâmetros que constituem referência regional para a disponibilidade hídrica superficial e para a organização do escoamento (Santa Catarina, 2017).

A caracterização hidrológica quantitativa da BHRC estrutura-se a partir de duas bases complementares: (i) estimativas de vazões características obtidas por regionalização hidrológica, empregadas como suporte ao planejamento e à gestão dos recursos hídricos, e (ii) vazões médias observadas em estações fluviométricas, que fornecem uma base empírica para a descrição do comportamento hidrológico da bacia. No âmbito do PERH/SC, a disponibilidade hídrica superficial é sintetizada por indicadores padronizados, como a vazão média de longo termo (Q_{mlt}), as vazões de permanência (Q_{90} , Q_{95} e Q_{98}) e a vazão mínima de referência $Q_{7,10}$, estimados por procedimentos de regionalização hidrológica (Santa Catarina, 2006). Para a bacia do rio Chapecó, esses valores encontram-se sistematizados na Tabela 1, representando as condições médias e de baixa vazão do sistema fluvial (MPB Engenharia Estudos Ambientais, 2009).

Tabela 1 – Indicadores hidrológicos estimados para o rio Chapecó

Indicador hidrológico	Valor (m³/s)
Vazão média de longo termo (Q _{mlt})	237,55
Vazão de permanência Q90	64,14
Vazão de permanência Q95	49,88
Vazão de permanência Q98	35,63
Vazão mínima de referência Q7,10	14,95

Fonte: MPB Engenharia Estudos Ambientais 2009, com base em Santa Catarina (2006).

De forma complementar, os dados observacionais de vazão compilados por Freitas *et al.*, (2002) no âmbito do Projeto Oeste de Santa Catarina – PROESC permitem caracterizar a distribuição espacial das descargas ao longo do rio Chapecó e de seus principais tributários, em especial o rio Chapecozinho. Os registros indicam incremento progressivo das vazões no sentido montante–jusante do canal principal, compatível com o aumento da área de drenagem contribuinte, fornecendo parâmetros empíricos para a caracterização hidrológica interna da bacia. As vazões médias observadas e as respectivas áreas de drenagem associadas aos postos fluviométricos disponíveis estão organizadas na Tabela 2 (Freitas *et al.*, 2002).

Além das médias observadas e das estimativas regionalizadas, registros históricos de vazão média anual próximos à foz do rio Chapecó, referentes ao período de 1952 a 1977, indicam valores da ordem de 203,30 m³/s, evidenciando a elevada capacidade de descarga do sistema fluvial e reforçando a importância de explicitar o período de referência associado aos valores hidrológicos utilizados em análises comparativas (Zambot, 2022).

Tabela 2 – Vazões médias observadas em estações fluviométricas da BHRC

Rio	Estação fluviométrica	Código	Área de drenagem(km²)	Vazão média (m³/s)
Chapecó	Abelardo Luz	73600000	1.850	63,547
Chapecó	Porto Faé Novo	73770000	5.880	169,209
Chapecó	Barra do Chapecó	73970000	8.280	237,471
Chapecozinho	Coronel Passos Maia	73690001	786	24,543
Chapecozinho	Chapecozinho	73700000	1.351	32,998

Fonte: Freitas *et al.*, (2002), Projeto Oeste de Santa Catarina – PROESC.

No que se refere à variabilidade hidrológica extrema, o PERH/SC (2017) aponta que, no contexto regional da RH2, os eventos de estiagem constituem o principal tipo de evento hidrológico crítico, superando em frequência os registros de

inundação. Embora esses indicadores sejam apresentados em escala regional, eles contextualizam a BHRC em um ambiente hidrológico marcado pela recorrência de condições de baixa vazão, reforçando a relevância do uso das vazões de permanência e da vazão mínima de referência (Q7,10) na caracterização hidrológica da bacia.

O regime hidrológico da bacia é classificado como pluvial subtropical, com variações sazonais associadas à distribuição anual da precipitação. As maiores vazões ocorrem, em geral, nos meses de primavera e verão, enquanto os menores valores concentram-se no inverno, embora não se configure uma estação seca bem definida. Ainda assim, eventos de estiagem interanual podem provocar reduções expressivas nas vazões de permanência, impactando o abastecimento urbano, a irrigação e os usos industriais da água (Pandolfo *et al.*, 2002; Santa Catarina, 2017; ANA, 2020).

Do ponto de vista da hidrologia aplicada à gestão, estudos e sínteses técnicas de escala regional para o sistema do rio Chapecó utilizam o conjunto de vazões características (Q_{mlt}, Q90, Q95, Q98 e Q7,10) como base para a avaliação da disponibilidade hídrica superficial, evidenciando a centralidade desses indicadores nos diagnósticos e instrumentos de gestão de recursos hídricos (MPB Engenharia Estudos Ambientais, 2009). Ademais, análises comparativas recentes indicam que Santa Catarina se distingue por empregar a Q98 como vazão de referência para fins de outorga, aspecto relevante quando se discute a disponibilidade hídrica superficial no estado (Macedo *et al.*, 2024).

Em síntese, a caracterização hidrológica da BHRC fundamenta-se na integração entre estimativas regionalizadas de vazão, oriundas do PERH/SC (Tabela 1), e registros observacionais de estações fluviométricas, sistematizados no PROESC (Tabela 2), permitindo descrever de forma consistente a disponibilidade hídrica superficial da bacia em condições médias e críticas.

3.3 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICA

Contexto geológico e estrutural

A Bacia Hidrográfica do Rio Chapecó (BHRC) insere-se no domínio da Bacia Sedimentar do Paraná, em sua porção meridional, tendo como substrato predominante as rochas vulcânicas do Grupo Serra Geral, integrante da Província

Ígnea Paraná–Etendeka (Piccirillo; Melfi, 1988). Essas rochas são constituídas majoritariamente por derrames máficos (basaltos), com ocorrências subordinadas de litotipos intermediários a ácidos (dacitos e riolitos), organizados em sucessões estratigráficas reconhecidas em escala regional (Freitas *et al.*, 2002).

O magmatismo Serra Geral está associado ao processo de ruptura do Gondwana Ocidental e à abertura do Oceano Atlântico Sul, configurando um dos maiores eventos de *flood basalts* do Fanerozoico (Piccirillo; Melfi, 1988). Sínteses geocronológicas indicam que a extrusão dos derrames ocorreu predominantemente no Cretáceo Inferior, com início em torno de 135 Ma e duração relativamente curta em escala geológica, concentrada de 1 a 2 milhões de anos (Baksi, 2018; Gomes; Vasconcelos, 2021).

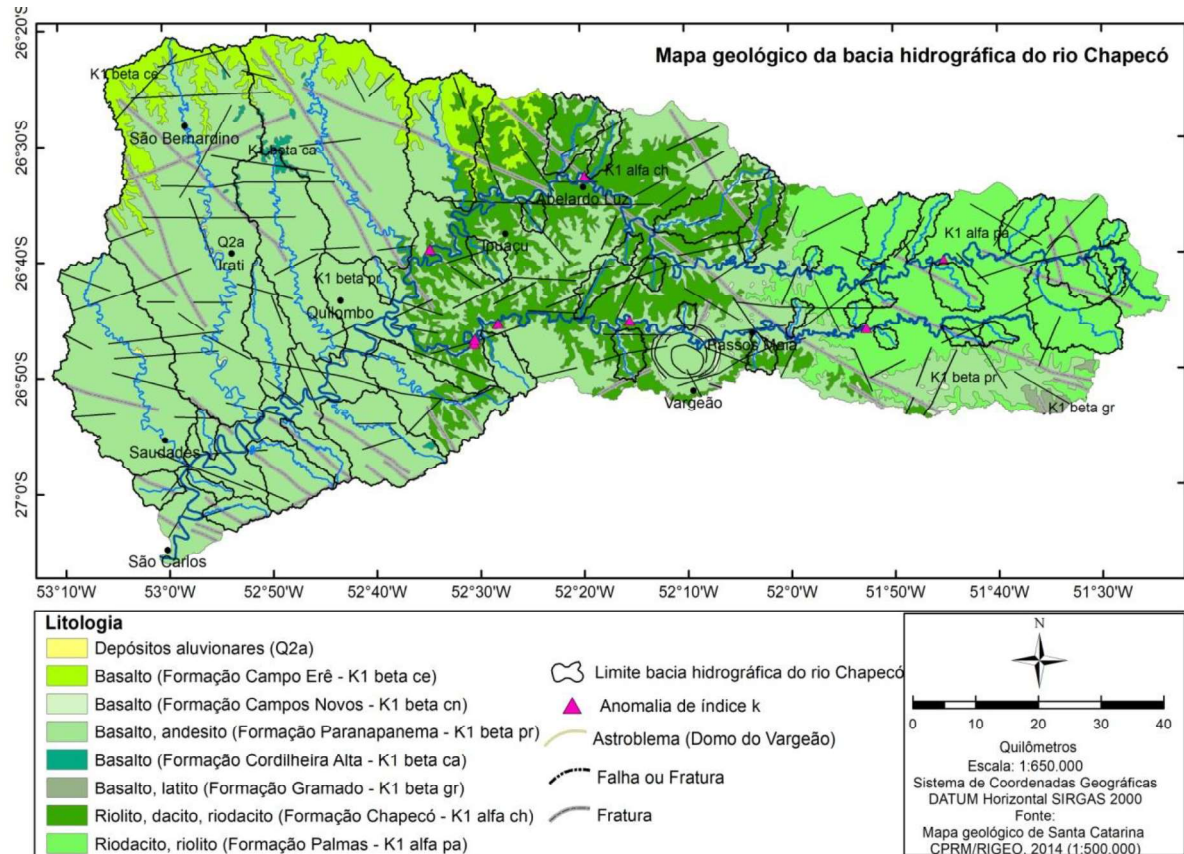
O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná é marcado pela presença de extensos lineamentos tectônicos com orientações dominantes NW–SE, NE–SW e E–W, interpretados como zonas de fraqueza crustal reativadas ao longo da evolução da bacia (Zalán *et al.*, 1990). Essas estruturas exercem papel relevante na compartimentação regional do relevo e no condicionamento da rede de drenagem, influenciando a orientação de canais, a ocorrência de trechos retilíneos e a localização de rupturas de declive (Freitas *et al.*, 2003).

O mapa geológico da BHRC (Figura 3) evidencia a predominância de unidades basálticas das formações Campo Erê (K1 beta ce), Campos Novos (K1 beta cn), Cordilheira Alta (K1 beta ca), Paranapanema (K1 beta pr) e Gramado (K1 beta gr), além de ocorrências de litotipos ácidos associados às formações Chapecó (K1 alfa ch) e Palmas (K1 alfa pa). Embora a litologia basáltica represente a matriz dominante da bacia, observa-se diferenciação espacial entre essas unidades, indicando variações petrográficas e possivelmente mecânicas no interior do conjunto vulcânico.

Destaca-se ainda, no mapa, a ocorrência de fraturas, falhas e lineamentos estruturais com direções preferenciais NW–SE e NE–SW, alguns dos quais apresentam correspondência espacial com segmentos da rede de drenagem. Essa associação sugere possível controle estrutural na orientação de determinados canais e na compartimentação do relevo, especialmente em setores marcados por trechos retilíneos da drenagem e possíveis descontinuidades de declive. Dessa forma, os dados indicam que, além dos controles hidrológicos e morfométricos

analisados nesta pesquisa, a organização estrutural regional pode atuar como fator de modulação local da rede de drenagem e da dinâmica erosiva.

Figura 3 – Mapa geológico da BHRC



Fonte: CPRM/RIGEO (2014).

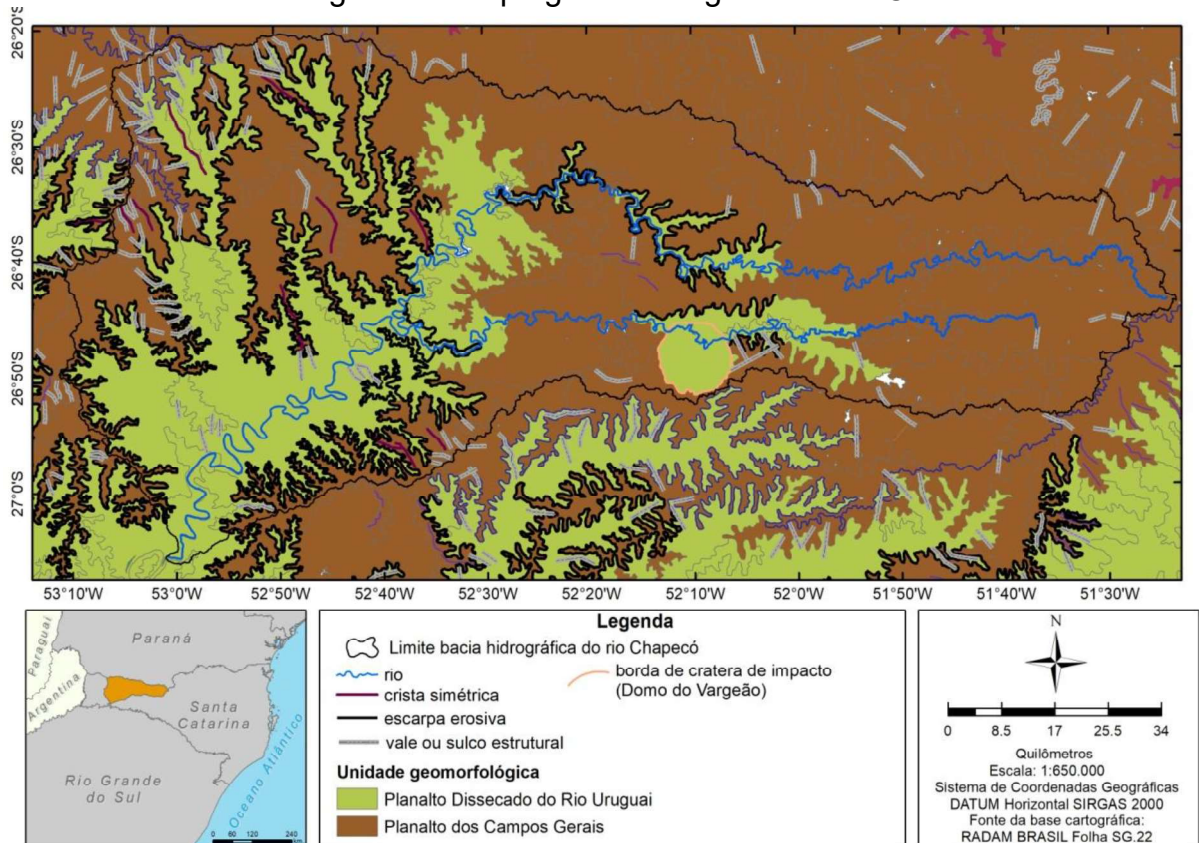
No oeste catarinense, a geologia, a estratigrafia e o fraturamento dos derrames da Serra Geral foram sistematizados no Projeto Oeste de Santa Catarina (PROESC), que destaca que, embora a litologia basáltica apresente relativa homogeneidade em escala regional, o fraturamento diferencial dos derrames condiciona localmente a circulação de águas subterrâneas e a organização da drenagem superficial, com implicações diretas para a morfodinâmica fluvial (Freitas *et al.*, 2002).

Assim, o mapa geológico não apenas contextualiza o substrato da BHRC, mas fornece base para interpretar possíveis controles estruturais sobre a distribuição espacial da potência fluvial e das taxas estimadas de incisão. Em particular, a coincidência entre lineamentos estruturais e segmentos de canais sugere que parte das variações locais de energia e entalhamento pode refletir herança tectono-estrutural, e não apenas diferenças climáticas ou morfométricas.

Compartimentação geomorfológica da BHRC

Do ponto de vista geomorfológico, a organização do relevo da bacia reflete a coexistência de unidades geomorfológicas planálticas distintas, conforme a compartimentação proposta pelo Projeto RADAMBRASIL/IBGE (2018). Entre essas unidades, destacam-se o Planalto dos Campos Gerais, caracterizado por superfícies planálticas relativamente contínuas, com topos suavemente ondulados a subplanos, sustentados por derrames basálticos mais espessos e resistentes, e o Planalto Dissecado do rio Uruguai, segundo compartimento em termos de representatividade espacial na BHRC, marcado por relevo fortemente entalhado, com vales profundos, vertentes íngremes e elevada amplitude local do relevo.

Figura 4 – Mapa geomorfológico da BHRC



Fonte: Projeto RadamBrasil (IBGE, 2018).

O mapa geomorfológico da BHRC (Figura 4) evidencia com clareza essa compartimentação espacial. Observa-se que o setor norte e nordeste da bacia é dominado pelas superfícies mais elevadas associadas ao Planalto dos Campos Gerais, enquanto os setores sul, sudoeste e parte do centro da bacia apresentam padrão de dissecação intensa, típico do Planalto Dissecado do Rio Uruguai. A

presença de escarpas erosivas, vales estruturais e cristas simétricas reforça a interpretação de que a morfologia atual resulta da interação entre dissecação fluvial progressiva e condicionamento estrutural do substrato basáltico.

Essas unidades ocorrem em diferentes porções da BHRC e refletem distintos estágios de dissecação fluvial associados ao rebaixamento progressivo do nível de base regional (IBGE, 1986; Fujita *et al.*, 2017). A transição entre as duas unidades é representada principalmente pelas escarpas erosivas, por vezes desdobradas em patamares de tamanhos variados ou colinas suave onduladas.

No Planalto dos Campos Gerais predominam interflúvios mais amplos e menor intensidade de dissecação em escala regional, embora localmente ocorram canais de leito rochoso, corredeiras e quedas d'água associadas a fraturas e desníveis estruturais. Andriolli (2025) constatou, por observações de campo, que algumas sub-bacias do alto Chapecó apresentam, comparativamente, fundos de vale com maior distribuição de depósitos argilosos. Já no Planalto Dissecado do rio Uruguai, são frequentes os vales encaixados, escarpas abruptas e alternância de vertentes convexas e côncavas, indicando maior energia do relevo e maior capacidade de incisão fluvial ao longo do tempo geológico (Fujita *et al.*, 2017). Tendencialmente, os fundos de vale do Planalto Dissecado são estreitos com baixíssimo desenvolvimento de planos aluvionares.

Destaca-se ainda, conforme representado no mapa, a ocorrência do Domo de Vargeão (astroblema), feição circular que introduz heterogeneidade morfoestrutural local e pode influenciar tanto a orientação da drenagem quanto a distribuição de declividades no entorno. A influência dessa cratera de impacto ainda não foi estudada no tocante à (re)organização da rede de drenagem. A concentração de vales estruturais e escarpas na área central da bacia sugere que o padrão de dissecação não decorre exclusivamente do rebaixamento do nível de base, mas também de condicionamento estrutural herdado.

No canal principal do rio Chapecó, a compartimentação geomorfológica manifesta-se ao longo do seu perfil longitudinal. O rio atravessa setores de relevo relativamente suave no alto curso, associados ao Planalto dos Campos Gerais, e passa a incidir em relevo progressivamente mais entalhado no médio e baixo curso, no contexto do Planalto Dissecado do Rio Uruguai.

Um exemplo expressivo ocorre no segmento localizado no município de Abelardo Luz, onde se localizam as Quedas do rio Chapecó, feição associada a uma

importante ruptura de declive, com cerca de 30 metros de desnível. Esse segmento corresponde a um knickpoint de primeira ordem, relacionado à resistência diferencial dos basaltos, à presença de desníveis estruturais e, possivelmente à interação entre dissecação regressiva e controle estrutural (Fujita *et al.*, 2017).

A jusante dessas quedas intensifica-se a dissecação do relevo, com o desenvolvimento de vales mais profundos e encaixados, vertentes íngremes e maior variabilidade de declividade. Esses segmentos refletem um estágio mais avançado de ajuste ao nível de base regional representado pelo rio Uruguai e estão associados à ocorrência de escarpas, desníveis acentuados e encostas suscetíveis a processos erosivos lineares, especialmente em setores estruturalmente mais frágeis (Fujita *et al.*, 2017).

No médio e baixo curso do rio Chapecó, concentram-se as maiores variações locais de amplitude do relevo da BHRC. Zambot (2022) demonstra que esses trechos apresentam forte contraste entre áreas relativamente menos declivosas e setores com vales profundos e encaixados, configurando topografia fortemente dissecada em escala local. Nessa porção da bacia, o perfil longitudinal do canal do rio Chapecó tende a apresentar maior concavidade, enquanto os vales se tornam progressivamente mais largos e os solos mais espessos, favorecendo o uso agropecuário e a ocupação humana (Fujita *et al.*, 2017; Zambot, 2022).

4 METODOLOGIA E PROCEDIMENTOS APLICADOS

A abordagem metodológica deste estudo fundamenta-se na aplicação do modelo de potência fluvial (*stream power*) como representação da energia disponível para o trabalho erosivo em canais de leito rochoso. Nesse contexto, a potência fluvial específica (ω) é utilizada como indicador indireto da energia erosiva disponível por unidade de área do leito. A partir da integração entre precipitação média anual, área de drenagem, declividade dos canais e vazão média de longo termo, objetiva-se avaliar a relação entre o controle climático e os padrões espaciais de incisão fluvial na Bacia Hidrográfica do Rio Chapecó (BHRC).

A escolha desse arcabouço apoia-se na formulação proposta por Ferrier *et al.* (2013), que demonstraram a relevância da precipitação média anual como variável explicativa da variabilidade espacial da incisão fluvial em contexto basáltico. Considerando as semelhanças litológicas entre os basaltos da ilha de Kaua'i e os derrames vulcânicos da Bacia do Paraná, aplicou-se metodologia análoga à BHRC, com as devidas adaptações ao contexto regional.

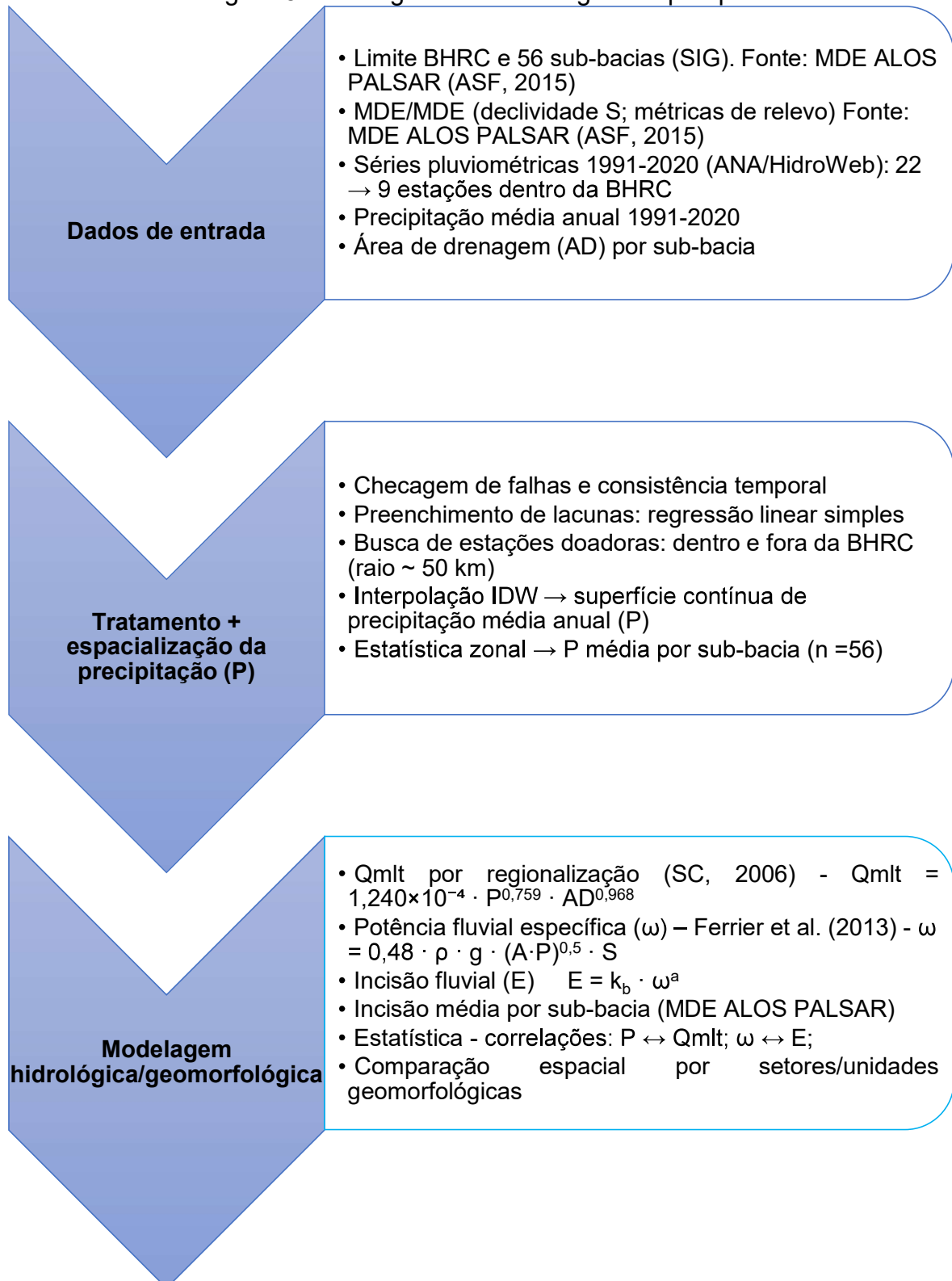
Reconhece-se, contudo, a dificuldade inerente à estimativa de taxas de precipitação em escalas de tempo geológico. Nesse sentido, a utilização de dados pluviométricos decadais recentes constitui uma aproximação operacional para inferir o trabalho fluvial contemporâneo na paisagem. A partir da amostragem de 56 afluentes diretos dos rios Chapecó e Chapecozinho, essa estratégia permite avaliar a resposta hidrológica atual do sistema de drenagem e sua expressão morfológica. Tal abordagem contribui para compreender, de forma mais detalhada, as relações entre precipitação, geração de vazão e dinâmica erosiva, incorporando ainda a importância do tempo de resposta hidrológico e da conectividade hidrossedimentar, conforme discutido por Knighton (1998).

Nesse contexto, a modelagem proposta não apenas opera como ferramenta quantitativa para estimativas de erosão, mas também estabelece um arcabouço analítico para investigar sinergias entre processos hidráulicos e morfogenéticos, alinhando-se a pressupostos teóricos da geomorfologia fluvial contemporânea (Bagnold, 1966; Knighton, 1998).

A estrutura metodológica adotada nesta pesquisa está sintetizada no fluxograma apresentado na Figura 5, o qual esquematiza, de forma sequencial e integrada, as etapas metodológicas. O fluxograma evidencia a lógica operacional do

estudo e destaca a interconexão entre fases distintas, como a integração de dados pluviométricos, a estimativa do *stream power* e a correlação com parâmetros geomorfológicos.

Figura 5 – Fluxograma metodológico da pesquisa.



4.1 ESPACIALIZAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO PLUVIAL NA BHRC

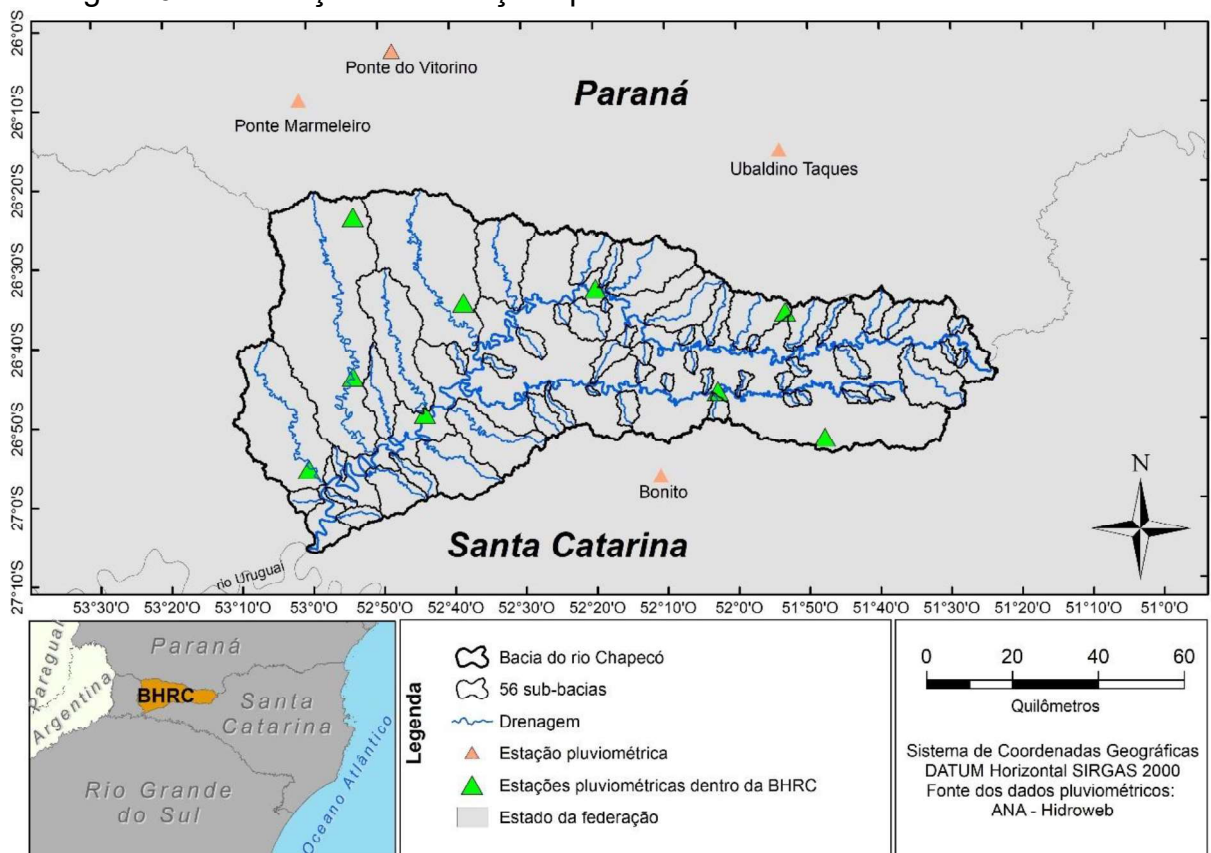
A espacialização da precipitação média anual constituiu etapa fundamental da modelagem, uma vez que o modelo de potência fluvial adotado requer a precipitação como variável de entrada primária.

Base de dados e seleção das estações

Foram inicialmente identificadas 22 estações pluviométricas registradas na plataforma HidroWeb da Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (ANA) no período de 1991 a 2020. Após análise de consistência temporal, apenas 9 estações situadas no interior da BHRC (Figura 6) atenderam aos critérios mínimos de:

- Série histórica compatível com o intervalo 1991–2020;
- Ausência de lacunas superiores a 12 meses consecutivos;
- Coerência estatística e homogeneidade regional.

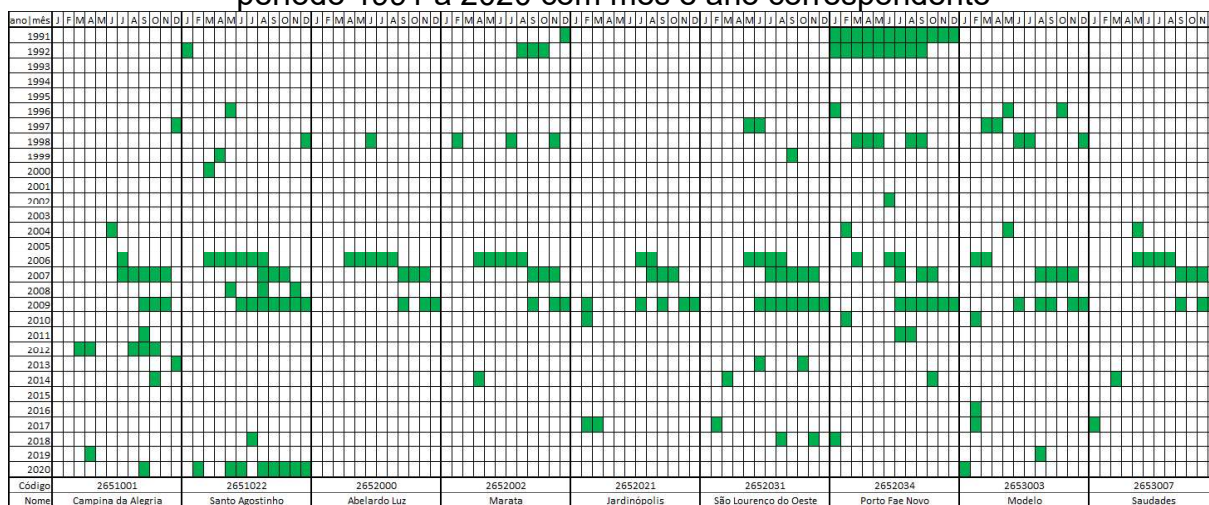
Figura 6- Localização das estações pluviométricas consideradas neste estudo.



Fonte. Compilação do autor.

A estação Porto Fae Novo (código 2652034) localizada no município de Coronel Freitas/SC foi mantida estrategicamente, apesar de lacunas pontuais, devido à sua importância para a distribuição espacial da amostragem. A Figura 7 apresenta a distribuição mensal das falhas identificadas nas nove estações selecionadas, evidenciando heterogeneidade temporal das lacunas ao longo do período analisado.

Figura 7 – Falhas em cada uma das 9 estações pluviométrica dentro da BHRC no período 1991 a 2020 com mês e ano correspondente



Essa configuração espacial evidencia desafios diversos, particularmente quanto à dispersão geográfica das fontes de dados confiáveis. A seleção dessas estações, embora distantes, justificou-se pela indispensabilidade de dados íntegros para calibração e validação do modelo proposto, visando compensar a escassez de registros contínuos e assegurar a representatividade hidrológica em toda a área de estudo, mitigando incertezas associadas à extrapolação de séries incompletas.

Preenchimento de lacunas/falhas

As falhas pontuais foram supridas por regressão linear simples com estações de referência próximas, conforme metodologia recomendada por De Mello *et al.* (2017). O procedimento foi aplicado somente quando:

- O coeficiente de determinação (R^2) apresentou significância estatística;
- Houve compatibilidade espacial e altimétrica entre as estações comparadas.
- Quando inexistiam estações doadoras internas adequadas para preenchimento, ampliou-se o raio de busca para até 50 km além dos limites da BHRC, por meio da Rede Hidrometeorológica Nacional (RHN).

Nesse levantamento externo à BHRC, quatro estações com séries íntegras para períodos específicos foram incorporadas como principais doadoras: Ubaldino Taques (Palmas – PR), código 2651031 (Latitude -26.26 Longitude -51.9); Ponte do Vitorino (Bom Sucesso do Sul – PR), código 2652009 (Latitude -26.0506 Longitude -52.8008); Ponte Marmeleiro (Marmeleiro – PR) código 2653024, (Latitude -26.1525 e Longitude -53.0183) e Bonito (Ipumirim – SC), código 2652001 (Latitude -26.9508 e Longitude -52.1817).

As falhas foram preenchidas utilizando a estação doadora mais próxima. Essa estratégia permitiu o preenchimento das lacunas assegurando maior confiabilidade à base pluviométrica.

Dentre as nove estações selecionadas quatro delas exibiram intermitências pontuais no mês de janeiro em anos específicos, enquanto seis apresentaram inconsistências nos meses de fevereiro e/ou abril. Para março e/ou maio, identificou-se a ocorrência de falhas em sete estações, e no mês de junho, oito estações registraram ausência de dados em algum ano da série histórica. Notavelmente, todas as estações (100% da amostra) demonstraram, em ao menos um ano, falhas em cada um dos meses do segundo semestre, evidenciando um gradiente ascendente de descontinuidades conforme o avanço do ciclo hidrológico anual.

Interpolação espacial

O procedimento de modelagem por interpolação dos dados pluviométricos baseou-se na média anual de precipitação registrada em cada estação pluviométrica, referente ao período de 1991 a 2020. A técnica de interpolação foi implementada por meio do software ArcMap 10.5, utilizando o método da Ponderação pelo Inverso da Distância (*Inverse Distance Weighting* – IDW). O IDW foi adotado devido:

- À densidade moderada de estações disponíveis;
- À necessidade de gerar superfície contínua para extração zonal;
- À adequação do método para fenômenos espacialmente contínuos em escala regional.

A partir da superfície interpolada, extraiu-se a precipitação média anual para cada uma das 56 sub-bacias por meio de ferramenta geoestatística *FocalStatistics* no ArcGis®. Dessa forma, a interpolação não apenas aprimorou a resolução dos dados hidroclimáticos para a BHRC, mas também reduziu incertezas inerentes à

extrapolação de parâmetros geomorfológicos em escalas regionalizadas, consolidando a base analítica para interpretações causalistas dos processos erosivos.

4.2 A EQUAÇÃO DE POTÊNCIA FLUVIAL

A estimativa da potência fluvial específica (*stream power*) constitui o cerne metodológico desta pesquisa, seguindo a formulação derivada por Ferrier *et al.* (2013) para bacias de drenagem da ilha havaiana do Kaua'i em contexto litológico equivalente ao da BHRC, ou seja, basáltico:

$$\omega = 0,48\rho g(AP)^{0,5}S$$

dadas as seguintes unidades para cada variável: potência fluvial específica = ω (Wm^{-2}); densidade da água = ρ ($kg\ m^{-3}$); aceleração gravitacional = g (ms^{-2}); área de drenagem = A (m^2); taxa de precipitação = P (ms^{-1}); e declividade = S (mm^{-1}). O coeficiente 0,48 foi derivado de ajustes empíricos realizados por Ferrier *et al.* (2013) para canais da ilha de Kaua'i. Essa formulação deriva da relação entre descarga, área de drenagem e precipitação média anual, assumindo que a descarga erosiva relevante varia linearmente com o produto AxP . Calibrada a partir de dados empíricos para a drenagem da ilha de Kaua'i, esta equação quantifica a energia hidráulica (potência fluvial) disponível para erosão vertical. Conforme demonstrado pelos autores, ω é representativo para vazões com recorrência de 90 dias. Embora este intervalo não corresponda necessariamente ao pico de eficiência erosiva, a relação linear entre descarga Q e o produto AP mantém-se válida para recorrências superiores a 5 anos. Consequentemente, o *stream power* para vazões extremas difere apenas por um fator constante, preservando a robustez da parametrização.

A adoção da precipitação média anual neste estudo fundamenta-se na abordagem proposta por Ferrier *et al.* (2013), que estabelece tal parâmetro como variável necessária para quantificar o controle climático sobre a incisão fluvial em canais do Kaua'i, uma das ilhas do arquipélago havaiano no Pacífico norte. Essa seleção metodológica respalda-se em três fundamentos principais, segundo os autores:

1. Representatividade temporal dos padrões climáticos: embora a precipitação absoluta tenha variado durante ciclos glaciais-interglaciais nos últimos ~4 milhões

de anos, evidências geológicas (exemplo, orientação de dunas e cones piroclásticos em outras ilhas havaianas) indicam que os padrões espaciais da precipitação mantiveram-se consistentes, dominados pelos ventos alísios de nordeste. Se os padrões de paleoprecipitação fossem radicalmente diferentes dos atuais, a forte correlação observada entre P e as taxas de incisão fluvial seria estatisticamente improvável, a menos que fatores não climáticos covariassem com P – o que não é apoiado por dados locais (exemplo: tipo de rocha, subsidência).

2. Relação hidrológica comprovada: dados de 48 estações fluviométricas em Kaua'i demonstram que a descarga de recorrência de 90 dias (evento erosivo relevante) é linearmente correlacionada com o produto PA (Precipitação média anual x Área de drenagem). Essa relação linear mantém-se para intervalos de recorrência maiores (1–5 anos), indicando que a precipitação anual é um indicador confiável da descarga envolvida no trabalho erosivo. Medições diretas mostram que W escala com $Q^{0,52}$ permitindo calcular o poder de incisão $\frac{\omega \propto QS}{W}$ usando P como entrada.
3. Melhoria significativa na previsão de erosão: inclusão de P explica 52% da variância nas taxas de incisão em escalas de milhões de anos, contra apenas 27% quando se usa apenas área (A) e declive (S). O poder de incisão $\frac{\omega \propto QS}{W}$ depende diretamente de Q , que é controlado por P . Ignorar P subestima a influência climática e reduz a precisão do modelo.

Portanto, a média anual de precipitação é utilizada por ser o indicador indireto disponível para quantificar o controle climático sobre a incisão fluvial em escalas de tempo geológico, respaldada por relações hidrológicas robustas e evidências paleoambientais.

4.3 ESTIMATIVA DA VAZÃO FLUVIAL MÉDIA DE LONGO TERMO

A estimativa da vazão fluvial média de longo termo (Q_{mlt}) para os 56 canais principais das sub-bacias analisadas (Figura 5) foi realizada mediante aplicação de equação de regionalização hidrológica, conforme metodologia adotada no estudo da Regionalização de Vazões das Bacias Hidrográficas do Estado de Santa Catarina

(2006). Conforme esse estudo a equação validada para as bacias do oeste catarinense é dada por:

$$Q_{mlt} = 1,240.10^{-4}.P^{0,759}.AD^{0,968}$$

em que P corresponde à precipitação anual total (mm/ano) e AD à área de drenagem (km²).

As vazões estimadas por essa equação foram analisadas frente à estimativa da potência e incisão fluviais estimadas com base em Ferrier *et al.*, (2013) e adaptadas ao contexto climático da BHRC. Além disso, a incorporação de parâmetros como precipitação e área de drenagem reforçou a representatividade espacial dos resultados, alinhando-se a pressupostos teóricos que vinculam a dinâmica hidrológica à escala da bacia (Santa Catarina, 2006).

Com o objetivo de incorporar a influência da geometria das sub-bacias na análise hidrológica, foi utilizado o coeficiente de compacidade de Gravelius (K_c), um índice morfométrico para caracterizar a forma das bacias hidrográficas. Esse coeficiente é definido pela razão entre o perímetro da bacia e o perímetro de um círculo de área equivalente (Sassolas-Serrayet; Cattin; Ferry, 2018), sendo expresso por:

$$K_c = P/(2.(\pi.A)^{0,5})$$

em que P corresponde ao perímetro da bacia e A à sua área. Valores de K_c próximos de 1 indicam bacias com forma mais circular, enquanto valores mais elevados refletem bacias alongadas ou irregulares. Do ponto de vista hidrológico, bacias com maiores índices de circularidade ou menores coeficientes de compacidade tendem a apresentar respostas mais rápidas e concentradas aos eventos de precipitação, ao passo que bacias alongadas apresentam maior tempo de concentração e respostas hidrológicas mais distribuídas no tempo. O uso desse coeficiente neste estudo visa avaliar, de forma complementar, a influência da forma das sub-bacias sobre a variabilidade espacial da vazão específica na BHRC e da potência fluvial, conforme discutido na literatura hidrológica e geomorfológica (Villela; Mattos, 1975; Tucci, 2009; Strahler, 1964).

4.4 ESTIMATIVA DA TAXA DE INCISÃO FLUVIAL

A influência das taxas de precipitação na dinâmica de incisão fluvial em leito rochoso pode ser investigada por meio do modelo de potência fluvial, cuja base

energética remonta às formulações de Bagnold (1966), enquanto sua aplicação à análise do controle climático da incisão foi demonstrada por Ferrier *et al.*, (2013). Este arcabouço teórico expressa a taxa de incisão vertical E como função da potência específica ω :

$$E = k_b \omega^a$$

em que a taxa de incisão fluvial E (com unidades de LT^{-1} , em que L é o comprimento e T é o tempo), k_b é um coeficiente dimensional e a é um expoente adimensional.

A relação direta entre E e ω expressa a premissa central por detrás do modelo: a taxa de incisão varia proporcionalmente com a energia dissipada por unidade de área do leito (Howard, 1994; Whipple; Tucker, 1999; Tucker; Whipple, 2002). Na direção de jusante, o canal sempre A aplicação da expressão $\omega = 0,48\rho g(AP)^{0,5}S$ permite integrar variáveis climáticas (P) e morfométricas (A e S) na quantificação da dinâmica erosiva (estabelecendo uma base empírica entre hidráulica e erosão fluvial).

Ferrier *et al.* (2013) afirmam que essa é a melhor maneira de estimar a taxa de incisão fluvial em áreas com taxas de precipitação significativas. Utilizando a lei da potência de fluxo para incisão fluvial do leito rochoso conforme a seguinte equação, que constitui um marco empírico na compreensão da relação entre energia fluvial e erosão vertical em canais de leito rochoso:

$$E = 2,3 \times 10^{-4} \omega^{0,99}$$

O valor de $k = 2,3 \times 10^{-4}$ representa o coeficiente de erodibilidade dos basaltos do Kaua'i. O índice agrega fatores como resistência da rocha, cobertura sedimentar e eficiência hidráulica. O valor de $a \approx 0,99$ parte da premissa que a incisão varia linearmente com a potência fluvial ω ($E \propto \omega$), e que a energia dissipada por unidade de área do leito controla diretamente a erosão. Os pressupostos relacionados ao expoente $a \approx 1$ sugerem que a erosão é dominada por processos hidráulicos (exemplo, abrasão por carga de fundo), sem saturação por sedimento; que não há limiar crítico significativo para o início da incisão no contexto estudado; que a eficiência erosiva (k) é controlada pela litologia (basalto poroso/fraturado) e pelo clima (precipitação elevada intensifica k via maior descarga) (Ferrier *et al.*, 2013).

Tendo em vista os recentes valores publicados por Haag *et al.*, (2025) para riolitos e basaltos no contexto da Escarpa da Serra Geral, no sul do Brasil, ao invés de utilizar o valor do coeficiente de erodibilidade mensurado por Ferrier *et al.*, (2013) para os basaltos do Kaua'i, optou-se por realizar a estimativa de incisão com base nos valores específicos para o contexto do Planalto das Araucárias e da própria litologia associada à Bacia Sedimentar do Paraná e aos seus derrames efusivos, conforme Haag *et al.* (2025).

Haag *et al.*, (2025) não estimam “k” diretamente a partir de geometria de canais. Eles constroem o coeficiente de erodibilidade fluvial K a partir de medidas de resistência das rochas no campo com uso do martelo de Schmidt, e uma conversão físico-empírica para erodibilidade independente de clima (K_{lp}), conforme os seguintes passos:

1 - Medições de dureza com martelo Schmidt (RN) e conversão para σ_{UCS} (resistência à compressão uniaxial).

- Em dezenas de afloramentos, aplicaram um martelo Schmidt tipo N e obtiveram, por litologia, o índice de ressalto RN (≥ 30 golpes por local, 243 locais, 8318 leituras). Em seguida, converteram o valor médio de RN de cada local para resistência à compressão uniaxial (σ_{UCS}) usando a seguinte relação:

$$\sigma_{UCS} = 0,92 e^{0,07RN}$$

Após, agruparam por litologia e calcularam a média e o erro padrão (SE) para σ_{UCS} .

2 - Conversão de resistência à compressão uniaxial (σ_{UCS}) para erodibilidade independente de clima (K_{lp}).

- A erodibilidade é tomada como inversamente proporcional ao quadrado da resistência média da litologia:

$$K_{lp} \propto (\sigma_{UCS})^{-2}$$

Essa relação vem de estudos experimentais/teóricos que ligam incisão fluvial à resistência da rocha. Em resumo, o valor do K_{lp} vem do inverso do quadrado da resistência média da litologia. Com base nesses procedimentos, Haag *et al.*, (2025) estimaram a resistência das seguintes tipologias litológicas (Tabela 3) no contexto tanto da Escarpa da Serra Geral quanto de sub-bacias do rio Pelotas, no contexto do Planalto das Araucárias e rebordo da escarpa.

Tabela 3 – Valor da resistência por tipo de rocha

Litologia	K _{lp} Mínimo (σ UCS médio + SE)	K _{lp} médio (UCS médio)	K _{lp} Máximo (σ UCS médio - SE)	Lower 95%	Upper 95%
Riolito	2.37×10^{-4}	2.92×10^{-4}	3.67×10^{-4}	1.96×10^{-4}	4.79×10^{-4}
Basalto (maciço)	3.08×10^{-4}	3.43×10^{-4}	3.84×10^{-4}	2.78×10^{-4}	4.29×10^{-4}
Basalto (vesicular)	2.18×10^{-3}	3.11×10^{-3}	4.82×10^{-3}	1.58×10^{-3}	8.75×10^{-3}

Fonte: Haag *et al.*, (2025)

Assim, a equação aqui utilizada para estimativa das taxas de incisão fluvial na BHRC utilizou tanto a erodibilidade média de basaltos maciços quanto a dos riolitos obtidas por Haag *et al.*, (2025). Tendo em vista que vários canais escoam tanto sobre rochas ácidas quanto básicas, adotou-se a mesma ponderação desses autores conforme a porcentagem de área do tipo litológico presente nas 56 sub-bacias ($K_{lp\text{ponderado}}$).

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A discussão dos resultados fundamenta-se no encadeamento físico entre precipitação (P), vazão média de longo termo (Q_{mlt}), potência fluvial específica (ω) e incisão fluvial estimada (E), articulando os resultados empíricos obtidos com o arcabouço teórico da geomorfologia fluvial contemporânea (Bagnold, 1966; Knighton, 1998; Whipple; Tucker, 1999). Esse encadeamento permite avaliar de forma integrada como os controles climáticos, hidrológicos e geomorfológicos estruturam a distribuição da energia no sistema fluvial e sua capacidade de realização de trabalho erosivo. O foco central é compreender se há variabilidade climática significativa e se tal variabilidade se traduz em contrastes hidrológicos e energéticos capazes de controlar a eficiência da incisão fluvial em um contexto de relativa estabilidade tectônica e litologia predominantemente basáltica.

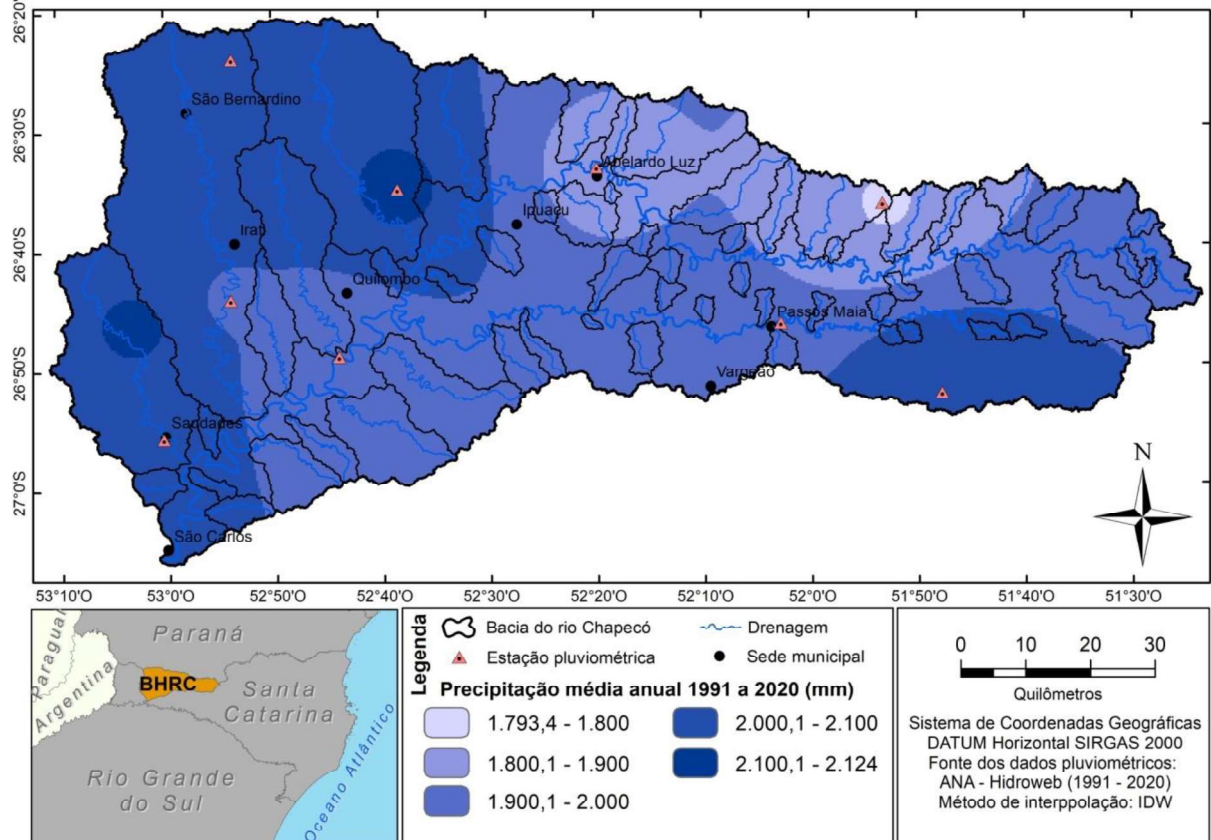
5.1 VARIABILIDADE ESPACIAL DA PRECIPITAÇÃO (1991-2020) E AS IMPLICAÇÕES HIDROLÓGICAS NA BHRC

A espacialização da precipitação média anual na BHRC para o período de 30 anos (1991–2020), obtida por interpolação IDW, é apresentada na Figura 8. Ela revela um padrão regional de diferenciação entre as porções centro-leste/norte da bacia e a porção oeste, com médias variando de cerca de 1800 mm/ano na primeira a 2100 mm/ano na segunda, variação correspondente a uma amplitude de cerca de 300 mm. Essa magnitude é coerente com as faixas de precipitação representadas pelo PROESC (2002), sugerindo que o padrão identificado é compatível com outras bases de dados. As maiores médias (≥ 2040 mm/ano) concentram-se no setor oeste, baixa bacia, enquanto os menores valores (1793,4–1870 mm/ano) ocorrem predominantemente no setor leste/nordeste, na alta bacia. Essa organização espacial se mantém como tendência regional, embora os mapas por década indiquem variabilidade interdecadal na intensidade e no posicionamento dos núcleos de máximos e mínimos (Figura 9).

Os valores obtidos também são coerentes com aqueles apresentados por Borges (2025), que identificou totais anuais na BHRC variando, em geral, entre 1600 mm e 2400 mm, com médias regionais situadas entre 1750 e 2000 mm. Embora Borges (2025) adote uma abordagem centrada na variabilidade temporal da precipitação (1975–2021), enquanto o presente estudo se baseia na espacialização

de médias interpoladas para o período de 1991–2020, observa-se compatibilidade entre os intervalos de precipitação e o padrão espacial identificado, especialmente quanto à ocorrência de totais superiores a 2000 mm em determinados setores da bacia.

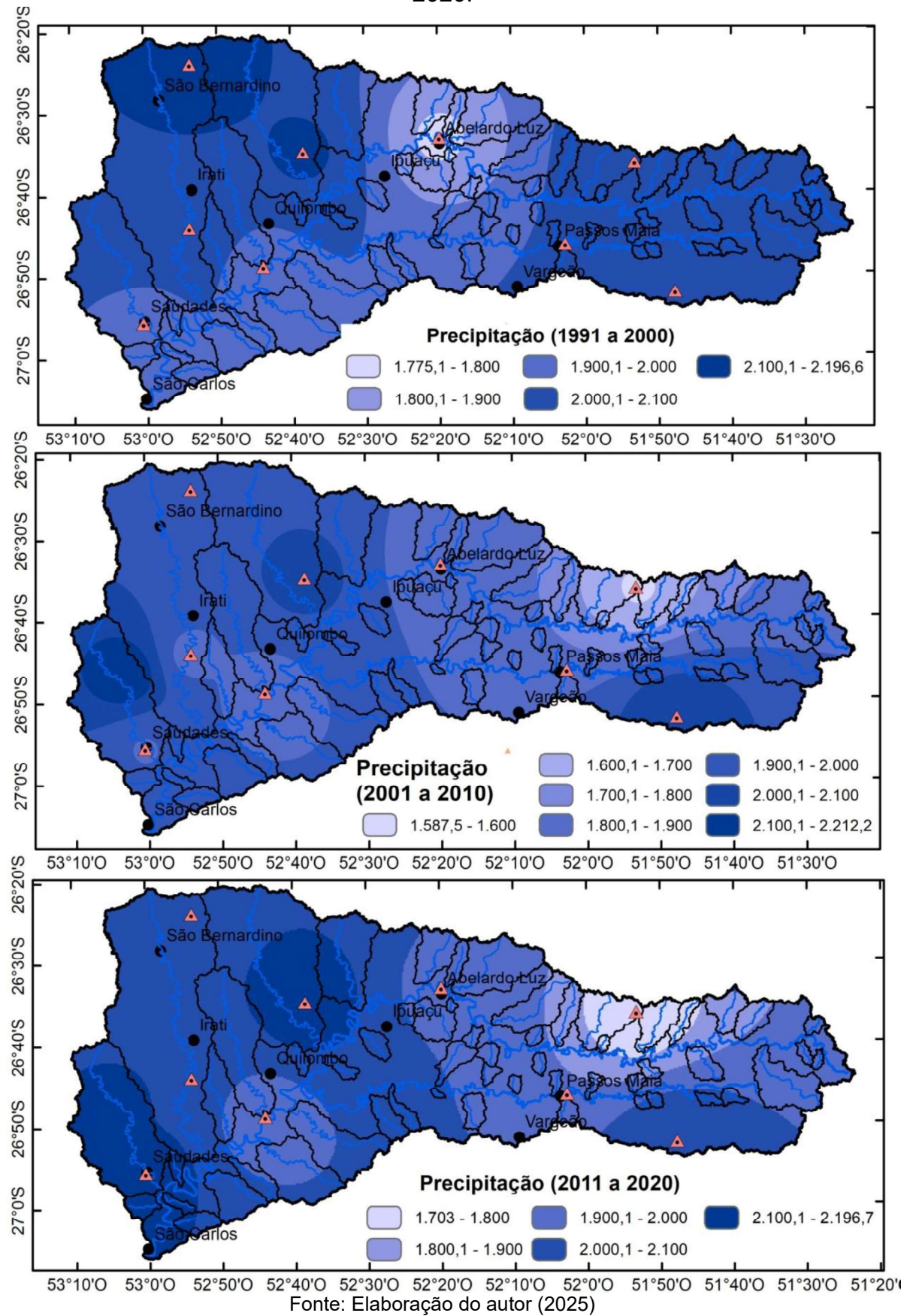
Figura 8 - Precipitação média do período de 30 anos (1991 a 2020) para a BHRC.



Fonte: Elaboração do autor (2025).

A amplitude de 330,7 mm corresponde a uma variação relativa de 16 a 18% em relação à precipitação média anual areal da BHRC entre 1991 e 2020, estimada em 1950 mm/ano a partir da superfície interpolada. Essa variação pode influenciar a geração de escoamento e a energia fluvial. O padrão sugere a atuação combinada de fatores regionais de circulação atmosférica, associados à variabilidade climática do Sul da América do Sul, e de controles locais do relevo, não sendo explicado apenas pela altitude (Roe et al., 2002; Grimm et al., 2000). À luz da literatura geomorfológica (Bagnold, 1966; Knighton, 1998; Ferrier et al., 2013), o clima atua como condicionante regional da disponibilidade hídrica, mas sua influência na incisão fluvial deve ser analisada com fatores morfométricos e estruturais, especialmente declividade e área de drenagem.

Figura 9 - Precipitação média interdecadal na BHRC 1991-2000, 2001-2010 e 2011-2020.



No painel superior da Figura 9 referente à década de 1991–2000, observa-se a manutenção de maiores totais pluviométricos no setor oeste/noroeste da BHRC, com valores interpolados variando entre 1775,1 mm e 2196,6 mm, resultando em amplitude próxima de 421,5 mm. Os maiores valores concentram-se preferencialmente no setor oeste, enquanto os menores totais aparecem de forma mais localizada nas porções centro-leste e nordeste da bacia.

O painel intermediário da Figura 9 evidencia uma redução geral das médias pluviométricas na década de 2001 a 2010. Para esse período, os valores interpolados variaram entre 1587,5 mm e 2212,2 mm, resultando em uma amplitude de 624,7 mm, a maior entre as três décadas analisadas. Esse padrão indica diminuição dos totais pluviométricos em relação à década anterior, com mínimos mais pronunciados no setor leste/nordeste e máximos ainda presentes no setor oeste, embora com menor continuidade espacial. Observa-se, adicionalmente, a expansão das áreas ocupadas por classes intermediárias de precipitação, sobretudo entre 1800 e 2000 mm, indicando maior predominância de valores próximos à média na distribuição espacial da bacia, ao mesmo tempo em que a elevada amplitude reflete significativa variabilidade interna. Nesse contexto, o contraste espacial, compreendido como a magnitude da diferenciação entre os núcleos de máximos e mínimos e a intensidade do gradiente pluviométrico, apresenta-se mais acentuado, refletindo maior diferenciação entre o setor oeste, relativamente mais úmido, e o setor leste/nordeste, caracterizado por menores totais pluviométricos.

O painel inferior da Figura 9, referente à década de 2011–2020, indica aumento relativo das médias pluviométricas no setor oeste da BHRC em relação à década anterior, após o período de redução observado entre 2001 e 2010. Esse incremento ocorre com leve deslocamento do núcleo de máximas para o setor centro-norte, mantendo-se, entretanto, a persistência de menores valores no setor leste da bacia. A amplitude decadal é de 493,7 mm, com valores variando entre 1703 mm e 2196,7 mm, sugerindo manutenção do padrão regional de diferenciação espacial, ainda que com variações na magnitude e na posição dos núcleos de precipitação.

Embora a amplitude pluviométrica interdecadal seja significativa, variando entre 421,5 mm e 624,7 mm, não se observa inversão ou deslocamento sistemático do eixo espacial de maior e menor precipitação média na bacia. É possível concluir que há manutenção do padrão climático regional ao longo das três décadas

analisadas. Os painéis decadais reforçam que não se trata de “persistência” no sentido estrito, isto é, de núcleos fixos, mas de recorrência de um eixo regional: os máximos permanecem preferencialmente associados ao setor oeste/noroeste ao longo das três décadas, ainda que com deslocamentos intra-setoriais e variação de magnitude, incluindo uma década, 2001–2010, de redução expressiva dos valores, especialmente nos setores leste e nordeste da bacia.

Analisando o deslocamento espacial dos núcleos de precipitação média, máxima e mínima percebe-se que o gradiente pluviométrico regional apresentou variabilidade interdecadal e que os núcleos de máxima permaneceram preferencialmente no setor oeste/noroeste nos 30 anos analisados. Contudo, observa-se deslocamento intra-setorial desses núcleos de máxima:

- 1991–2000: maior concentração no extremo oeste, com máximos superiores a 2100 mm/ano e destaque para o rio Saudade com média de 2109 mm.
- 2001–2010: núcleo menos definido, com maior dispersão e redução significativa, incluindo mínimos setoriais como o registrado no rio Aguapé, com 1622 mm.
- 2011–2020: deslocamento para o setor centro-norte, com retomada de valores elevados e máximo no lajeado Cotia 2154 mm.

Portanto há manutenção regional do setor úmido, mas com variação intra-setorial.

Os núcleos de precipitação mínima, localizados preferencialmente no setor leste/nordeste, mantiveram valores relativamente mais baixos em todas as décadas, com médias variando entre 1.600 e 1.850 mm/ano. A intensidade desses mínimos varia interdecadalmente, com maior redução observada entre 2001 e 2010, porém sua localização geral permanece estável no espaço, indicando que o eixo leste se configura como setor sistematicamente menos chuvoso da bacia, com valores médios em torno de 1700–1800 mm/ano.

Os resultados obtidos nesta pesquisa apresentam convergência com aqueles identificados por Borges (2025), que também evidencia a existência de variabilidade espacial significativa no regime pluviométrico da BHRC, com valores médios anuais variando entre 1900 e 2100 mm, a partir da análise de uma série histórica pluviométrica de longo prazo (1975 a 2021). Em seu estudo, observa-se assim como nos resultados deste trabalho, que os menores valores tendem a se concentrar no setor leste da bacia, enquanto os maiores totais médios ocorrem com maior

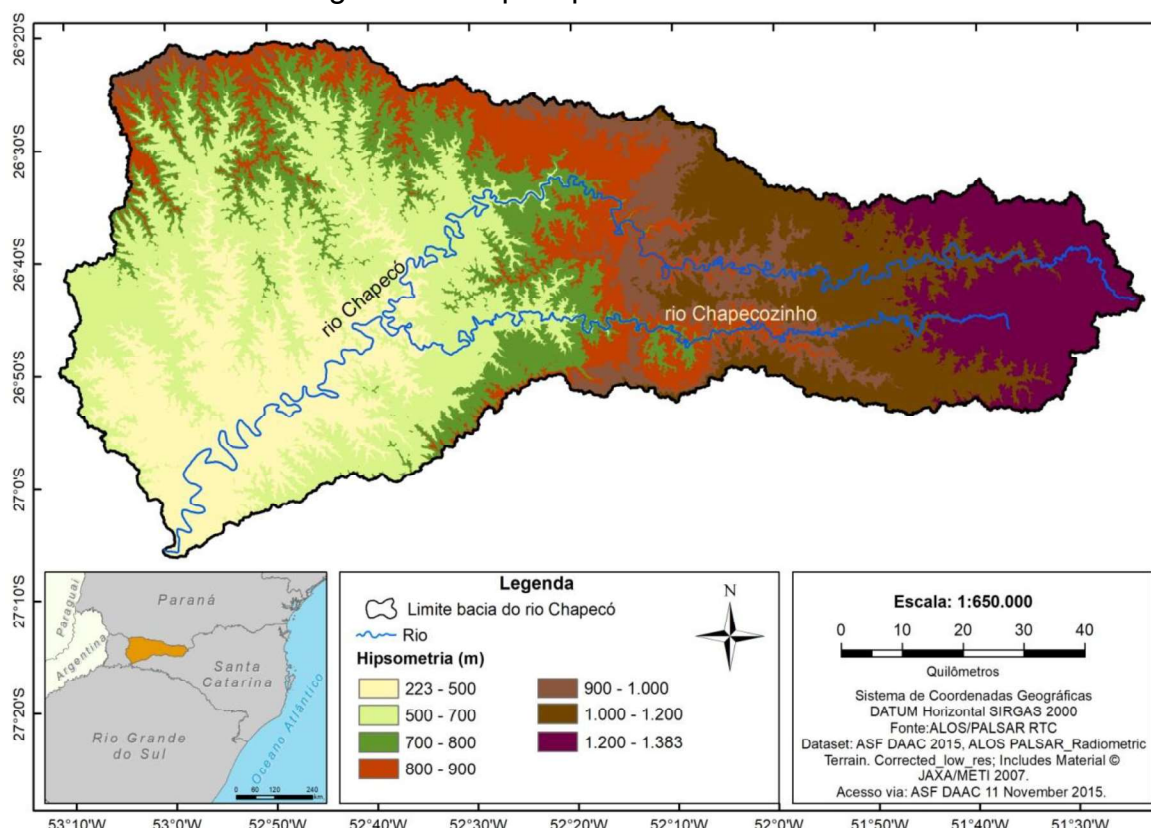
frequência nos setores noroeste e porções adjacentes, ainda que com deslocamentos interanuais dos núcleos de maior precipitação.

Nesse sentido, os resultados aqui apresentados reforçam a interpretação de que, embora haja variabilidade temporal na distribuição das chuvas, não ocorre uma reorganização estrutural do padrão espacial da precipitação na bacia, mas sim a manutenção de um gradiente regional recorrente, com máximos preferencialmente associados ao setor oeste/noroeste e mínimos ao setor leste.

Em termos geomorfológicos, essa organização espacial de longo prazo sugere que o clima atua como condicionante regional da disponibilidade hídrica, isto é, define a “oferta” média de água para geração de escoamento, a ser posteriormente modulada por variáveis geométricas e fisiográficas das sub-bacias. Essa interpretação é compatível com formulações clássicas que enfatizam que o trabalho fluvial depende de energia hidráulica e de como a rede converte entradas hidrológicas em potência disponível ao canal (Bagnold, 1966; Knighton, 1998).

A análise integrada entre a distribuição espacial da precipitação média anual (1991–2020) (Figura 8), a hipsometria (Figura 10) e as declividades (Figura 12) da BHRC evidencia que, embora o padrão pluviométrico apresente organização regional relativamente estável, sua expressão espacial está parcialmente correlacionada às características geomorfológicas da bacia. Observa-se que os maiores totais pluviométricos concentram-se preferencialmente nos setores oeste e centro-norte, associados a faixas altimétricas intermediárias (500 a 800 m), onde predominam relevo dissecado e declividades moderadas (8–20%). Por outro lado, os setores leste/nordeste, caracterizados por maiores altitudes (superiores a 900 m) e presença de altiplanos mais elevados, não correspondem aos máximos pluviométricos, indicando que a altitude isoladamente não atua como fator determinante da precipitação regional. Adicionalmente, áreas com declividades mais acentuadas (>20%), distribuídas de forma heterogênea ao longo da bacia, tendem a intensificar processos de escoamento superficial e reduzir a retenção hídrica, mas não apresentam correspondência direta com os núcleos de maior precipitação. Esses elementos reforçam que, na escala da BHRC, os atributos geomorfológicos atuam predominantemente como moduladores hidrológicos, influenciando a redistribuição da água no sistema, especialmente via escoamento, infiltração e conectividade da rede de drenagem.

Figura 10- Mapa hipsométrico da BHRC.



Fonte: Elaborado pelo autor (2026).

Os padrões espaciais de precipitação identificados neste estudo apresentam elevada coerência com aqueles descritos por Borges (2025), cuja análise, baseada em série histórica mais extensa (1975–2021), também evidencia a persistência de um gradiente pluviométrico regional com maiores totais concentrados nos setores oeste/noroeste e menores valores no leste da BHRC. Essa convergência, mesmo sob diferentes recortes temporais, reforça a robustez do controle climático regional na organização espacial da precipitação, indicando que tais padrões não são episódicos, mas estruturalmente associados à dinâmica atmosférica do Sul do Brasil. Ademais, a ausência de correspondência direta entre os maiores totais pluviométricos e as áreas de maior altitude — igualmente observada por Borges — sugere que, na escala da bacia, o controle orográfico exerce influência secundária, sendo superado por mecanismos atmosféricos de maior escala, como a atuação de sistemas frontais e a variabilidade associada à circulação de médias latitudes. Nesse sentido, tanto os resultados desta pesquisa quanto os de Borges (2025) apontam para uma dissociação parcial entre relevo e precipitação, reforçando a interpretação de que a hipsometria e as declividades atuam predominantemente na modulação da

resposta hidrológica, e não na gênese dos padrões pluviométricos. Essa coerência entre resultados de diferentes pesquisas insere a BHRC em um contexto regional mais amplo, no qual a organização espacial das chuvas reflete padrões climáticos característicos do Sul do Brasil, associados à atuação de sistemas frontais, massas de ar e à circulação de médias latitudes, conforme discutido na literatura climatológica clássica e regional (Monteiro, 1973; Nimer, 1989; Grimm, 2009).

5.2 ESPACIALIZAÇÃO DA VAZÃO MÉDIA DE LONGO TERMO NA BHRC E SUA RELAÇÃO COM A PRECIPITAÇÃO

A espacialização da vazão média de longo termo (Q_{mlt}) na bacia hidrográfica do rio Chapecó evidencia um padrão fortemente estruturado pela organização da rede de drenagem e pela distribuição das áreas de contribuição. Os maiores valores de descarga concentram-se no setor oeste da bacia, onde se destacam os rios, Burro Branco, Saudade e Saudades, com as maiores vazões médias estimadas de 35,49 m^3/s , 23,01 m^3/s e 16,47 m^3/s , respectivamente (Figura 11).

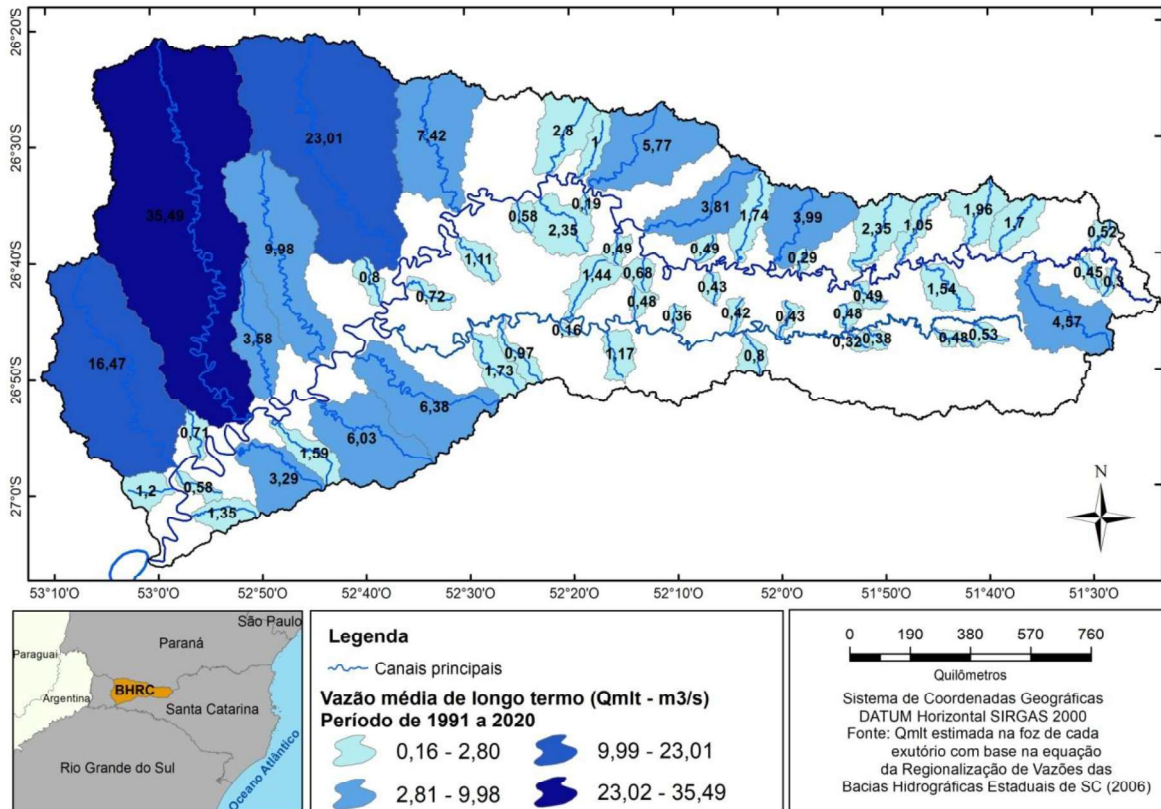
Essas sub-bacias coincidem com áreas de precipitação média anual relativamente elevada (superior a 2000 mm/ano). Contudo, a magnitude das vazões está associada principalmente à extensão das áreas de drenagem, indicando o papel dominante da escala de contribuição hidrológica na organização espacial da Q_{mlt} .

No setor central da bacia, sub-bacias com áreas variando entre 120 e 350 km^2 apresentaram vazões médias entre 6 e 10 m^3/s , como é o caso dos rios do Ouro (9,98 m^3/s), Bonito (7,42 m^3/s), Golfo (6,38 m^3/s) e Xaxim (6,03 m^3/s). Embora essas sub-bacias estejam inseridas em setores com precipitação média anual semelhante às demais áreas da bacia, as diferenças de descarga observadas estão diretamente relacionadas à área contribuinte.

No setor leste, tributários como os rios Roseira (4,57 m^3/s) e Vermelho (3,81 m^3/s) apresentam valores intermediários de vazão média, associados a áreas de drenagem menores que as grandes sub-bacias ocidentais que possuem área acima de 170 km^2 . Por sua vez, a maior parte dos tributários da BHRC corresponde a sub-bacias de pequena área de drenagem, com valores de Q_{mlt} inferiores a 1 m^3/s , como os córregos Maravilha (0,19 m^3/s), Zulmira (0,16 m^3/s), Cachacinha (0,52 m^3/s), do Campo (0,30 m^3/s), arroio Cedrinho (0,36 m^3/s) e córrego do Rossio (0,32

m³/s), associados, em geral, a áreas inferiores a 30 km². Nesses casos, os baixos valores de descarga refletem diretamente a limitada área de contribuição hidrológica.

Figura 11 - Mapa da vazão média de longo termo Q_{mlt} por sub-bacias da BHRC (30 anos).



Fonte: Elaborado pelo autor (2026).

A relação entre Q_{mlt} e precipitação média anual (Gráfico 1) apresenta baixo coeficiente de determinação ($R^2 = 0,15$), indicando que, na escala intra-bacia, a variabilidade espacial da precipitação possui baixo poder explicativo sobre as diferenças observadas nas descargas. Esse resultado não implica ausência de controle climático, uma vez que a precipitação constitui variável fundamental no balanço hídrico regional, mas reflete a interação com outros fatores no interior da bacia, o que limita sua capacidade de discriminar a variabilidade da Q_{mlt} entre sub-bacias.

Em contraste, a relação entre Q_{mlt} e área de drenagem (Gráfico 2) apresenta coeficiente de determinação extremamente elevado ($R^2 = 0,99$), evidenciando forte associação entre as variáveis. Esse resultado reforça o papel dominante da área de contribuição hidrológica na definição da magnitude da descarga. No entanto, deve ser interpretado à luz da metodologia adotada, uma vez que a Q_{mlt} foi estimada a

partir de equações de regionalização que utilizam a área como principal variável explicativa. Dessa forma, a elevada correlação observada não constitui um resultado independente, mas confirma a coerência da aplicação do modelo regional à escala da BHRC, sendo consistente com princípios clássicos da regionalização hidrológica, nos quais a vazão média apresenta relação de potência com a área de drenagem ($Q = a \cdot A^b$) em contextos de relativa homogeneidade climática (Tucci, 2009).

Gráfico 1 - Relação entre vazão média de longo termo (Q_{mlt}) e precipitação média para o período 1991 a 2020 na bacia do rio Chapecó.

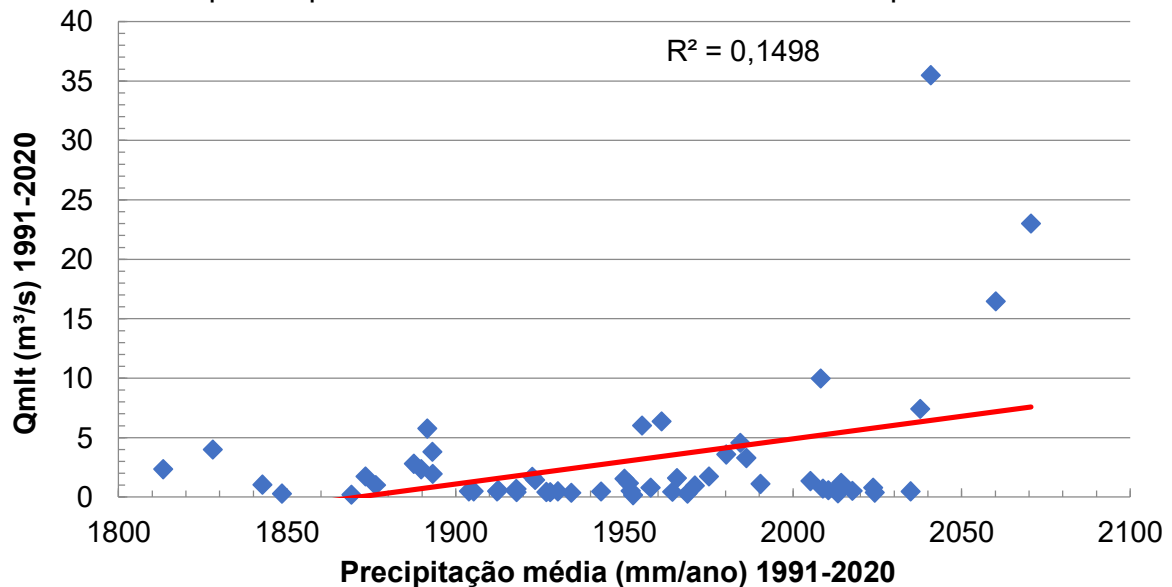
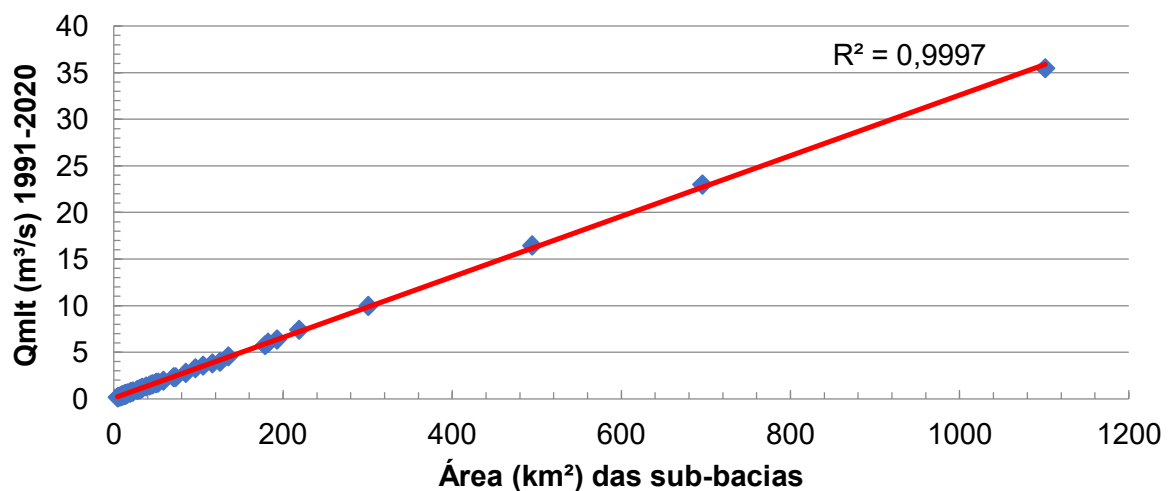


Gráfico 2 - Relação entre vazão média de longo termo (Q_{mlt}) e área das sub-bacias para o período 1991 a 2020 na bacia do rio Chapecó.



A fim de avaliar a produtividade hídrica das sub-bacias, eliminando o efeito da escala, foi analisada a relação entre a vazão específica ($q = Q/A$) e a precipitação média anual (Gráfico 3). O baixo coeficiente de determinação ($R^2 = 0,13$) indica que

as variações espaciais da precipitação exercem influência limitada sobre a vazão específica, sugerindo que o regime pluviométrico da BHRC pode ser considerado relativamente homogêneo em escala regional.

Na perspectiva de ampliar a investigação com relação ao fator de forma de bacia, analisou-se a relação entre a vazão específica e o coeficiente de compacidade de Gravelius (K_c) (Gráfico 4). Observa-se baixo grau de associação entre as variáveis ($R^2 = 0,1356$), indicando que a forma das sub-bacias exerce influência limitada sobre a produtividade hídrica média. Embora se identifique uma leve tendência negativa, a elevada dispersão dos dados evidencia a ausência de um padrão funcional consistente.

Gráfico 3 - Relação entre vazão específica e precipitação média 1991 a 2020.

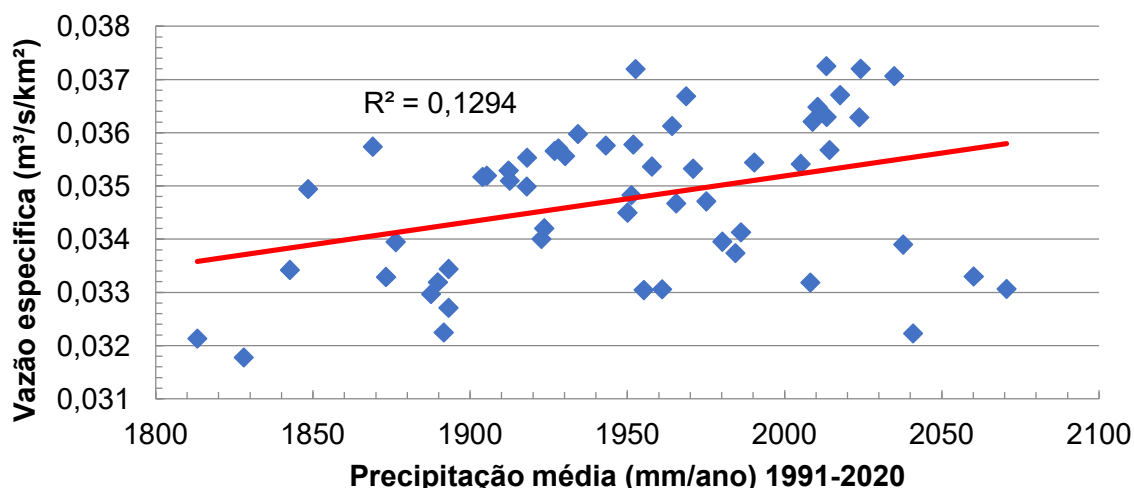
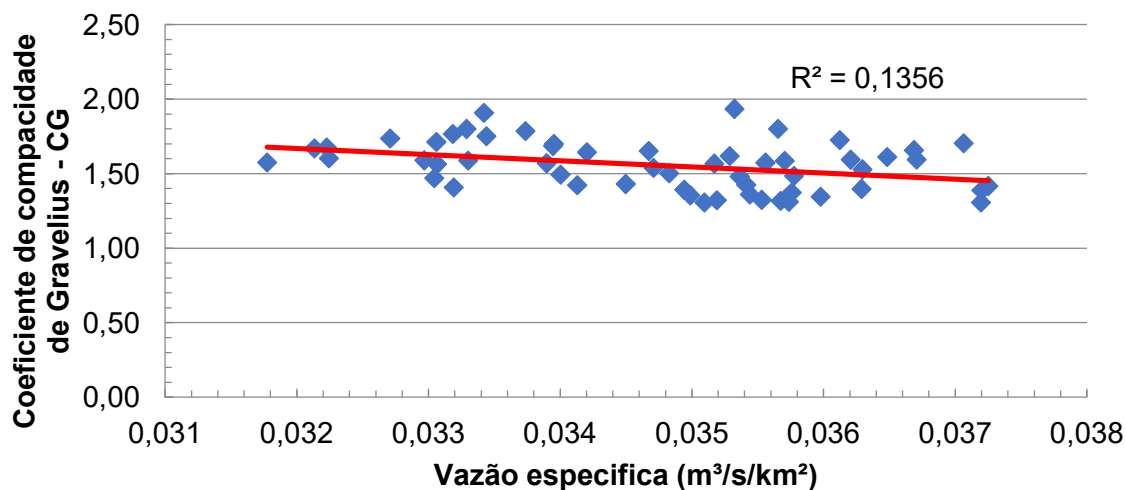


Gráfico 4 - Relação entre vazão específica (Q/A) e coeficiente de compacidade de Gravelius (K_c) nas sub-bacias da BHRC (1991–2020).



Quadro 1 – Síntese das relações estatísticas entre variáveis hidrológicas e fisiográficas associadas à Qmlt na BHRC (1991–2020)

Relação analisada	R ²	Interpretação hidrológica
Qmlt x Área de drenagem	0,9997	Relação fortemente condicionada pela estrutura da equação de regionalização adotada, uma vez que a área de drenagem constitui variável explicativa do modelo utilizado
Qmlt x Precipitação média	0,1498	Baixo poder explicativo da precipitação média anual sobre a variabilidade espacial da Qmlt, compatível com gradiente pluviométrico moderado no interior da bacia
Vazão específica (q) x Precipitação média	0,1294	Baixa correlação entre produtividade hídrica (q) e precipitação média anual, indicando reduzida capacidade discriminante do padrão pluviométrico intra-bacia
Vazão específica (q) x coeficiente de compacidade de Gravelius (Kc)	0,1356	Baixa correlação entre a produtividade hídrica (q) e a compacidade das sub-bacias (Kc), indicando papel secundário da geometria da bacia na resposta hidrológica média

Fonte: Elaborado pelo autor.

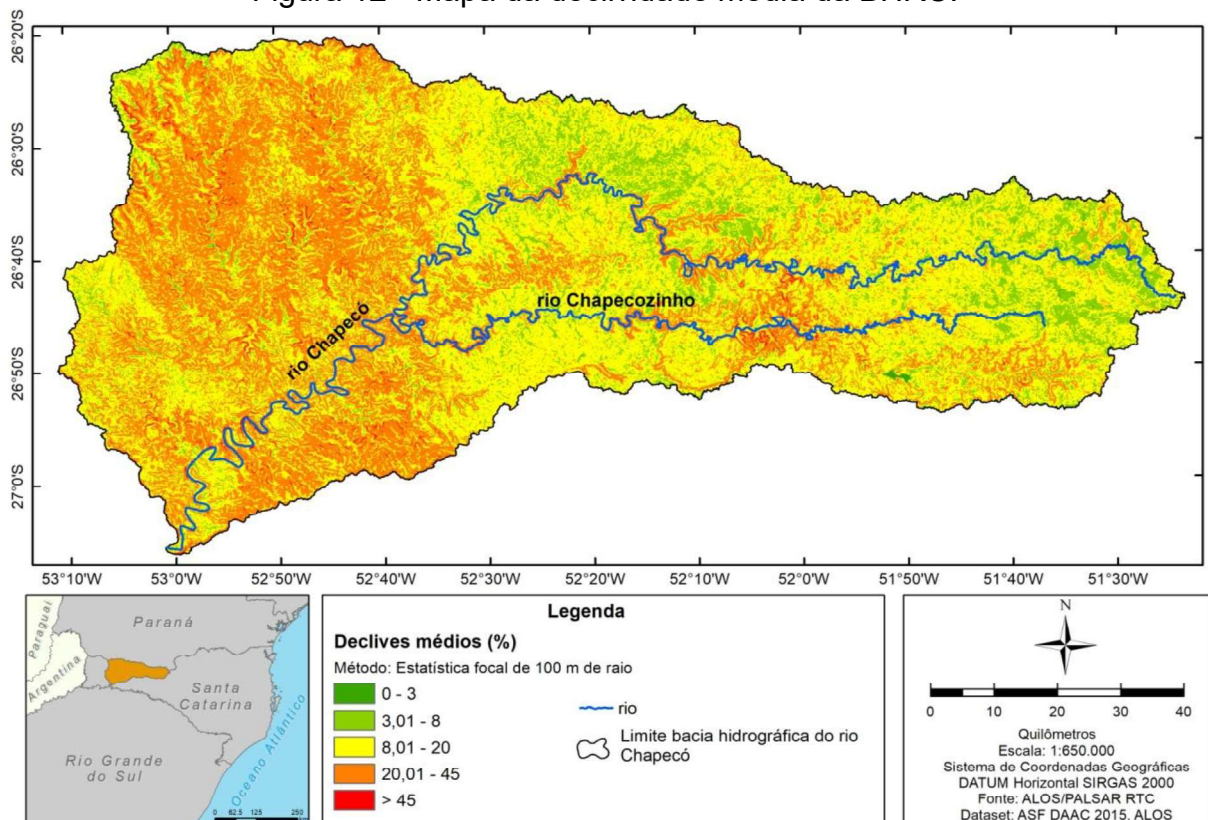
A síntese apresentada no Quadro 1 evidencia que a variabilidade espacial da vazão média de longo termo na BHRC é predominantemente explicada pela área de drenagem no contexto da regionalização hidrológica adotada, enquanto a precipitação média anual apresenta baixo poder explicativo na escala intra-bacia. Esse resultado reflete a variabilidade pluviométrica moderada da bacia, marcada por um gradiente regional recorrente, mas de menor capacidade explicativa quando comparado à forte variação das áreas de contribuição. Esse padrão é consistente com os princípios da regionalização hidrológica amplamente discutidos na literatura brasileira, nos quais a vazão média tende a apresentar relação funcional direta com a área de contribuição em contextos de variabilidade climática moderada (Tucci, 2002; Tucci, 2009). De forma complementar, a baixa correlação observada entre a vazão específica e a precipitação, bem como entre a produtividade hídrica e o coeficiente de compacidade de Gravelius (Kc), indica que, no interior da bacia, nem o padrão pluviométrico nem a geometria das sub-bacias são suficientes para explicar a diferenciação da resposta hidrológica média. Esses resultados convergem com os de Borges (2025), que também identificou predominância do controle espacial da área de drenagem sobre a distribuição das vazões na BHRC, associada a um regime pluviométrico relativamente homogêneo e a deslocamentos intra-setoriais dos núcleos de precipitação.

Do ponto de vista geomorfológico, essa organização espacial da Qmt possui implicações diretas sobre os processos fluviais, uma vez que sub-bacias com maiores áreas de contribuição concentram maiores volumes de água e, consequentemente, maior energia disponível para a realização de trabalho geomorfológico. Nesse contexto, sistemas como os rios Burro Branco, Saudade e Saudades tendem a apresentar maior potencial de transporte e incisão, evidenciando a conexão entre o controle hidrológico de escala e a resposta geomorfológica na bacia.

5.3 DECLIVIDADE MÉDIA DA BHRC

O mapa de declividade média da BHRC (Figura 12) evidencia um padrão espacial fortemente associado à compartimentação geomorfológica regional, distinguindo setores com maior dissecação do relevo daqueles com superfícies mais suavizadas.

Figura 12 - Mapa da declividade média da BHRC.



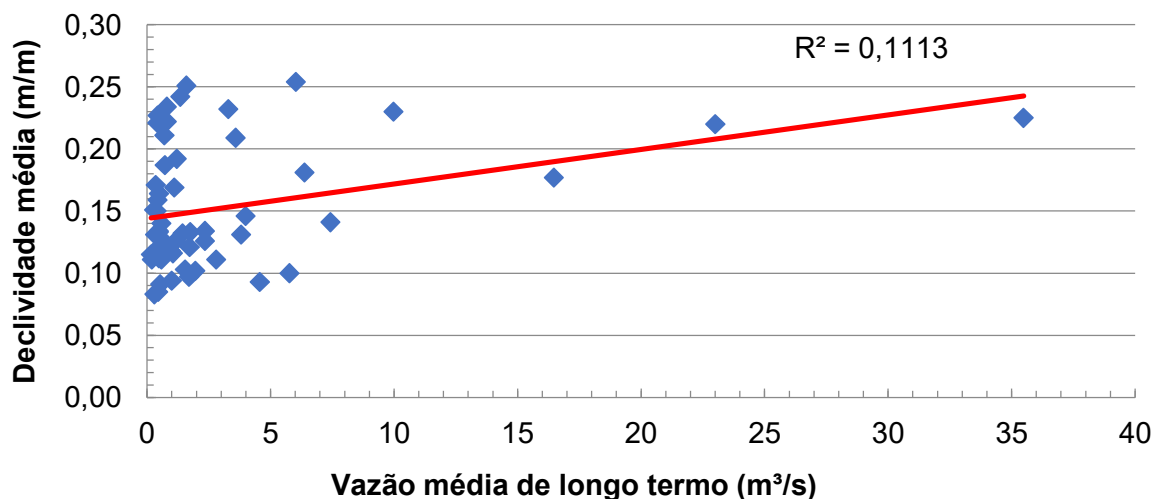
Fonte: Adaptado de Zambot (2024).

No setor oeste/sudoeste (baixa bacia), observa-se predominância de declividades elevadas (20–45% e >45%), compatíveis com relevo intensamente

dissecado e maior energia potencial associada ao escoamento superficial. Em contraste, os setores médio e alto da bacia apresentam declividades mais suaves, com exceção dos vales dos rios Chapecó, Chapecozinho e de alguns afluentes, onde ocorrem zonas de maior entalhamento da rede de drenagem. Esse padrão é coerente com a distinção entre o Planalto Dissecado do rio Uruguai e o Planalto dos Campos Gerais, conforme descrito por IBGE (1986).

No âmbito das 56 sub-bacias, a análise da declividade média (Gráfico 5) indica valores variando entre 0,08 m/m e 0,25 m/m (8% a 25%), evidenciando heterogeneidade morfométrica moderada. Entretanto, a relação entre declividade média e vazão média de longo termo (Qmlt) apresenta baixo coeficiente de determinação ($R^2 = 0,11$), indicando fraca associação entre as variáveis e baixo poder explicativo da declividade sobre a magnitude da descarga.

Gráfico 5– Relação entre declividade média das sub-bacias e Qmlt (1991-2020).

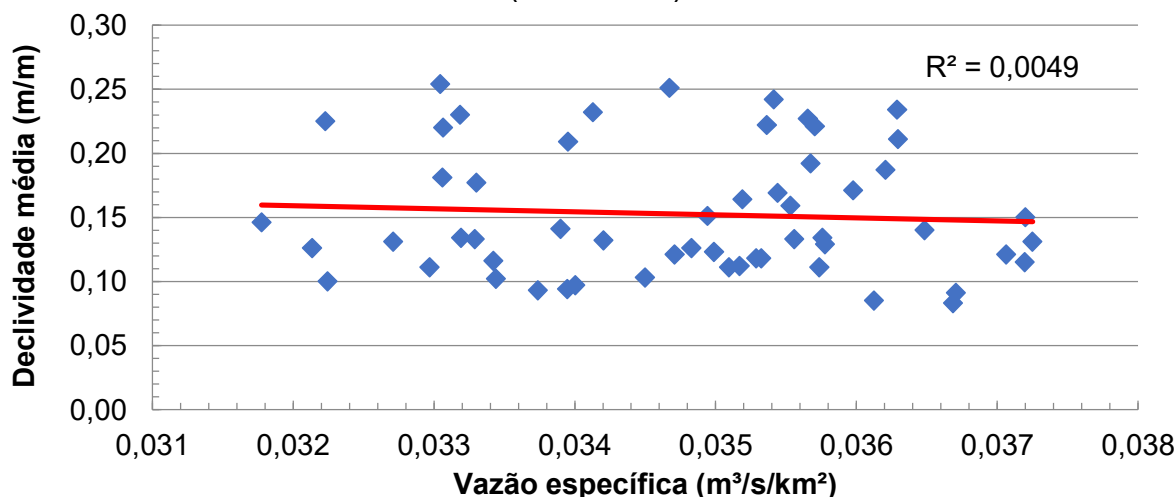


De forma complementar, a relação entre declividade média e vazão específica (q) (Gráfico 6) apresenta coeficiente de determinação praticamente nulo ($R^2 = 0,0049$), evidenciando também ausência de correlação significativa entre o gradiente topográfico médio e a produtividade hídrica das sub-bacias.

Ressalta-se que a declividade média das sub-bacias constitui uma métrica morfométrica agregada, não representando diretamente a declividade do canal utilizada no modelo do *stream power*, devendo ser interpretada como uma medida indireta do gradiente topográfico (Whipple, 2004; Lague, 2014). Esses resultados indicam que, embora a declividade constitua um parâmetro fundamental para a dinâmica geomorfológica, influenciando processos erosivos, escoamento superficial

e organização das vertentes, seu papel no controle da vazão média, na escala analisada, apresenta baixo poder explicativo.

Gráfico 6 – Relação entre declividade média das sub-bacias e vazão específica (1991-2020).



A interpretação desses resultados deve ser realizada em conjunto com aqueles da seção 5.2, que evidenciaram o papel dominante da área de drenagem na determinação da Q_{mlt} . Nesse sentido, a declividade não se configura como fator determinante da variabilidade espacial da descarga, mas como variável de influência indireta, cujos efeitos podem estar subordinados à escala de contribuição hidrológica e a outros condicionantes não explicitamente testados nesta análise.

Entre esses condicionantes, destacam-se a estrutura geológica da litologia, bem como a importância de processos de armazenamento hídrico subsuperficial e da conectividade da rede de drenagem. Os resultados aqui expostos sugerem que tais fatores podem modular a resposta hidrológica de forma mais significativa do que a declividade média, especialmente em bacias de médio porte com gradiente pluviométrico relativamente homogêneo. O'Connor e Costa (2004) ao estudarem os picos de vazão em todo o território norte-americano, em bacias de 2,6 a 26000 km², apontam para uma grande influência de vários aspectos topográficos no controle tanto da precipitação quanto do escoamento superficial, bem como para a importância dos aspectos fisiográficos variarem com o tamanho da bacia e o regime climático regional.

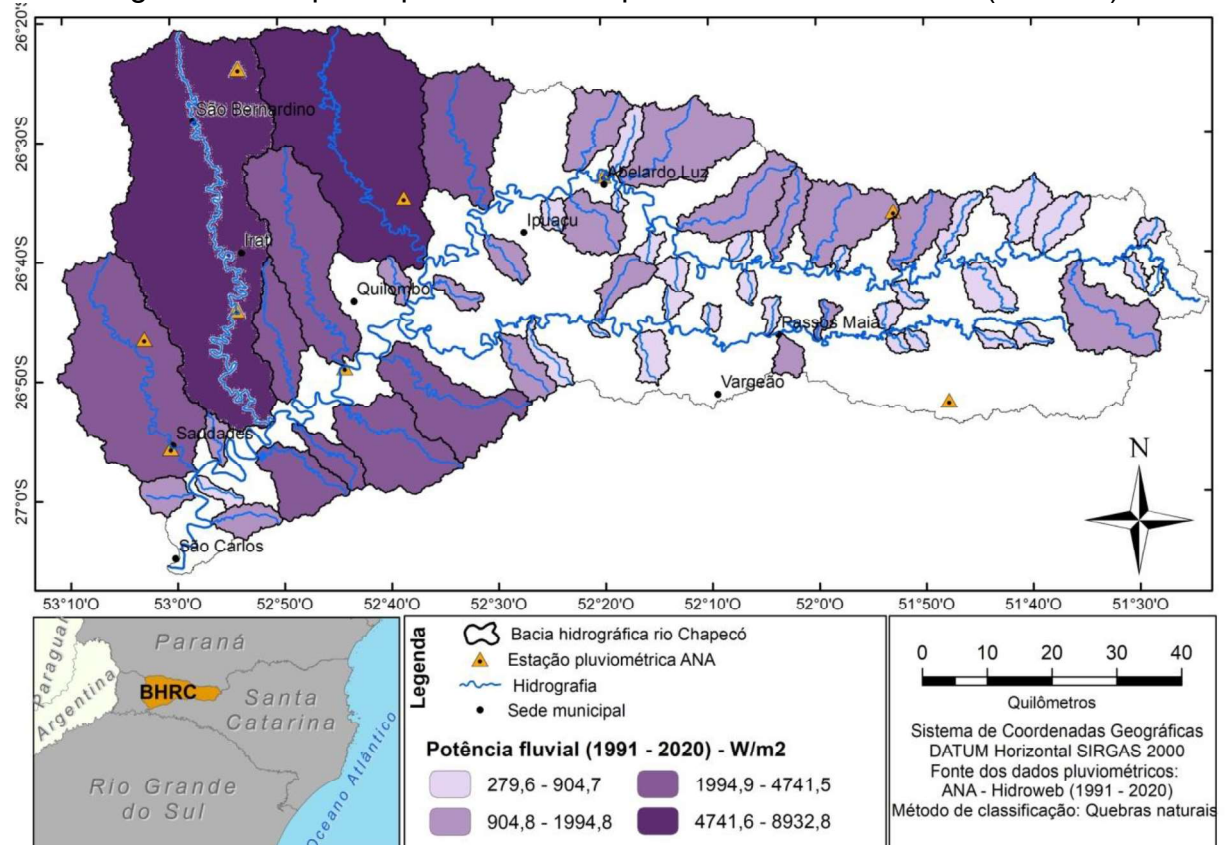
Dessa forma, os resultados obtidos indicam que, na BHRC, a declividade média exerce papel secundário na explicação da variabilidade da vazão média de longo termo, reforçando a interpretação de que os controles hidrológicos de escala,

particularmente a área de drenagem, são predominantes na organização espacial da descarga, enquanto os parâmetros morfométricos atuam como moduladores indiretos da resposta hidrológica.

5.4 ESPACIALIZAÇÃO DA POTÊNCIA FLUVIAL NA BHRC E SUA RELAÇÃO COM A VAZÃO MÉDIA DE LONGO TERMO, DECLIVIDADE E ÁREA

A espacialização da potência fluvial específica média (ω) na BHRC (Figura 13) evidencia forte heterogeneidade espacial, com valores variando entre 278,86 e 8933,43 W/m². Os maiores valores de potência fluvial específica (> 4000 W/m²) concentram-se em um número restrito de sub-bacias localizadas predominantemente no setor oeste da bacia, caracterizadas por grandes áreas de drenagem (> 180 km²), elevadas vazões médias (> 6 m³/s) e declividades relativamente elevadas ($> 0,18$ m/m). O principal destaque é o rio Burro Branco, que apresenta o maior valor de potência fluvial específica da bacia (8933 W/m²), associado à combinação de grande área de drenagem (1101 km²), elevada vazão média (35,49 m³/s) e declividade média de 0,23 m/m.

Figura 13 - Mapa da potência fluvial por sub-bacias da BHRC (30 anos).



Fonte: Elaborado pelo autor (2026).

Outros canais com elevada potência fluvial específica incluem o rio Saudade (6993 W/m^2), o rio Saudades (4732 W/m^2), o rio do Ouro (4734 W/m^2) e o rio Xaxim (4017 W/m^2), todos associados a sub-bacias com áreas acima de 180 km^2 , reforçando a concentração da energia fluvial nos principais eixos da rede de drenagem.

Valores intermediários de potência fluvial (900 a 2000 W/m^2) foram verificados em sub-bacias com áreas entre 20 e 180 km^2 e vazões médias entre $0,7$ e $7 \text{ m}^3/\text{s}$, como observado nos rios Florentino (1998 W/m^2 ; $A = 46 \text{ km}^2$; $Q = 1,6 \text{ m}^3/\text{s}$) e Taborda (1853 W/m^2 ; $A = 126 \text{ km}^2$; $Q = 4,0 \text{ m}^3/\text{s}$). Esses sistemas apresentam capacidade erosiva significativa, porém inferior à dos principais tributários da bacia.

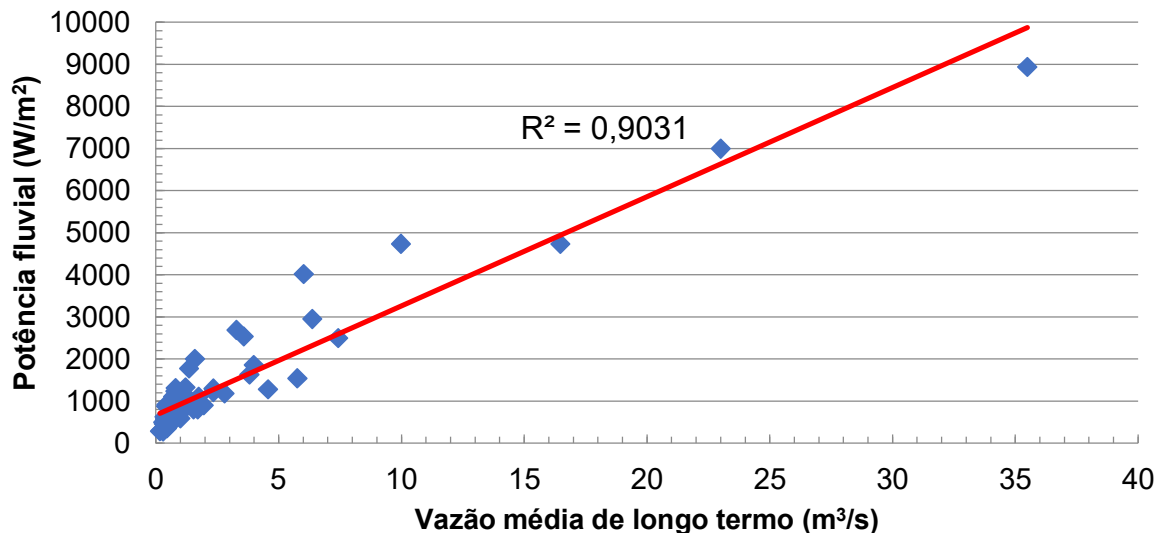
As sub-bacias de menor área, a grande maioria com área $< 20 \text{ km}^2$, apresentam baixos valores de potência fluvial específica ($< 900 \text{ W/m}^2$), como os córregos do Campo (279 W/m^2), Cachacinha (577 W/m^2), Maravilha (296 W/m^2) e Zulmira (282 W/m^2), refletindo vazões médias reduzidas ($< 1 \text{ m}^3/\text{s}$) e menor disponibilidade de energia por unidade de área do leito para realização de trabalho geomorfológico.

Sub-bacias com declividades elevadas ($> 0,20 \text{ m/m}$) podem apresentar tanto baixos quanto altos valores de potência fluvial, dependendo da vazão e da área de drenagem associadas. Por exemplo, canais de pequena área, como os córregos Maravilha ($A = 5,4 \text{ km}^2$; declividade = $0,11 \text{ m/m}$; $Q = 0,19 \text{ m}^3/\text{s}$) e Zulmira ($A = 4,4 \text{ km}^2$; declividade = $0,12 \text{ m/m}$; $Q = 0,16 \text{ m}^3/\text{s}$), apresentam potências reduzidas, inferiores a 350 W/m^2 . Em contraste, canais de grande porte, como o rio Burro Branco ($A = 1101 \text{ km}^2$; declividade = $0,23 \text{ m/m}$; $Q = 35,49 \text{ m}^3/\text{s}$) e o rio Saudade ($A = 696 \text{ km}^2$; declividade = $0,22 \text{ m/m}$; $Q = 23,01 \text{ m}^3/\text{s}$), combinam declividades moderadas a elevadas com grandes áreas de contribuição e altas vazões, resultando em potências significativamente superiores, da ordem de 6990 a 8930 W/m^2 . Esses exemplos evidenciam que, embora a declividade contribua para a amplificação da energia do escoamento, no caso da BHRC é o tamanho da bacia, expresso pela área de drenagem e sua influência sobre a vazão, que controla predominantemente os valores de potência fluvial.

A relação entre potência fluvial específica (ω) e vazão média de longo termo (Q_{mlt}), apresentada no Gráfico 7, evidencia forte associação entre as variáveis, com coeficiente de determinação $R^2 = 0,90$, indicando que aproximadamente 90% da

variabilidade da potência fluvial entre as sub-bacias é explicada pela descarga média.

Gráfico 7 – Relação entre potência fluvial e Q_{mlt} de 30 anos.



Esse comportamento é compatível com a formulação clássica da potência do escoamento, expressa por $\Omega = \rho g Q S$, da qual deriva a potência fluvial específica (ω), métrica adotada neste estudo, obtida pela normalização da potência total pela largura do canal. Assim, no modelo adotado, o aumento da potência fluvial específica ocorre predominantemente em função do crescimento da vazão média, ainda que condicionado pela geometria do canal.

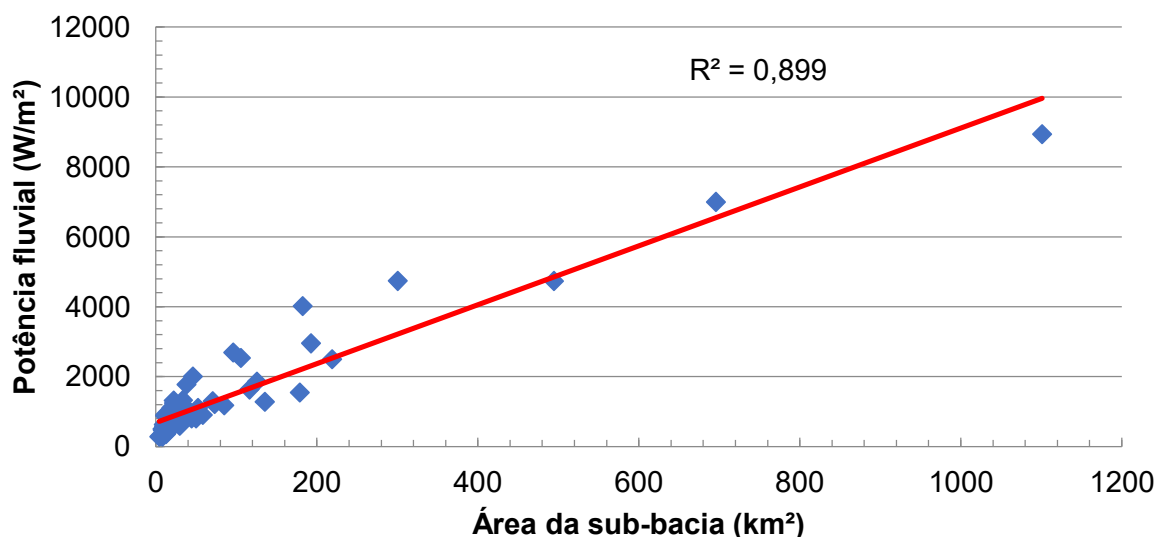
Observa-se que sub-bacias com Q_{mlt} inferior a 5 m³/s concentram-se majoritariamente abaixo de 2000 W/m², enquanto sub-bacias com vazões entre 5 e 10 m³/s apresentam valores entre cerca de 2500 e 4700 W/m². Os maiores valores de potência fluvial específica (> 4000 W/m²) estão associados a vazões superiores a 10 m³/s, com destaque para o rio Burro Branco (35,49 m³/s; 8933 W/m²) e o rio Saudade (23,01 m³/s; 6993 W/m²).

A relação entre potência fluvial específica e área de drenagem, apresentada no Gráfico 8, também evidencia forte associação ($R^2 = 0,89$), indicando que a área exerce controle indireto sobre a potência fluvial específica, por meio de sua influência na geração de vazões.

Sub-bacias com área inferior a 50 km² apresentam, em geral, potência fluvial inferior a 1000 W/m², enquanto sub-bacias com áreas entre 100 e 180 km² apresentam valores entre 1500 e 4000 W/m². As maiores potências fluviais (> 4000

W/m^2) concentram-se em sub-bacias com área superior a 180 km^2 , evidenciando o papel da escala espacial na organização da energia do escoamento.

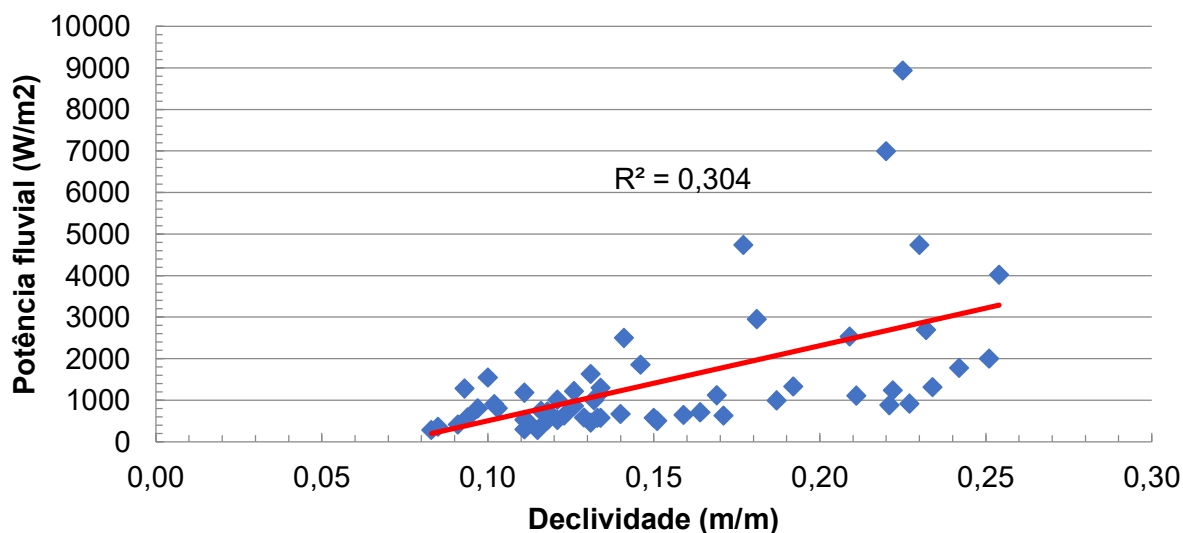
Gráfico 8 – Relação entre potência fluvial (W/m^2) e área das sub-bacias (km^2).



Esse resultado reforça que a área de drenagem atua como variável geométrica condicionante da potência fluvial, principalmente por seu efeito direto sobre a descarga média, estabelecendo uma relação hierárquica entre escala da bacia e magnitude da energia fluvial.

Em contraste, a relação entre potência fluvial específica e declividade média das sub-bacias, apresentada no Gráfico 9, apresenta coeficiente de determinação baixo ($R^2 = 0,304$), indicando correlação fraca a moderada entre as variáveis.

Gráfico 9 – Relação entre potência fluvial (W/m^2) e declividade (m/m).

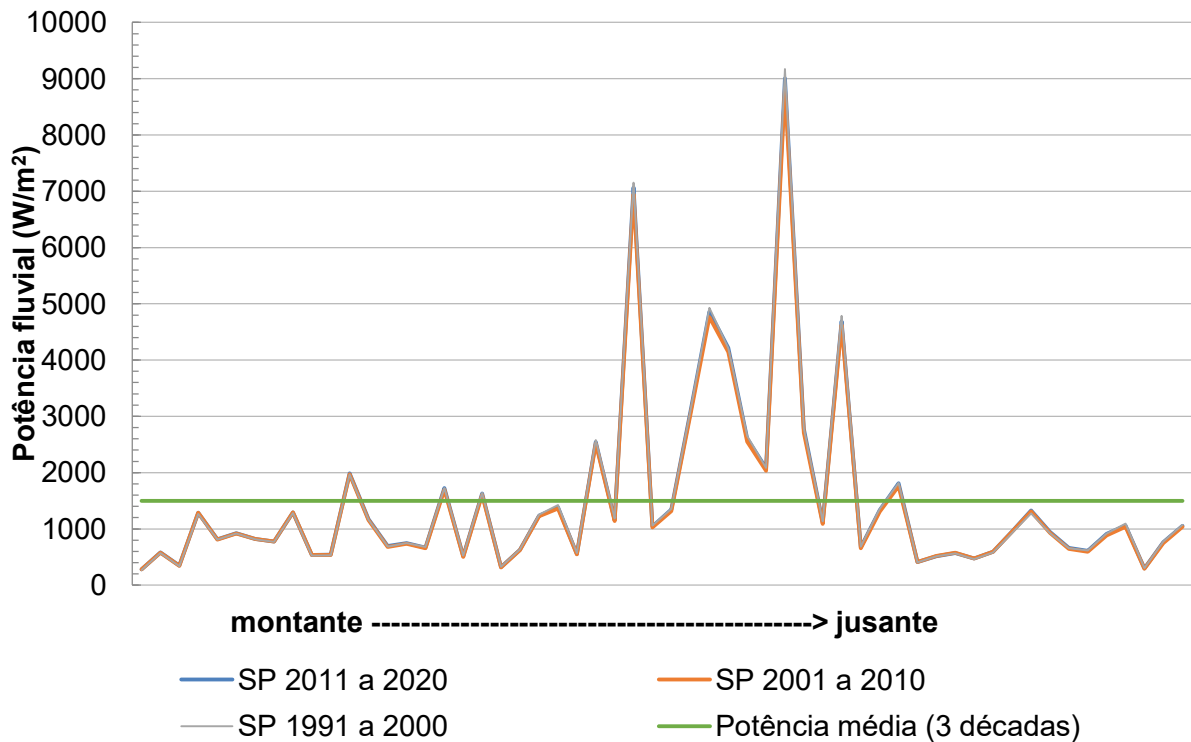


Sub-bacias com declividades elevadas ($> 0,20$ m/m) podem apresentar tanto baixos quanto altos valores de potência fluvial, dependendo da vazão associada e, por consequência, da área de drenagem. Por exemplo, canais de pequena área de drenagem, como os córregos Maravilha (área = $5,4$ km²; declividade $0,11$ m/m; $Q = 0,19$ m³/s) e Zulmira (área = $4,4$ km²; declividade $0,12$ m/m; $Q = 0,16$ m³/s), apresentam potências reduzidas, inferiores a 300 W/m². Em contraste, canais de grande porte, como o rio Burro Branco (declividade $0,23$ m/m; $Q = 35,49$ m³/s) e o rio Saudade (declividade $0,22$ m/m; $Q = 23,01$ m³/s), combinam declividades moderadas a elevadas com altas vazões, resultando em potências significativamente superiores, da ordem de 7000 a 9000 W/m². Esses exemplos evidenciam que, embora a declividade contribua para a amplificação da energia do escoamento, é a magnitude da vazão que controla predominantemente os valores de potência fluvial específica na bacia. A declividade atua como fator modulador da potência fluvial, amplificando ou reduzindo a energia disponível em função do gradiente topográfico, mas sem exercer controle dominante sobre sua variabilidade espacial.

A análise da potência fluvial na foz dos 56 canais tributários, apresentada no Gráfico 10, indica manutenção do padrão espacial da distribuição energética ao longo das três décadas analisadas (1991–2000, 2001–2010 e 2011–2020). Observa-se que as curvas correspondentes às 3 décadas analisadas apresentam comportamento semelhante, com sobreposição significativa ao longo da maior parte dos canais e manutenção dos principais picos de potência nos mesmos tributários, evidenciando estabilidade relativa da organização espacial da energia fluvial na bacia nesse período. A maior parte dos canais apresenta valores inferiores a 1500 W/m², enquanto poucos tributários concentram picos superiores a 4000 W/m².

Os maiores valores de potência fluvial concentram-se nos rios Burro Branco (8933 W/m²), Saudade (6993 W/m²), do Ouro (4734 W/m²), Saudades (4732 W/m²) e Xaxim (4017 W/m²). Todos eles mantêm esses patamares elevados ao longo das três décadas analisadas. Esses canais correspondem aos principais picos de potência em todos os períodos (1991–2000, 2001–2010 e 2011–2020), indicando estabilidade na distribuição espacial da energia fluvial (Gráfico 10). Esses sistemas configuram os principais eixos de concentração de energia geomorfológica da bacia, em função da combinação de grandes áreas de drenagem, elevadas vazões médias e declividades moderadas a elevadas.

Gráfico 10 – Potência fluvial das sub-bacias da BHRC para as três décadas e BHRC



De forma integrada, os resultados evidenciam que a vazão média de longo termo (Q_{mlt}) constitui o principal fator hidrológico associado à potência fluvial específica ($R^2 = 0,90$), enquanto a área de drenagem (A) exerce papel igualmente relevante como controle geométrico-estrutural, apresentando forte associação com a variável ($R^2 = 0,89$). Embora a influência da área de drenagem se manifeste por meio de seu controle sobre a geração de vazões, sua elevada correlação com a potência fluvial indica que ela atua como um dos principais fatores explicativos da variabilidade espacial da energia do escoamento na bacia. A declividade média (S), por sua vez, exerce papel secundário, modulando a energia fluvial sem determinar sua variabilidade espacial ($R^2 = 0,30$).

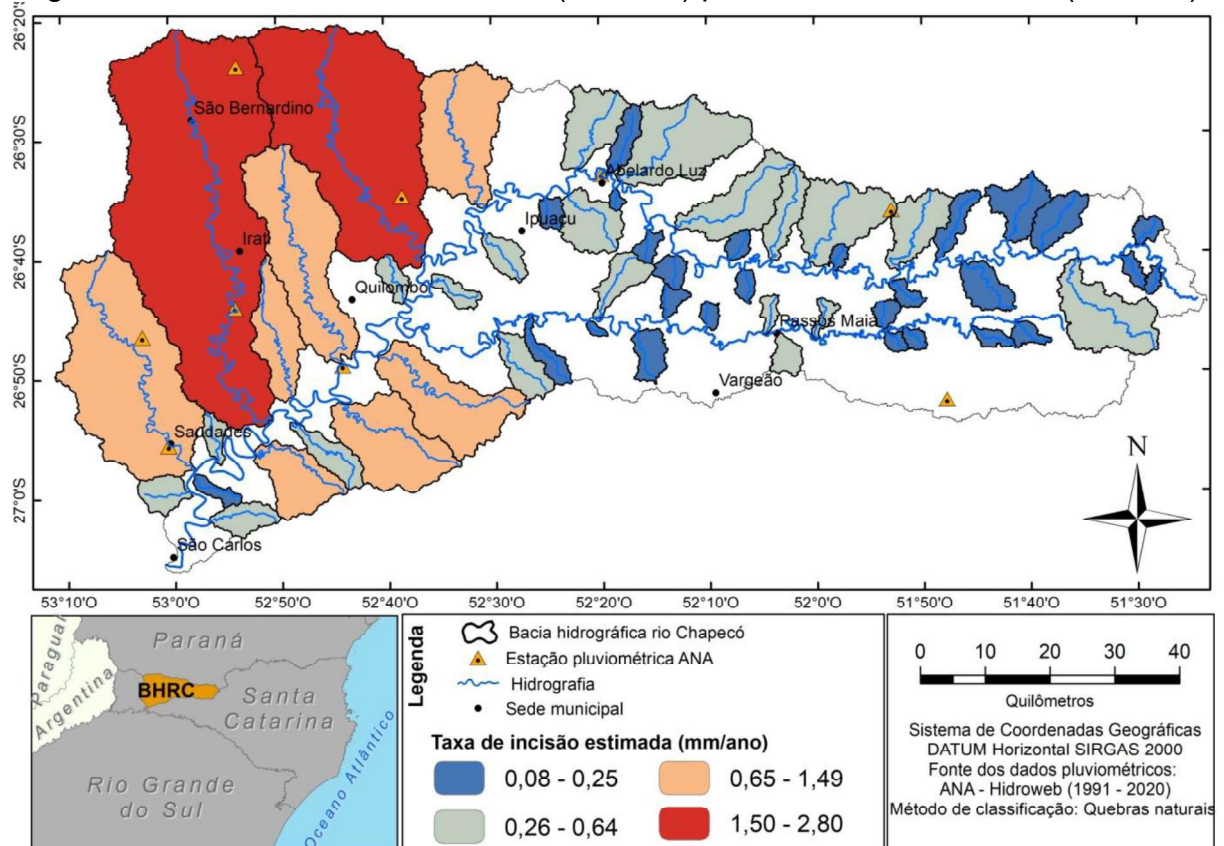
Essa interpretação está alinhada ao arcabouço conceitual do modelo *stream power*, no qual a energia disponível no sistema fluvial resulta da combinação entre descarga e gradiente hidráulico. No entanto, os resultados obtidos para a BHRC indicam que essa relação não se expressa de forma equilibrada entre as variáveis, uma vez que a vazão média de longo termo exerce controle predominante sobre a potência fluvial específica, enquanto a declividade apresenta baixa capacidade explicativa ($R^2 = 0,30$), atuando principalmente como fator modulador da energia do escoamento. Assim, embora o gradiente hidráulico componha a base teórica do

modelo, sua influência na variabilidade espacial da potência fluvial na bacia mostra-se secundária em relação à descarga. Nesse sentido, a potência fluvial específica constitui uma variável síntese que integra controles hidrológicos e topográficos, conforme estabelecido na literatura clássica de geomorfologia fluvial (Bagnold, 1966; Knighton, 1998; Whipple; Tucker, 1999).

5.5 INCISÃO FLUVIAL ESTIMADA (E) E SUAS RELAÇÕES COM A PRECIPITAÇÃO, QMLT, POTÊNCIA FLUVIAL E DECLIVIDADE

A incisão fluvial representa a resposta geomorfológica do canal à energia disponível no sistema hidrológico, constituindo uma variável integradora dos controles hidrológicos e topográficos. Na bacia hidrográfica do rio Chapecó (BHRC), a análise da taxa de incisão estimada para o período de 1991–2020 (Figura 14) evidencia forte heterogeneidade espacial, com valores distribuídos em quatro classes: 0,08 a 0,25; 0,26 a 0,64; 0,65 a 1,49; e 1,50 a 2,80 mm/ano.

Figura 14 - Taxa de incisão estimada (mm/ano) por sub-bacias da BHRC (30 anos).



Fonte: Elaborado pelo autor (2026).

A maior parte das sub-bacias concentra-se nas classes baixa (0,08–0,25 mm/ano) e baixo-intermediária (0,26–0,64 mm/ano), predominantes nos setores alto

e médio da BHRC. Exemplos incluem o córrego do Campo (0,08 mm/ano), córrego Zulmira (0,08 mm/ano), córrego Maravilha (0,09 mm/ano) e córrego Cachacinha (0,16 mm/ano), associados a áreas de drenagem reduzidas e vazões médias inferiores a 1 m³/s, o que limita a energia disponível para o entalhamento do leito.

A classe intermediária-alta (0,65 a 1,49 mm/ano) ocorre principalmente em sub-bacias do setor central e baixo, como o rio Bonito (0,77 mm/ano), rio do Ouro (1,49 mm/ano), rio Saudades (1,49 mm/ano) e rio Xaxim (1,27 mm/ano). Esses canais apresentam áreas de drenagem intermediárias a grandes e vazões médias mais elevadas (7 a 16 m³/s), refletindo maior concentração de fluxo e aumento da capacidade erosiva.

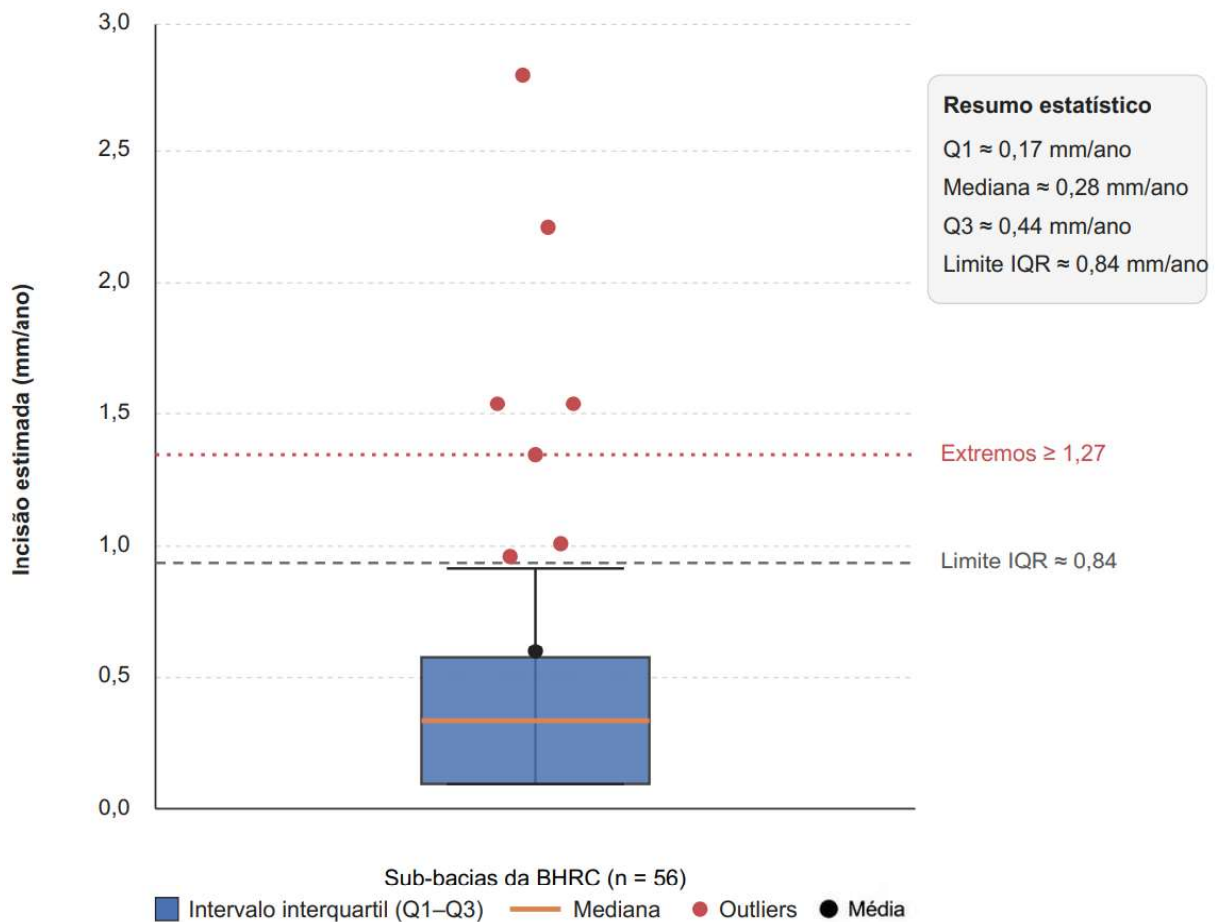
Os maiores valores de incisão (alta: 1,50 a 2,80 mm/ano) concentram-se nas duas sub-bacias de maior área: o rio Burro Branco (2,80 mm/ano) e o rio Saudade (2,19 mm/ano). Esses canais apresentam combinação de grande área de drenagem (até 1100 km²), elevada vazão média (até 35,49 m³/s) e alta potência fluvial (até 9000 W/m²), configurando os principais eixos de concentração de energia geomorfológica da BHRC.

A distribuição estatística das taxas estimadas de incisão fluvial na BHRC é apresentada na Figura 15. O boxplot permite identificar a concentração dos valores, a amplitude da distribuição e a ocorrência de outliers estatísticos, os quais correspondem a sub-bacias com valores superiores ao padrão predominante observado no conjunto analisado.

A Figura 15 evidencia que a maior parte das sub-bacias apresenta taxas estimadas de incisão concentradas em valores baixos a intermediários, enquanto poucos casos se destacam como outliers estatísticos. Esses valores extremos devem ser interpretados com cautela, pois podem refletir a combinação entre maior potência fluvial específica, maior declividade, maior área de contribuição ou condições morfoestruturais locais. Assim, o boxplot reforça a existência de forte assimetria na distribuição das taxas estimadas, sem que isso implique, necessariamente, a ocorrência de taxas reais de incisão medidas em campo.

A distribuição espacial da incisão evidencia, portanto, forte organização hierárquica da rede de drenagem, na qual poucos canais principais concentram a maior parte da energia disponível para processos erosivos, enquanto a maioria dos tributários apresenta capacidade de entalhamento limitada.

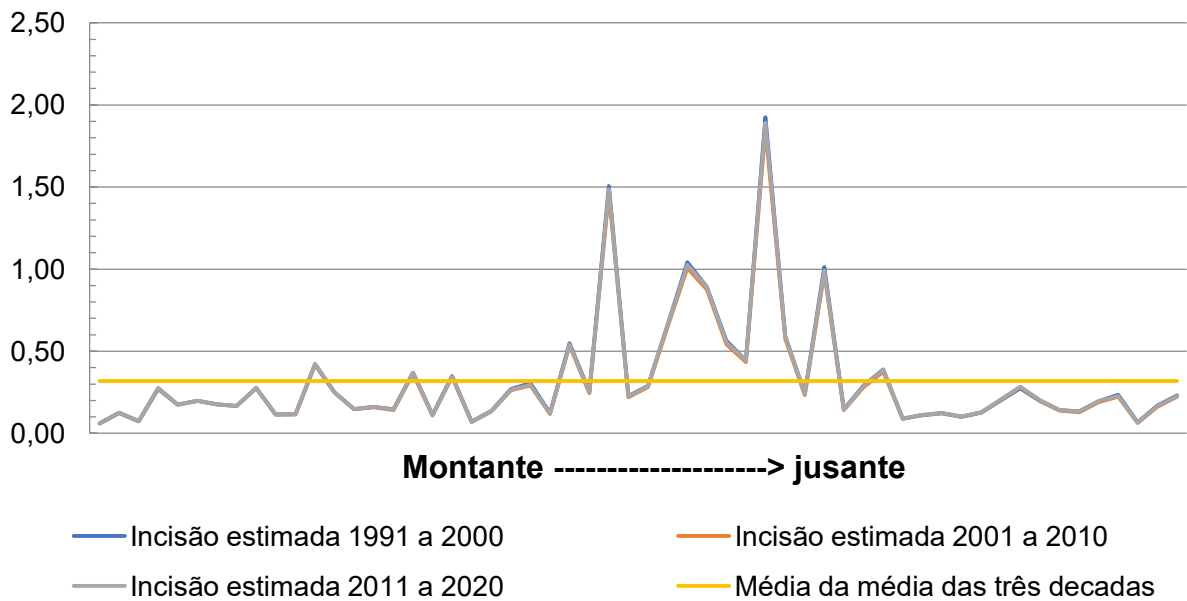
Figura 15 - Boxplot da distribuição das taxas de incisão fluvial estimada (mm/ano) na BHRC com identificação de *outliers* estatísticos.



Boxplot da distribuição das taxas de incisão estimada (mm/ano) nas 56 sub-bacias da BHRC. A linha central representa a mediana, a caixa corresponde ao intervalo interquartil (Q1–Q3) e os valores acima do limite superior ($Q3 + 1,5 \text{ IQR}$) são considerados outliers estatísticos. A linha tracejada indica o limite estatístico de outliers ($\sim 0,84$ mm/ano), enquanto a linha pontilhada destaca os valores extremos iguais ou superiores a $1,27$ mm/ano, associados a canais principais com maior energia fluvial. **Fonte:** Elaborado pelo autor

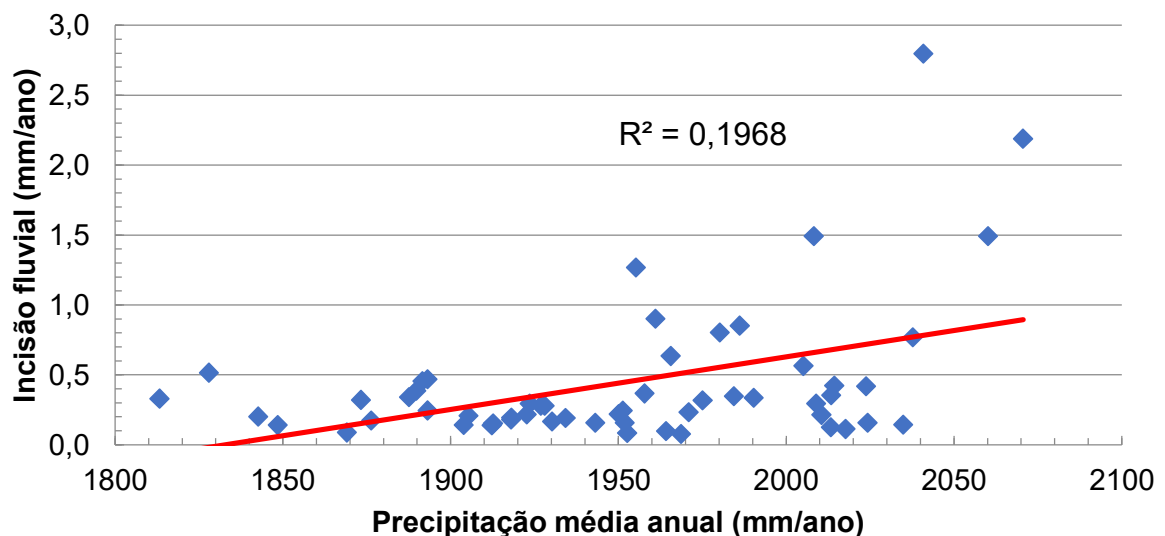
A análise longitudinal da incisão fluvial ao longo dos 56 canais tributários (Gráfico 11) indica elevada estabilidade do padrão espacial ao longo das três décadas analisadas (1991–2000, 2001–2010 e 2011–2020). As curvas apresentam comportamento semelhante, com manutenção da hierarquia erosiva entre os canais, evidenciando que os tributários com maiores taxas de incisão permanecem dominantes ao longo do tempo. A maior parte dos canais apresenta valores inferiores a $0,30$ mm/ano, enquanto picos bem definidos correspondem aos rios Saudade ($2,19$ mm/ano) e Burro Branco ($2,80$ mm/ano), seguidos por rio do Ouro e rio Saudades ($1,49$ mm/ano).

Gráfico 11 - Incisão fluvial de cada uma das sub-bacias da BHRC



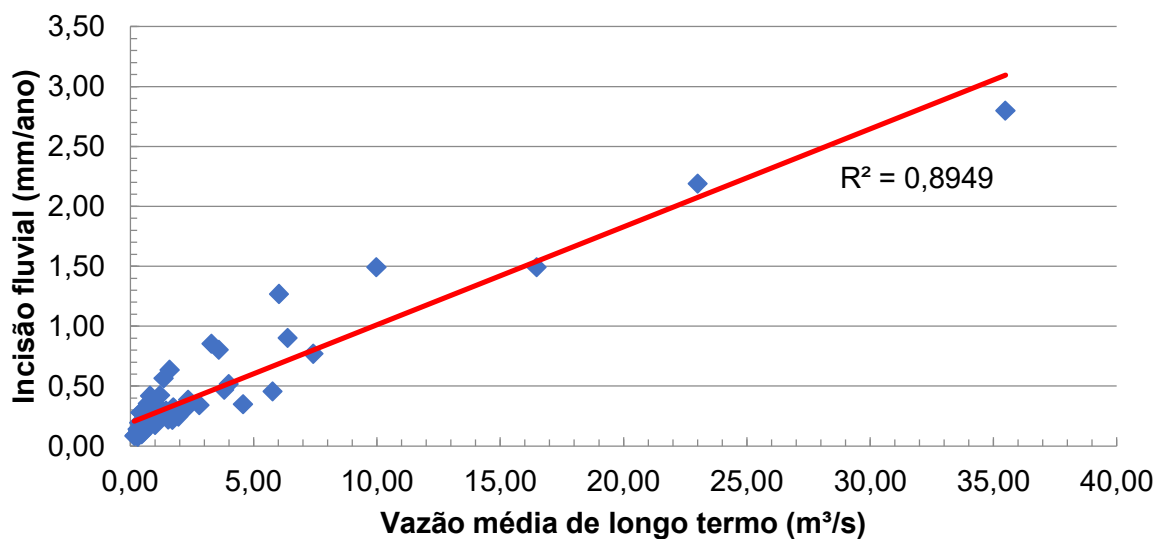
A relação entre incisão fluvial e precipitação média anual (Gráfico 12) apresenta baixo poder explicativo ($R^2 = 0,19$), caracterizando uma correlação fraca. Embora exista tendência positiva, a elevada dispersão dos dados indica que sub-bacias com precipitações semelhantes (1900 a 2100 mm/ano) podem apresentar taxas de incisão bastante distintas. Esse padrão demonstra que a precipitação, embora constitua a fonte primária de água do sistema, não atua como variável explicativa direta da variabilidade espacial da incisão na escala intra-bacia.

Gráfico 12 – Relação entre incisão fluvial e precipitação média anual das sub-bacias em 30 anos



Em contraste, a relação entre incisão fluvial e vazão média de longo termo (Gráfico 13) apresenta alto coeficiente de determinação ($R^2 = 0,89$), indicando correlação muito forte. Sub-bacias com maiores valores de Q_{mlt} apresentam sistematicamente maiores taxas de incisão, evidenciando que a descarga fluvial constitui o principal controle hidrológico da erosão do leito. Esse comportamento é coerente com o modelo de potência fluvial, no qual a capacidade erosiva do escoamento é diretamente proporcional à energia dissipada pelo fluxo.

Gráfico 13 - Relação entre incisão fluvial e vazão de longo termo de 30 anos da BHRC

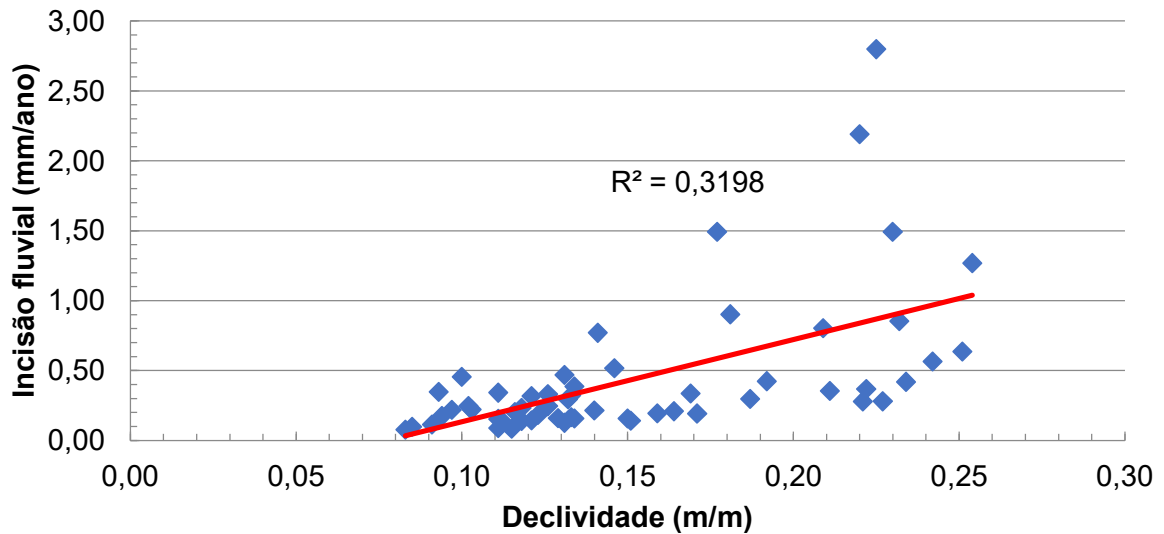


A relação entre incisão fluvial e declividade média das sub-bacias (Gráfico 14) apresenta correlação moderada ($R^2 = 0,304$), indicando que a declividade atua como fator amplificador local da energia do escoamento, embora possua menor capacidade explicativa quando analisada isoladamente.

A integração das relações entre precipitação, vazão, potência fluvial e declividade permite estabelecer uma hierarquia de controles sobre a incisão fluvial na BHRC, na qual: vazão (Q_{mlt}) → potência fluvial (Ω) → declividade (S) → precipitação (P)

Essa hierarquia indica que a precipitação exerce influência indireta, mediada pela geração de vazão, enquanto a organização da rede de drenagem e a escala de contribuição hidrológica controlam diretamente a distribuição da energia no sistema fluvial.

Gráfico 14 - Relação entre incisão fluvial e declividade média das sub-bacias.

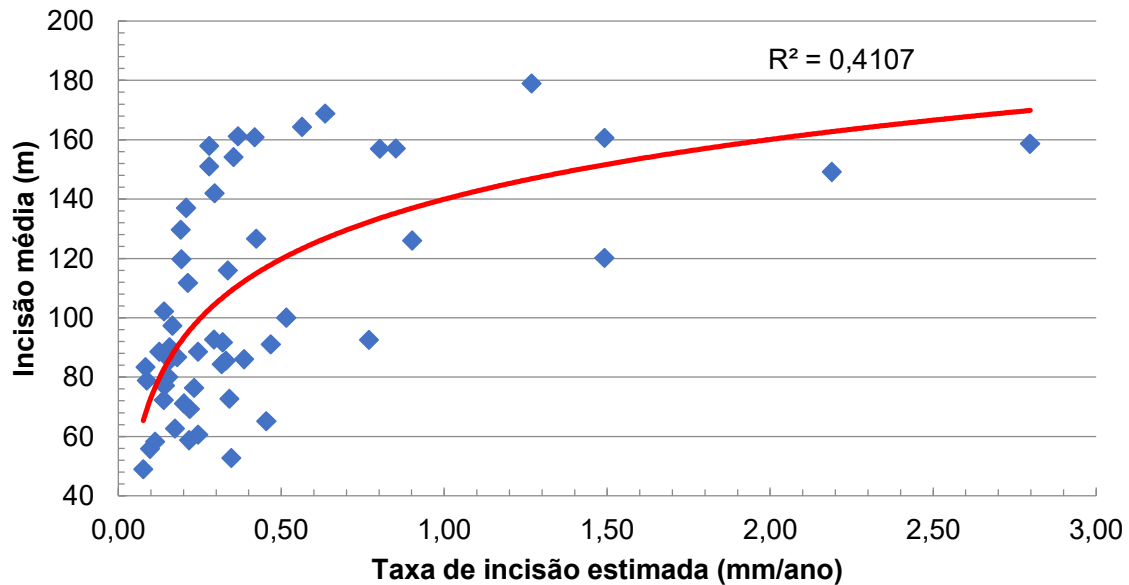


A predominância dos controles hidrológicos sobre os climáticos na BHRC contrasta com o observado por Ferrier *et al.* (2013), que identificaram, na ilha de Kaua'i, uma relação positiva significativa entre precipitação média anual e eficiência de incisão em um contexto de forte gradiente pluviométrico no qual a precipitação média anual varia entre 0,5 e 9,5 m/ano ao longo da ilha. Na BHRC, entretanto, o gradiente de precipitação intra-bacia parece insuficiente para explicar diretamente as variações espaciais da incisão. Assim, enquanto no Kaua'i a precipitação emerge como controle climático dominante, na BHRC o sinal principal da incisão é governado pela escala hidrológica e pela organização geomorfológica da bacia.

A incisão média do relevo local corresponde à amplitude altimétrica média obtida por estatística zonal, sendo utilizada como indicador da intensidade de dissecação geomorfológica das sub-bacias. Além das variáveis hidrológicas e topográficas analisadas isoladamente, a relação entre a taxa de incisão estimada e a incisão média do relevo local (Gráfico 15) apresenta correlação positiva moderada ($R^2 = 0,41$), indicando que sub-bacias com maiores taxas de incisão tendem a apresentar maiores amplitudes de relevo dissecado.

Entretanto, a elevada dispersão dos dados demonstra que a configuração morfológica atual da BHRC não pode ser explicada exclusivamente pelas taxas contemporâneas de entalhamento fluvial. Esse comportamento evidencia que a evolução do relevo regional resulta da interação entre processos hidrológicos atuais, herança geomorfológica e controles morfoestruturais (Bertolini *et al.*, 2023).

Gráfico 15 - Relação entre incisão média e a taxa de incisão estimada pelo método de potência fluvial.



Mediante o exercício de extrapolação temporal das taxas de incisão estimadas de modo a quantificar o tempo para atingir os valores médios de relevo local, verificaram-se temporalidades entre 56 mil e 995 mil anos, evidenciando forte contraste entre os dois compartimentos geomorfológicos da BHRC. De modo geral, as sub-bacias inseridas no Planalto Dissecado do rio Uruguai (PDU) apresentaram menores tempos estimados para alcançar os níveis atuais de dissecação demonstrados pelo relevo local, com média de 318.303 anos, enquanto o Planalto dos Campos Gerais (PCG) apresentou tempos significativamente mais elevados, com média de 462.831 anos. Esse exercício traz implícito nele o pressuposto de uma taxa de incisão constante no tempo.

Os menores valores observados no PDU, como no rio Burro Branco (56.689 anos), rio Saudade (68.110 anos) e rio Saudades (80.521 anos), refletem a combinação entre elevadas taxas de incisão, maior potência fluvial e relevo fortemente dissecado. Em contrapartida, diversas sub-bacias do PCG apresentam tempos superiores a 500 mil anos, chegando a aproximadamente 1 milhão de anos no córrego Zulmira (995.686 anos), apesar de corresponderem a bacias relativamente pequenas. Esse padrão indica que a simples extrapolação das taxas atuais tende a superestimar o tempo necessário para a construção do relevo regional, sugerindo que as taxas contemporâneas de incisão provavelmente não representam toda a história erosiva responsável pela dissecação observada.

A discrepância entre os tempos estimados e a escala espacial relativamente reduzida das sub-bacias sugere que a incisão fluvial não ocorreu de maneira constante ao longo do Quaternário. Nesse contexto, é plausível admitir fases de aceleração erosiva associadas às oscilações climáticas do Quaternário tardio, especialmente durante a transição entre o Último Máximo Glacial (*Last Glacial Maximum* – LGM) e o Holoceno. Embora o sul do Brasil não tenha experimentado glaciações diretas, diversos estudos paleoclimáticos indicam importantes mudanças ambientais durante o Quaternário tardio, incluindo alterações nas condições de umidade, expansão e retração da cobertura vegetal e mudanças na dinâmica do fogo e da paisagem (Behling, 2002; Pessenda *et al.*, 2009). Essas mudanças ambientais podem ter alterado significativamente a dinâmica hidrossedimentológica das sub-bacias, favorecendo fases de maior eficiência erosiva e intensificação temporária do entalhamento fluvial.

Durante períodos mais frios e secos do Quaternário tardio, a redução da densidade da cobertura vegetal e mudanças na sazonalidade climática podem ter favorecido maior eficiência erosiva dos canais, intensificando o entalhamento vertical da rede de drenagem, conforme discutido em abordagens clássicas sobre sistemas fluviais e evolução de paisagens (Schumm, 1977; Summerfield, 1991). Além dos controles climáticos, processos geomorfológicos internos, como a propagação remontante de knickpoints, a reorganização da drenagem e possíveis reajustes morfoestruturais associados a soerguimentos regionais, podem ter produzido pulsos episódicos de incisão superiores às taxas médias atuais (Bishop, 2007; Keller; Pinter, 2002).

Essa interpretação é coerente com os resultados obtidos por Bertolini *et al.* (2023) na bacia do rio Chapecó, onde os autores identificaram forte desequilíbrio geomorfológico expresso por perfis longitudinais convexos, presença de knickpoints, elevados valores de integral hipsométrica e baixa correspondência entre gradientes de vertente e gradientes fluviais. Segundo os autores, esses elementos indicam uma rede de drenagem em condição transiente, compatível com processos de rejuvenescimento do relevo e possível influência de controles tectônicos e estruturais recentes. Os resultados obtidos na BHRC mostram comportamento semelhante, especialmente nas sub-bacias do PDU e nas zonas de transição PDU/PCG, onde os menores tempos estimados para geração da incisão sugerem maior ação geomorfológica e maior eficiência de dissecação.

Nesse sentido, o contraste entre PDU e PCG não representa apenas uma diferenciação espacial da dissecação, mas também distintos estágios de ajuste geomorfológico como resposta às mudanças geológicas envolvendo a rede de drenagem. O PDU caracteriza-se por maior energia do relevo, maior profundidade de dissecação e maior eficiência erosiva da rede hidrográfica, enquanto o PCG preserva superfícies relativamente menos dissecadas e taxas mais baixas de entalhamento. A correlação observada no Gráfico 15 reforça que a evolução geomorfológica regional resulta da interação entre controles hidrológicos, estruturais, climáticos e tectônicos, impossibilitando interpretar a incisão fluvial como um processo linear e constante ao longo do tempo geológico (Hack, 1975; Howard, 1967).

Em síntese, a incisão fluvial na BHRC apresenta forte controle da organização hierárquica da rede de drenagem, concentrando os maiores valores em poucos canais de grande porte associados a elevada vazão, potência fluvial e relevo fortemente dissecado. Entretanto, a correlação entre taxa de incisão estimada e a incisão média das bacias em referência ao relevo local demonstra que a configuração geomorfológica regional não pode ser explicada exclusivamente pelas condições hidrológicas contemporâneas.

Os tempos extremamente longos obtidos para diversas sub-bacias, especialmente no PCG, sugerem que as taxas atuais representam apenas uma condição recente do sistema fluvial. Assim, a evolução geomorfológica da BHRC provavelmente envolveu fases episódicas de intensificação da dissecação ao longo do Quaternário, associadas a oscilações paleoclimáticas, reorganização da drenagem, migração de knickpoints e possíveis mudanças regionais do nível de base. A presença de sub-bacias altamente dissecadas com taxas relativamente modestas de incisão reforça a importância da herança morfoestrutural e da evolução policíclica da paisagem na configuração atual do relevo.

5.6 COMPARAÇÃO COM ESTUDOS INTERNACIONAIS EM CONTEXTOS ANÁLOGOS

Os resultados obtidos para a Bacia Hidrográfica do Rio Chapecó (BHRC) apresentam convergências e contrastes relevantes quando comparados a estudos

internacionais sobre incisão fluvial em canais de leito rochoso, particularmente em contextos de litologia basáltica e baixa atividade tectônica.

Na ilha de Kaua'i, no arquipélago havaiano, Ferrier *et al.* (2013) demonstraram que a eficiência de incisão fluvial aumenta sistematicamente em direção às áreas mais chuvosas, em um contexto de litologia relativamente homogênea e baixo controle tectônico ativo. Nesse ambiente, o gradiente pluviométrico é extremamente elevado, variando de 500 a 9500 mm/ano ao longo de uma distância de cerca de 25 km, entre o setor sudoeste mais seco da ilha e a região central montanhosa (Monte Wai'ale'ale), onde o condicionamento orográfico da precipitação é máximo. Esse contraste espacial acentuado cria condições quase experimentais, nas quais o papel da precipitação pode ser isolado como principal fator climático na organização espacial da incisão fluvial.

Os autores demonstraram, ainda, que a eficiência erosiva varia positivamente em função da precipitação média anual, apresentando relação do tipo potência, com expoentes de $0,59 \pm 0,01$ (condições de longo prazo) e $0,53 \pm 0,10$ (condições transientes). Além disso, observaram relação aproximadamente linear entre incisão fluvial e potência do escoamento (*stream power*), indicando que a energia hidráulica constitui o principal mecanismo físico responsável pelo entalhamento do relevo nesse contexto (Ferrier *et al.* 2013).

Em ambientes tectonicamente estáveis ou de baixa atividade tectônica, as taxas de incisão tendem a ser significativamente menores. No escarpamento oeste do Planalto de Cumberland (EUA), por exemplo, Anthony e Granger (2004) registraram taxas entre 0,016 e 0,054 mm/ano, refletindo evolução geomorfológica lenta em margem continental passiva. De forma semelhante, estudos em sistemas fluviais da América do Norte indicam taxas geralmente inferiores a 1 mm/ano em contextos de baixo a moderado soerguimento, como observado em rios do Oregon e no rio Clearwater, no antearco de Cascadia (Personius, 1995; Pazzaglia; Brandon, 2001).

Por outro lado, em contextos tectonicamente ativos, as taxas de incisão fluvial são substancialmente mais elevadas. No rio Indo, associado à região do Himalaia, valores entre 0,65 e 29,7 mm/ano foram reportados (Leland *et al.*, 1998), enquanto no Central Karakoram (norte da China e Paquistão), Seong *et al.* (2008) identificaram taxas entre 2,14 e 31,9 mm/ano, associadas a intenso soerguimento

tectônico e elevada energia do relevo. Esses valores refletem a forte influência do controle tectônico na aceleração dos processos erosivos.

À luz desse conjunto de estudos, a BHRC apresenta um comportamento intermediário. As taxas de incisão estimadas variam entre 0,08 e 2,80 mm/ano, posicionando-se acima de contextos tectonicamente estáveis de baixa energia, mas significativamente abaixo dos ambientes orogênicos ativos. No interior da bacia, a análise estatística evidencia que a precipitação média anual apresenta correlação fraca com a incisão fluvial ($R^2 = 0,19$), enquanto a vazão média de longo termo apresenta correlação muito forte ($R^2 = 0,89$). A declividade média, por sua vez, exerce influência moderada ($R^2 = 0,30$), atuando como fator de modulação da energia do escoamento.

Esse comportamento indica que, na BHRC, a precipitação não atua como controle direto dominante da incisão fluvial na escala intra-bacia, diferentemente do observado em Kaua'i. Em vez disso, sua influência ocorre de forma indireta, por meio da geração de descarga hidrológica, sendo a organização da rede de drenagem e a distribuição da potência fluvial os principais fatores responsáveis pela variabilidade espacial do entalhamento dos canais.

Dessa forma, a comparação entre esses diferentes contextos geomorfológicos evidencia que, embora paisagens basálticas em condições tectonicamente passivas compartilhem características litológicas semelhantes, os controles dominantes da incisão fluvial variam conforme a intensidade do gradiente pluviométrico e a escala de organização hidrológica. Em ambientes com forte contraste climático, como Kaua'i, a precipitação pode exercer controle primário sobre a eficiência erosiva. Já em sistemas continentais com gradiente pluviométrico moderado, como a BHRC, a incisão fluvial é controlada predominantemente pela escala hidrológica da bacia, expressa pela vazão e pela potência fluvial, refletindo a organização hierárquica da rede de drenagem.

5.7 LIMITAÇÕES, HIPÓTESES E INCERTEZAS DO MODELO DE STREAM POWER

A aplicação do modelo de *stream power* constitui uma abordagem amplamente consolidada na geomorfologia fluvial para a análise da distribuição da energia disponível para o trabalho erosivo em canais rochosos (Whipple; Tucker,

1999). No entanto, sua utilização envolve simplificações conceituais que introduzem incertezas nas estimativas de incisão fluvial, especialmente em análises em escala regional.

Uma das principais limitações refere-se à ausência de representação explícita da carga sedimentar transportada pelos canais. A eficiência erosiva do escoamento não depende exclusivamente da energia hidráulica disponível, mas também da quantidade, granulometria e mobilidade dos sedimentos. Nesse contexto, a presença de sedimentos pode tanto intensificar a erosão do leito, por meio do chamado *tool effect*, quanto reduzi-la, através do *cover effect*, dependendo da relação entre oferta sedimentar e capacidade de transporte do fluxo (Sklar; Dietrich, 2004; Turowski *et al.*, 2007). Assim, a ausência dessa variável no modelo implica uma simplificação importante dos processos físicos que controlam a incisão.

Outra fonte relevante de incerteza está associada ao coeficiente de erodibilidade efetiva (K), que integra propriedades do substrato rochoso, como litologia, grau de fraturamento, intensidade do intemperismo e condições hidrológicas locais. No presente estudo, esse coeficiente foi emprestado de Haag *et al.* (2025) e ponderado espacialmente conforme a resistência da litologia (riolito e basalto). Conforme discutido por Lague (2014), a erodibilidade efetiva resulta da interação entre processos físicos e químicos e pode variar significativamente mesmo em pequenas escalas espaciais. Também não se conhece ao certo como a presença de rupturas de declive nos canais possa influenciar a modulação e consumo da energia no efetivo trabalho erosivo. Tais rupturas são feições muito comuns na rede de drenagem analisada (Andriolli, 2025).

Adicionalmente, o modelo não incorpora explicitamente variações geométricas dos canais, como largura, profundidade e rugosidade hidráulica, que influenciam diretamente a distribuição da tensão de cisalhamento no leito. Essas variações são implicitamente incorporadas no parâmetro de erodibilidade (K), que passa a representar uma propriedade efetiva do sistema, embora não permita resolver heterogeneidades locais da morfologia do canal.

No que se refere ao regime hidrológico, a utilização da vazão média de longo termo (Q_{mlt}) representa uma simplificação relevante, uma vez que a literatura clássica demonstra que o trabalho geomorfológico resulta da interação entre a magnitude e a frequência dos eventos hidrológicos, podendo ser fortemente influenciado tanto por eventos extremos de baixa frequência quanto por eventos

moderados recorrentes (Wolman; Miller, 1960). Ainda assim, o uso de Qmlt é amplamente adotado em estudos regionais por permitir comparabilidade entre sub-bacias e representar tendências médias de fornecimento de energia ao sistema fluvial em longo termo.

Outro aspecto importante refere-se à dependência estrutural entre as variáveis analisadas. As relações observadas entre incisão estimada e vazão média ($R^2 = 0,89$), bem como entre incisão estimada e declividade ($R^2 = 0,30$), devem ser interpretadas com cautela, pois parte dessas associações decorre da própria estrutura do modelo empregado. Assim, esses resultados não constituem testes independentes de causalidade geomorfológica, mas indicam coerência interna entre as variáveis hidrológicas, morfométricas e os valores modelados de incisão.

Apesar dessas limitações, os valores estimados de incisão fluvial na BHRC (0,08 a 2,80 mm/ano) mostram-se compatíveis, em ordem de grandeza, com intervalos reportados na literatura internacional para diferentes contextos tectônicos. Em margens continentais estáveis, taxas inferiores a 0,1 mm/ano são comuns (Anthony; Granger, 2004), enquanto em ambientes orogênicos ativos podem ultrapassar 10 mm/ano (Seong *et al.*, 2008). Nesse sentido, os valores estimados para a BHRC situam-se em uma condição intermediária, embora os valores superiores a 1,27 mm/ano, até o máximo estimado de 2,80 mm/ano, devam ser interpretados com cautela, por constituírem outliers estatísticos entre as 56 sub-bacias analisadas.

Considerando a taxa média estimada de incisão de 0,44 mm/ano, uma extrapolação linear simplificada para um intervalo de 10.000 anos resultaria em um rebaixamento teórico de aproximadamente 4,4 metros. Para a taxa de 1,27 mm/ano, o mesmo intervalo produziria um rebaixamento teórico de 12,7 metros. Esses valores não devem ser interpretados como idades ou magnitudes reais de dissecação do relevo, mas como exercícios comparativos que evidenciam as limitações do modelo quando extrapolado temporalmente. Diante da dissecação já reconhecida pelo Projeto RADamBrasil e por Zambot (2022), especialmente no Planalto Dissecado do rio Uruguai, tais estimativas sugerem que a morfologia atual da BHRC não pode ser explicada exclusivamente pelas taxas modeladas a partir das condições hidrogeomorfológicas recentes. Assim, é plausível considerar a atuação de fatores adicionais não explicitamente representados no modelo, como

herança morfoestrutural, reorganização da drenagem, variações paleoclimáticas, eventos extremos e mudanças pretéritas na conectividade hidrossedimentar.

6 CONCLUSÃO

Esta dissertação analisou as relações entre precipitação, vazão média de longo termo, potência fluvial específica e incisão fluvial estimada na Bacia Hidrográfica do Rio Chapecó, com o objetivo de compreender como variáveis hidrológicas, morfométricas e morfoestruturais condicionam a distribuição espacial da energia erosiva potencial e da dissecação do relevo. A abordagem adotada, fundamentada no modelo *stream power*, permitiu comparar 56 sub-bacias afluentes dos rios Chapecó e Chapecozinho, oferecendo uma interpretação integrada da organização hidrogeomorfológica da BHRC.

Os resultados indicam que a precipitação média anual apresenta um gradiente espacial nas três décadas consideradas, com maiores valores preferencialmente concentrados no setor oeste/noroeste da bacia e menores valores no setor leste/nordeste. Embora esse padrão revele diferenciação pluviométrica regional, sua capacidade explicativa sobre a variabilidade da vazão média de longo termo é limitada na escala intra-bacia, sobretudo quando comparada à influência exercida pela área de drenagem. Assim, a precipitação atua como condicionante climático regional, mas não explica isoladamente a diferenciação hidrogeomorfológica das sub-bacias.

A vazão média de longo termo mostrou-se fortemente associada à área de contribuição das sub-bacias, resultado coerente com a regionalização hidrológica adotada. Esse padrão indica que a entrada climática representada pela precipitação é reorganizada espacialmente pela arquitetura da rede de drenagem, pela área das sub-bacias e pela compartimentação do relevo. Dessa forma, a resposta hidrológica da BHRC não depende apenas da distribuição das chuvas, mas da forma como a bacia concentra, redistribui e transmite essa disponibilidade hídrica ao longo do sistema fluvial.

A potência fluvial específica apresentou papel central na diferenciação espacial da energia erosiva potencial. Os maiores valores estimados tendem a ocorrer em sub-bacias nas quais se combinam maior área de drenagem, maior declividade e maior disponibilidade hídrica. Esse resultado reforça que a energia fluvial potencial não é controlada por uma única variável, mas pela interação entre fatores hidrológicos e morfométricos que condicionam a capacidade dos canais de realizar trabalho erosivo.

As taxas estimadas de incisão fluvial acompanharam a distribuição espacial da potência fluvial específica, conforme previsto pela estrutura do modelo adotado. Portanto, esses valores devem ser interpretados como estimativas modeladas de incisão potencial, e não como medições diretas de rebaixamento do leito fluvial. Sua principal contribuição está na comparação relativa entre sub-bacias, permitindo identificar setores com maior ou menor potencial de dissecação fluvial no contexto hidrogeomorfológico atual da BHRC.

A análise geomorfológica revelou contraste expressivo entre o Planalto Dissecado do rio Uruguai e o Planalto dos Campos Gerais. O primeiro apresenta maior grau de entalhamento, maior energia fluvial estimada e maior potencial de incisão, enquanto o segundo se caracteriza por formas mais elevadas e menos intensamente dissecadas. Essa diferenciação reforça a importância da compartimentação geomorfológica e da herança morfoestrutural na interpretação da evolução do relevo da bacia.

A extrapolação temporal das taxas estimadas de incisão deve ser compreendida apenas como exercício teórico. Os valores derivados dessa extrapolação não correspondem a idades absolutas da dissecação, mas indicam que as condições hidrogeomorfológicas recentes representadas pelo modelo não explicam isoladamente a morfologia atual da BHRC. Os resultados não permitem isolar cronologicamente os controles envolvidos, mas sugerem que a evolução geomorfológica da bacia exige considerar, além da dinâmica hidrológica atual, a influência de heranças morfoestruturais, reorganizações da drenagem, variações paleoclimáticas e possíveis fases pretéritas de intensificação erosiva.

As limitações do modelo *stream power* devem ser consideradas na interpretação dos resultados. O modelo aqui adotado não representa explicitamente a carga sedimentar, a largura real dos canais, a rugosidade hidráulica, os eventos extremos, as variações locais de resistência litológica e as descontinuidades estruturais. Por essa razão, os resultados obtidos devem ser compreendidos como aproximações comparativas da energia erosiva potencial e da incisão fluvial estimada, e não como representação completa dos processos responsáveis pela evolução do relevo.

Conclui-se que a BHRC apresenta uma organização hidrogeomorfológica marcada pela interação entre precipitação, área de drenagem, declividade, potência fluvial específica e compartimentação do relevo. A precipitação constitui o

condicionante climático regional, mas a resposta erosiva potencial estimada pelo modelo é modulada principalmente pela estrutura da rede hidrográfica, pelas características morfométricas das sub-bacias e pela herança geomorfológica regional.

A contribuição central desta dissertação reside em demonstrar que, em uma bacia subtropical desenvolvida sobre rochas vulcânicas da Bacia do Paraná, a entrada climática representada pela precipitação é reorganizada pela arquitetura da drenagem e pela compartimentação geomorfológica, produzindo padrões espaciais diferenciados de energia fluvial potencial e incisão modelada. Assim, o estudo contribui para o avanço das análises quantitativas em geomorfologia fluvial no Sul do Brasil, ao evidenciar tanto a utilidade quanto os limites do modelo de *stream power* para interpretar a evolução hidrogeomorfológica de bacias planálticas em contexto de margem passiva.

REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003.
- ANA – AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO. **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil 2020**. Brasília, DF: ANA, 2020.
- ALVES, A. X.; CREMON, É. H.; ALVES, F. C.; RABELO, M. W. O. Identificação de áreas aptas para a instalação de empreendimentos hidrelétricos com base no modelo geomorfológico de potência fluvial. **RAEGA – O Espaço Geográfico em Análise**, Curitiba, v. 58, p. 3–19, 2023. DOI: 10.5380/raega.v58i0.88506.
- ANDRIOLLI, I. W. **Knickpoints na bacia hidrográfica do rio Chapecó: distribuição e condicionantes na paisagem**. 2025. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal da Fronteira Sul, Chapecó, 2025.
- ANTHONY, D. M.; GRANGER, D. E. A Late Tertiary origin for multilevel caves along the western escarpment of the Cumberland Plateau, Tennessee and Kentucky, established by cosmogenic (26) Al and (10) Be. **Journal of Cave and Karst Studies**, v. 66, n. 2, p. 46–55, 2004.
- ARNOLD, J. G. *et al.* SWAT: Model use, calibration, and validation. **Transactions of the ASABE**, St. Joseph v. 55 n. 4, 1491–1508, 2012.
- BAGNOLD, R. A. **An approach to the sediment transport problem from general physics**. US government printing office, 1966. DOI 10.3133/pp4221
- BAGNOLD, R. A. Bed load transport by natural rivers. **Water Resources Research**, v. 13, n. 2, p. 303–312, 1977.
- BAKSI, A. K. Paraná flood basalt volcanism primarily limited to ~1 Myr beginning at 135 Ma. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 355, p. 66–77, 2018.
- BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 177, n. 1-2, p. 19-27, 2002.
- BERTOLINI, W. Z.; DEODORO, S. C.; ZAMBOT, N. Análise morfométrica do relevo da região hidrográfica da Várzea–Alto Rio Uruguai (RS): Morphometric Analysis of Várzea's Hydrographic Region–Upper Uruguay River (RS). **Geociências**, v. 40, n. 1, p. 83-99, 2021.
- BERTOLINI, W. Z.; DEODORO, S. C.; ZAMBOT, N. Morphometric analysis of Chapecó river basin: Searching for vestigial trace of neotectonic on a basaltic landscape at southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 124, p. 104271, 2023, ISSN 0895-9811. DOI 10.1016/j.jsames.2023.104271.

BISHOP, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. **Earth Surface Processes and Landforms**: the Journal of the British Geomorphological Research Group, v. 32, n. 3, p. 329-365, 2007.

BISHOP, P. *et al.* (Paul Bishop, Trevor B. Hoey, John D. Jansen and Irantzu Lexartza Artza) Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. **Earth Surface Processes and Landforms**: The Journal of the British Geomorphological Research Group, v. 30, n. 6, p. 767-778, 2005.

BOOKHAGEN, B.; STRECKER, M. R. Spatiotemporal trends in erosion rates across a pronounced rainfall gradient: Examples from the southern Central Andes. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 327–328, p. 97–110, 2012. DOI: 10.1016/j.epsl.2012.02.005.

BORGES, A. **Dinâmica pluvial na bacia hidrográfica do Rio Chapecó: influência do El Niño Oscilação Sul nas áreas de risco de enchente/inundação (1975–2021)**. 2025. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Francisco Beltrão, 2025.

CHORLEY, R. J.; SCHUMM, S. A.; SUGDEN, D. E. **Geomorphology**. London: Methuen, 1984.

COLLISCHONN, W.; Tucci, C. E. M. Simulação hidrológica de grandes bacias. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 2001. DOI: 10.21168/rbrh.v6n1.p95-118

COSTA, J. E. Hydraulics and basin morphometry of the largest flash floods in the conterminous United States. **Journal of Hydrology**, v. 93, n. 3–4, p. 313–338, 1987. DOI: 10.1016/0022-1694(87)90102-8.

DALY, C., HALBLEIB, M., SMITH, J. I., GIBSON, W. P., DOGGETT, M. K., TAYLOR, G. H., CURTIS, J., & PASTERIS, P. P. Physiographically sensitive mapping of climatological temperature and precipitation across the conterminous United States. **International Journal of Climatology**, 2008. 28(15), 2031–2064 DOI: 10.1002/joc.1688

DEAL, E.; BRAUN, J.; BOTTER, G. Understanding the role of rainfall and hydrology in determining fluvial erosion efficiency. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, 2018. 123, p.744–778. DOI: <https://doi.org/10.1002/2017JF004393>

DE LIMA, M. G. C.; GIRÃO, O. Considerações Teóricas sobre a Dinâmica Superficial em Ambientes Tropicais Áridos e Semiáridos: Aplicação ao Semiárido do Nordeste Brasileiro. **Espaço Aberto**, Rio de Janeiro, Brasil, v. 10, n. 2, p. 9–26, 2020. DOI: 10.36403/espacoaberto.2020.31401.

DE MELLO, Y. R.; KOHLS, W.; DE OLIVEIRA, T. M. N. Uso de diferentes métodos para o preenchimento de falhas em estações pluviométricas. **Boletim de Geografia**, 2017.

DIBIASE, R. A., WHIPPLE, K. X., LAMB, M. P., HEIMSATH, A. M. The role of waterfalls and knickzones in controlling the style and pace of landscape adjustment in the western San Gabriel Mountains, California. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 127, n. 3-4, p. 539-559, 2015.

FERRIER, K. L.; HUPPERT, K. L.; PERRON, J. T. Climatic control of bedrock river incision. **Nature**, v. 496, n. 7444, p. 206-209, 2013.

FINNEGAN, N.J.G.; ROE, D. R. MONTGOMERY; B. HALLET. Controls on the channel width of rivers: Implications for modeling fluvial incision of bedrock. **Geology**. 33, p.229–232. 2005. DOI:10.1130/G21171.1.

FREITAS, M. A. de; CAYE, B. R.; MACHADO, J. L. F. (org.). **Projeto Oeste de Santa Catarina (PROESC): diagnóstico dos recursos hídricos subterrâneos do oeste do Estado de Santa Catarina**. Porto Alegre: CPRM, 2003.

FUJITA, R. H.; PAISANI, J. C.; PONTELLI, M. E. Compartimentação fluviomorfométrica da bacia hidrográfica do rio Chapecó: primeira aproximação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 18, n. 3, p. 567–582, 2017.

GAYER, E., , MICHON L., LOUVAT P., GAILLARDET J. Storm-induced precipitation variability control of long-term erosion. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 517, p. 61-70, 2019.

GOMES, A. S.; VASCONCELOS, P. M. Geochronology of the Paraná-Etendeka large igneous province. **Earth-Science Reviews**, v. 220, p. 103716, 2021.

GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of climate**, v. 13, n. 1, p. 35-58, 2000.

GRIMM, A. M. Clima da Região Sul do Brasil. In: CAVALCANTI, Iracema Fonseca de Albuquerque *et al.* (org.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, p. 259–275, 2009.

HAAG, M. B., SCHOENBOHM, L. M., WOLPERT, J., JESS, S., BIERMAN, P. R., CORBETT, L., SOMMER, C. A., & ENDRIZZI, G. (2025). Rock strength controls erosion in tectonically dead landscapes. **Science Advances**, 11, eadr2610. DOI: 10.1126/sciadv.adr2610

HACK, J. T. Dynamic equilibrium and landscape evolution. In: MELHORN, Wilton N.; FLEMAL, Ronald C. (ed.). **Theories of landform development**. Binghamton: State University of New York. v. 1, p. 87–102, 1975.

HAREL, M. A.; MUDD, S. M.; ATTAL, M. Global analysis of the stream power law parameters based on worldwide ¹⁰Be denudation rates. **Geomorphology**, v. 268, p. 184-196, 2016.

HOWARD, A. D. A detachment-limited model of drainage basin evolution. **Water Resources Research**, v. 30, n. 7, p. 2261–2285, 1994. DOI: 10.1029/94WR00757.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation.

American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 51, n. 11, p. 2246–2259, 1967.

HOWARD, A. D.; KERBY, G. Channel changes in badlands. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, n. 6, p. 739-752, 1983.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**. Rio de Janeiro: IBGE, 1986. 791 p. (Levantamento de Recursos Naturais, v. 33).

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Manual técnico de geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). **Normais Climatológicas do Brasil 1991–2020**. Brasília, DF: INMET, 2022.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape**. 2. ed. Upper Saddle River: Prentice Hall, 2002. 362 p.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of structural geology**, v. 44, p. 54-75, 2012. DOI: 10.1016/j.jsg.2012.07.009

KNIGHTON, D. **Fluvial Forms and Processes: A New Perspective** (2nd ed.). Routledge. 1998. DOI: <https://doi.org/10.4324/9780203784662>

LAGUE, D. The stream power river incision model: Evidence, theory and beyond. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 1, p. 38-61, 2014. DOI: 10.1002/esp.3462

LELAND, J.; REID, M. R.; BURBANK, D. W.; FINKEL, R.; CAFFEE, M. Incision and differential bedrock uplift along the Indus River near Nanga Parbat, Pakistan Himalaya, from ^{10}Be and ^{26}Al exposure age dating of bedrock straths. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 154, n. 1–4, p. 93–107, 1998.

LEOPOLD, L. B.; MADDOCK, T. **The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications**. U.S. Geological Survey Professional Paper, n. 252, 1953.

MACEDO, A. S. A. D.; STINGHEN, C. M.; MANNICH, M. Vazões de referência sazonal e sua aplicação na outorga de recursos hídricos. **Revista de Gestão de Água da América Latina**, Porto Alegre, v. 21, e21, 2024. DOI: <https://doi.org/10.21168/rega.v21e21>

MILLY, P. C. D. Climate, soil water storage, and the average annual water balance. **Water Resources Research**, v. 30, n. 7, p. 2143-2156, 1994. DOI: 10.1029/94WR00586

MPB ENGENHARIA ESTUDOS AMBIENTAIS - **Plano estratégico de gestão integrada da bacia hidrográfica do rio chapecó (Sistema Hidrográfico de Planejamento de Recursos Hídricos da Bacia do Rio Chapecó)**, Florianópolis: MPB Engenharia Estudos Ambientais, 2009. Disponível em: https://www.aguas.sc.gov.br/jsmallfib_top/Comite%20Rio%20Chapeco/Irani/Publicacoes/02-Relatorio-Plano-Estrategico-Bacia-Chapeco---Etapa-B.pdf

MONTEIRO, C. A. F. **A dinâmica climática e as chuvas no Estado de São Paulo: estudo geográfico sob forma de atlas**. São Paulo: Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo, 1973. 130 p.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1989. 421 p.

O'CONNOR, J.E.; COSTA, J.E. Spatial distribution of the largest rainfall-runoff floods from basins between 2.6 and 26,000 km² in the United States and Puerto Rico. **Water Resources Research**. v.40. W01107. 2004. DOI: <https://doi.org/10.1029/2003WR002247>

PAIVA, R. C. D; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach, **Journal of Hydrology**, Volume 406, Issues 3–4, 2011, Pages 170-181, ISSN 0022-1694, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.06.007>.

PALMIERI, F.; LARACH, J. O. I. Pedologia e geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (org.). **Geomorfologia e meio ambiente**. 5. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. p. 59–122. 2004.

PANDOLFO, C.; BRAGA, H. J.; SILVA JR, V. P. da; MASSIGNAM, A. M., PEREIRA, E. S.; THOMÉ, V. M. R.; VALCI, F.V. **Atlas climatológico digital do Estado de Santa Catarina** [CD-ROM]. Florianópolis: EPAGRI–Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina SA, 2002.

PAZZAGLIA, F. J.; BRANDON, M. T. A fluvial record of long-term steady-state uplift and erosion across the Cascadia forearc high, western Washington State. **American Journal of Science**, v. 301, n. 4–5, p. 385–431, 2001.

PEIFER, D.; CREMON, E.H.; VAL, P; FERNANDES, N.F. Bases teóricas do modelo stream-power de incisão fluvial. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 23, n. 2, p. 1512-1523, 2022. . DOI: 10.20502/rbg.v23i2.2143

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**. v. 21, n. 1, 2020.

PELEG N., SKINNER C., RAMIREZ J.A., MOLNAR P. Rainfall spatial-heterogeneity accelerates landscape evolution processes. **Geomorphology**, 390. 2021. DOI: 10.1016/j.geomorph.2021.107863

PERSONIUS, S. F. Late Quaternary stream incision and uplift in the forearc of the Cascadia subduction zone, western Oregon. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 100, n. B10, p. 20193-20210, 1995.

PESSENDA, L. C. R., DE OLIVEIRA, P. E., MOFATTO, M., DE MEDEIROS, V. B., GARCIA, R. J. F., ARAVENA, R., ETCHEBEHERE, M. L. The evolution of a tropical rainforest/grassland mosaic in southeastern Brazil since 28,000 ^{14}C yr BP based on carbon isotopes and pollen records. **Quaternary Research**, v. 71, n. 3, p. 437-452, 2009.

PHILLIPS, L. F.; SCHUMM, S. A. Effect of regional slope on drainage networks. **Geology**, v. 15, n. 9, p. 813-816, 1987.

PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. **Mesozoic flood volcanism of the parana basin: petrogenetic and geophysical aspects**. 1988.

ROBERTS, G. G.; WHITE, N. Estimating uplift rate histories from river profiles using African examples. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 115, n. B2, 2010.

ROE, G. H.; MONTGOMERY, D. R.; HALLET, B. Effects of orographic precipitation variations on the concavity of steady-state river profiles. **Geology**, v. 30, n. 2, p. 143-146, 2002.

ROE, G. H. Orographic precipitation. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, Palo Alto, v. 33, n. 1, p. 645–671, 2005.

ROSS, J. L. S. **Geografia do Brasil**. - 5. ed. rev. e ampl. - São Paulo : Editora da Universidade de São Paulo, 2005. - ISBN: 85-314-0242-5

SANTA CATARINA (Estado). **Regionalização de vazões das bacias hidrográficas estaduais do Estado de Santa Catarina. Estudos dos instrumentos de gestão de recursos hídricos para o Estado de Santa Catarina e apoio para sua implementação**. v.1. Florianópolis. Governo do Estado de Santa Catarina, 2006.

SANTA CATARINA (Estado). Secretaria de Estado do Desenvolvimento Econômico Sustentável. **Plano Estadual de Recursos Hídricos de Santa Catarina: caracterização geral das regiões hidrográficas de Santa Catarina: tomo II: RH2 – Meio Oeste**. Florianópolis: SDS, 2017.

SANTA CATARINA (Estado). Secretaria de Estado do Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente. **Projeto Oeste de Santa Catarina (PROESC): caracterização climática da região oeste catarinense**. Florianópolis: SDM/EPAGRI, 2002.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. New York: Wiley, 1977.

SEONG, Y. B. *et al.* Rates of fluvial bedrock incision within an actively uplifting orogen: Central Karakoram Mountains, northern Pakistan. **Geomorphology**, v. 97, n. 3–4, p. 274–286, 2008.

SNYDER, N. P., WHIPPLE K. X., TUCKER G. E., MERRITTS D. J.; Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 112, n. 8, p. 1250–1263, 2000. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<1250:LRTTFD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1250:LRTTFD>2.0.CO;2)

SKLAR, L. S.; DIETRICH, W. E. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load. **Water Resources Research**, v. 40, W06301, 2004. DOI: 10.1029/2003WR002496

STRAHLER, A. N. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: CHOW, Ven Te (ed.). **Handbook of applied hydrology**. New York: McGraw-Hill. p. 4-39–4-76. 1964.

SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology: an introduction to the study of landforms**. Harlow: Longman Scientific & Technical; New York: Wiley, 1991. 537 p.

TUCCI, C. E. M. (org.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. 4. ed. Porto Alegre, RS: UFRGS-Faculdade de Agronomia, 2009. 943 p. (Coleção ABRH de recursos hídricos ; v. 4). ISBN 9788570259240.

TUCCI, C. E.M. **Regionalização de vazões**. Porto Alegre. Editora da Universidade/UFRGS, 2002.

TUCKER, G. E.; WHIPPLE, K. X. Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, 107(B9), 2179. 2002. DOI: <https://doi.org/10.1029/2001JB000162>

TUCKER, G.E. and HANCOCK, G.R. Modelling landscape evolution. **Earth Surf. Process. Landforms**, 35: 28-50. 2010. DOI: <https://doi.org/10.1002/esp.1952>

TUROWSKI, J. M.: Mass balance, grade, and adjustment timescales in bedrock channels, **Earth Surface Dynamics**., 8, 103–122, DOI:10.5194/esurf-8-103-2020, 2020.

TUROWSKI, J. M.; LAGUE, D.; HOVIUS, N. Cover effect in bedrock abrasion: A new derivation and its implications for the modeling of bedrock channel morphology. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 112, n. F04006, 2007. DOI: 10.1029/2006JF000697

TUROWSKI, J. M.; LAGUE, D.; HOVIUS, N. Response of bedrock channel width to tectonic forcing: Insights from a numerical model, theoretical considerations, and comparison with field data. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 114, n. F3, 2009.

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

WREGE, M. S. *et al.* **Atlas climático da Região Sul do Brasil: estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul**. 2. ed. Pelotas: Embrapa Clima Temperado; Colombo: Embrapa Florestas, 2012. 333 p.

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

WHIPPLE, K. X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 32, n. 1, p. 151-185, 2004. DOI: 10.1146/annurev.earth.32.101802.120356

WHITTAKER, A. C.; ATTAL, M.; COWIE, P. A.; TUCKER, G. E.; ROBERTS, G. Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles. **Geomorphology**, Volume 100, Issues 3–4, 2008. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.01.018>.

WOHL, E. **Rivers in the landscape: science and management**. Cambridge: Cambridge University Press. 2020. DOI: 10.1002/9781119535409.

WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. **The Journal of Geology**, Chicago, v. 68, n. 1, p. 54–74, 1960.

ZALÁN, P. V. *et al.* Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, Guilherme Pedro R.; MILANI, Edison José (coord.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1990. p. 135–168.

ZAMBOT, N. **Indícios morfotectônicos e estruturais do relevo da bacia do rio Chapecó (SC)** / Nadialine Zambot. – 2022. (Dissertação de Mestrado - PPGGEO/UFFS) 123 f.:il. <https://rd.uffs.edu.br/handle/prefix/6424>

ZAPROWSKI, B. J.; PAZZAGLIA, F. J.; EVENSON, E. B. Climatic influences on profile concavity and river incision. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 110, n. F3, 2005. F03004, DOI:10.1029/2004JF000138.



SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL
UNIVERSIDADE FEDERAL DA FRONTEIRA SUL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO STRICTO SENSU EM GEOGRAFIA

FORMULÁRIO PARA ENTREGA DE DISSERTAÇÃO – VERSÃO FINAL

Identificação Discente

Nome: Ademir Tancini
CPF: 02969801965

Curso: Mestrado em Geografia

Data em que realizou o exame de defesa: 08/07/2026

Para uso da Secretaria Acadêmica (check list)

DISSERTAÇÃO:

() **1 CÓPIA** digital da versão final da dissertação aprovada e assinada pela banca examinadora (folha de rosto), com ficha catalográfica ABNT (Gerar a ficha no site: <https://ficha.uffs.edu.br/>) em arquivo único, no formato “pdf” salvo

() o Termo de Cessão de Direitos Autorais, preenchido e assinado pelo aluno.

Chapecó, 20 de julho de 2026.

Documento assinado digitalmente
 **ADEMIR TANCINI**
Data: 20/07/2026 14:04:36-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Assinatura do discente

FLUXOS

Prazos

O discente deverá protocolizar este formulário e os respectivos anexos na Secretaria Acadêmica	No máximo, 45 dias após o exame de defesa de dissertação
A Secretaria Acadêmica encaminhará a documentação à secretaria do PPGGEO	
A secretaria do PPGGEO encaminhará a documentação à Coordenação do Programa para análise e parecer	
Coordenação do Programa devolve a documentação à secretaria do Programa para os devidos encaminhamentos	

Protocolo nº:	Responsável:
Data:	Siape:

.....
.....

Protocolo nº: 	Responsável:
Data: 	Siape: