



Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe>



Indicadores morfométricos da bacia da Várzea (RS) como marcadores do desequilíbrio fluvial da paisagem

William Zanete Bertolini¹, Adalto Gonçalves Lima², Bruno Zucuni Prina¹, Neimar Boettcher¹

1 Universidade Federal da Fronteira Sul (UFFS), Campus Chapecó (SC) william.bertolini@uffs.edu.br

2 Universidade Estadual do Centro-Oeste, Guarapuava (PR) adalto@unicentro.br

Artigo recebido em 19/09/2023 e aceito em 19/12/2023

RESUMO

Este trabalho mensurou variáveis morfométricas relacionadas à rede de drenagem da bacia da Várzea (RS) para investigar a associação da morfogênese do relevo dessa bacia (9500 km²) com o trabalho da sua rede fluvial e a condição atual de equilíbrio fluvial. Foram analisados: (i) organização da rede de drenagem; (ii) espacialização dos declives de superfície; (iii) variação e associação dos gradientes de canal e do vale do rio da Várzea por meio do índice de Hack (k) e de correlação estatística; (iv) relação declive-extensão (*slope-area*) do rio da Várzea; (v) mensuração do índice de sinuosidade e contraposição à localização dos *knickpoints* para o rio da Várzea. Os dados para o cálculo dos índices foram provenientes da rede de drenagem em escala de 1:100.000 e do MDE ALOS PALSAR. Os resultados indicam uma rede de drenagem dendrítica com marcante assimetria nas porções de alta e baixa bacia sugestiva de movimentos de basculamento de blocos. O perfil longitudinal do rio da Várzea apresenta baixa concavidade e alta sinuosidade. As diferentes representações de perfil desse canal indicam presença de uma anomalia no índice de Hack que demonstra rebaixamento do nível de base coincidente com uma *knickzone* com pequenos ressaltos e desníveis centimétricos e decimétricos em sequência no leito rochoso e meandrante do rio da Várzea. A baixa correlação entre os declives do vale e das vertentes também sustenta um quadro de desequilíbrio fluvial atrelado à atual fase morfogenética de reincisão no Planalto Dissecado do rio Uruguai.

Palavras-chave: Knickpoints, Sinuosidade, Índice de Hack, rio da Várzea (RS)

Morphometric Indicators of the Várzea Basin (RS) as Markers of Fluvial Landscape Imbalance

ABSTRACT

This paper measured morphometric variables related to the drainage network of the Várzea basin (RS/Brazil) to investigate the association of the morphogenesis of the relief of this basin (9,500 km²) with the work of its river network and the current condition of river balance. In this paper we study the (i) analysis of the drainage network; (ii) spatialization of surface slopes; (iii) variation and association of the channel and valley gradients of the Várzea river using the Hack index (k) and statistical correlation; (iv) analysis of the slope-length relationship (*slope-area*) of the Várzea river; (v) measurement of the sinuosity index and contrast to the location of the knickpoints for the Várzea river. The data for the calculation of the indices came from the drainage network on a scale of 1:100,000 and from the MDE ALOS PALSAR. The results indicate a dendritic drainage network with marked asymmetry in the high and low basin portions suggestive of block tipping movements. The longitudinal profile of the Várzea river presents low concavity and high sinuosity. The different profile representations of this channel indicate the presence of an anomaly in the Hack index that demonstrates a lowering of the base level coincident with a knickzone with small bumps and unevenness (centimeters and decimeters) following the Várzea river. The low correlation between the slopes of the valley and the slopes also supports a situation of fluvial nonequilibrium linked to the current morphogenetic phase of reincision in the Dissected Plateau of the Uruguay River.

Keywords: Knickpoints, Sinuosity, Hack index, Várzea river (RS)

Introdução

O Planalto Basáltico do sul do Brasil é formado pela sucessão de derrames continentais

que constituem uma das maiores Províncias Ígneas da Terra (Jerram & Widdowson, 2005). Sobreposto à Bacia Sedimentar do Paraná, o planalto possui

características geomorfológicas e hidrográficas gerais que são comuns em todos os seus setores, ou seja, encostas escalonadas devido à estrutura dos derrames vulcânicos (Leinz, 1949), bem como rios com leito rochoso e morfologia longitudinal com frequentes rupturas de declive (Lima & Flores, 2017; Sordi et al., 2021; Peyerl et al., 2023).

A despeito da relativa uniformidade geológica e geomorfológica, é reconhecida a interferência que os esforços tectônicos e diferenças litológicas têm sobre a distribuição geral da drenagem no planalto e em setores menores (IBGE, 2018; Lima & Binda, 2015). Além disso, processos morfogênicos amplos se superpuseram ao longo de todo o Cenozoico à morfoestrutura dos derrames (Biffi & Paisani, 2019). Nesse sentido, a paisagem do planalto não é uniforme, mas encerra heterogeneidades espaciais que, sobretudo, estão atreladas à evolução tectônica da Placa Sul-americana desde o Mesozoico.

A bacia do rio da Várzea constitui um desses compartimentos espaciais com aspectos peculiares e com extensão significativa (9500 km²). Apesar de correr sobre o planalto e apresentar leito eminentemente rochoso, o rio da Várzea possui uma sinuosidade elevada, sem deixar de apresentar muitas rupturas de declive (*knickpoints*). Associada à geomorfologia regional, há na literatura menções a controles estruturais (IBGE, 2018; Bertolini et al., 2023) sem, no entanto, uma compreensão mais desenvolvida sobre a relação com a morfogênese cenozoica e quaternária desse compartimento planáltico. Estudos morfométricos recentes mostram anomalias na morfologia da bacia (Zambot, 2019). Essa autora empregou o método de isobase conforme Grohman et al. (2011) para análise de caráter morfoestrutural da média/baixa região hidrográfica da Várzea. Os seus resultados apontaram a existência de anomalias indicadas em cinco áreas onde as isolinhas de base se comprimem, sugerindo soerguimentos diferenciais atrelados a uma tectônica quiescente (Bertolini et al., 2021).

Considerando que os declives fluviais se ajustam lentamente, guardando registros das interferências tectônicas em sua evolução erosiva (Seeber & Gornitz, 1983; Keller & Pinter, 2002; Duvall et al., 2004; Wobus et al., 2006; Phillips & Lutz, 2008; Molin et al., 2012; Lima, 2013), uma avaliação detalhada dos perfis longitudinais e da rede do rio da Várzea poderia revelar mais sobre o desequilíbrio geomorfológico vislumbrado em trabalhos anteriores. O distanciamento dos perfis, sob diversas perspectivas, em relação à morfologia de equilíbrio (côncava) e das redes em relação à

morfologia ideal (simétrica) constituíram as expectativas para esta nova avaliação. Para isso, o presente trabalho analisa 32 canais afluentes do rio da Várzea, a fim de identificar, por múltiplos parâmetros, sinais de desajuste geomorfológico.

Os rios têm potencial para elucidar a dinâmica mesmo em áreas intraplaca, relativamente estáveis tectonicamente (Quigley et al., 2007; Font et al., 2010). O rio da Várzea encontra-se nesse contexto intraplaca, sobre o Planalto Basáltico do sul do Brasil, onde indícios regionais apontam para a existência de condicionantes possivelmente associados a uma tectônica quiescente (Peyerl et al., 2018; Bertolini et al., 2021; Santos et al., 2023; Peyerl et al., 2023).

Caracterização da área de estudo

A bacia do rio da Várzea localiza-se na porção noroeste do estado do Rio Grande do Sul, apresentando uma área de 9.463,46 km². Seu canal principal nasce a oeste da cidade de Passo Fundo e percorre aproximadamente 422 km até alcançar sua foz na margem esquerda do rio Uruguai, próximo à cidade de Iraí (RS). A área da baixa bacia encontra-se junto a importantes jazimentos de ágata e ametista, em importante província gemológica do estado gaúcho (CPRM, 2002). Os dados altimétricos provenientes do MDE ALOS PALSAR indicam uma altitude média de 458 m, com máxima de 712 m e mínima de 205 m. A bacia está inserida nas unidades geomorfológicas do Planalto Dissecado Rio Uruguai, Planalto das Missões e Planalto dos Campos Gerais, pertencentes ao que macrogeomorfológicamente se denomina de Planalto das Araucárias (IBGE, 2006). Todas essas unidades apresentam modelados resultantes dos processos associados a fatores estruturais (IBGE, 2018).

Do ponto de vista geológico e estrutural, encontra-se na porção oeste da Bacia Sedimentar do Paraná. Geologicamente, as litologias mapeadas são os basaltos do Grupo Serra Geral (Cretáceo) e a Formação Tupanciretã do Paleógeno que se encontra apenas na alta bacia, a oeste da cidade de Passo Fundo (Figura 1B). Destaca-se que o rio da Várzea escoar apenas sobre as rochas do Grupo Serra Geral, que é composto predominantemente por basaltos e, secundariamente, conforme os níveis altimétricos, por rochas ácidas (riolitos/riodacitos), níveis areníticos (denominados arenitos *intertrapp*) e brechas sedimentares. A Formação Tupanciretã é composta por arenitos finos quartzosos, arenitos conglomeráticos e paraconglomerados de ambiente continental fluvial (CPRM, 2004ab). Os contatos entre derrames são geralmente identificados em

campo pela geometria normalmente subhorizontalizada das diáclases entre eles. Toda a litologia regional apresenta grande quantidade de fraturas e falhas de natureza indiscriminada, assim identificadas nos mapeamentos de grande e pequena escala (CPRM, 2004ab).

Do ponto de vista geomorfológico, todos os compartimentos planálticos da bacia do rio da Várzea (Figura 1A) enquadram-se em um modelado de dissecação. A distinção entre esses compartimentos planálticos se dá em função do grau de dissecação do relevo. No Planalto das Missões a altitude média é inferior a do Planalto das Araucárias, com formas homogêneas do tipo coxilhas (IBGE, 1986). A dissecação homogênea modelou a superfície do Planalto das Missões em formas colinosas e lombas esbatidas e alongadas no sentido dos eixos da drenagem. O Planalto Dissecado do rio Uruguai é marcado por vales profundos e encostas em patamares, aspecto sempre tido como evidenciador do caráter estrutural na evolução geomorfológica regional (Leinz, 1949; IBGE, 2018). Segundo o mapeamento do Projeto RADAM (Folhas SG.22 e SH.22) a baixa bacia, desde sua foz até próximo da cidade de Três Palmeiras (RS) na sua porção leste,

possui uma dissecação muito forte (171 a 250 metros) caracterizada por topos planos, convexos, estreitos e aguçados com vales encaixados e vertentes em patamares. Os limites entre os compartimentos planálticos na baixa bacia são marcados por escarpas erosivas festonadas. A partir da cidade de Rodeio Bonito (RS) em direção a média bacia a dissecação é medianamente forte, caracterizada por modelado de topos convexos e vertentes irregulares em patamares. Há presença de vales encaixados com incisões entre 81 e 170 metros com densidade de drenagem média e grau de declividade entre 18° e 30°. Da média bacia até sua nascente a dissecação é muito fraca, caracterizada por modelado convexo-côncavo com aprofundamento dos vales entre 15 e 50 metros e densidade de drenagem grosseira. A inclinação das vertentes fica entre 5° e 10° e a presença de *dales* nas cabeceiras é comum. Os mantos de intemperismo são, no geral, rasos e pedregosos nos compartimentos planálticos da média e baixa bacia. Na alta bacia (Planalto das Missões) existem coberturas pedológicas mais profundas acompanhando o relevo menos dissecado aí existente.

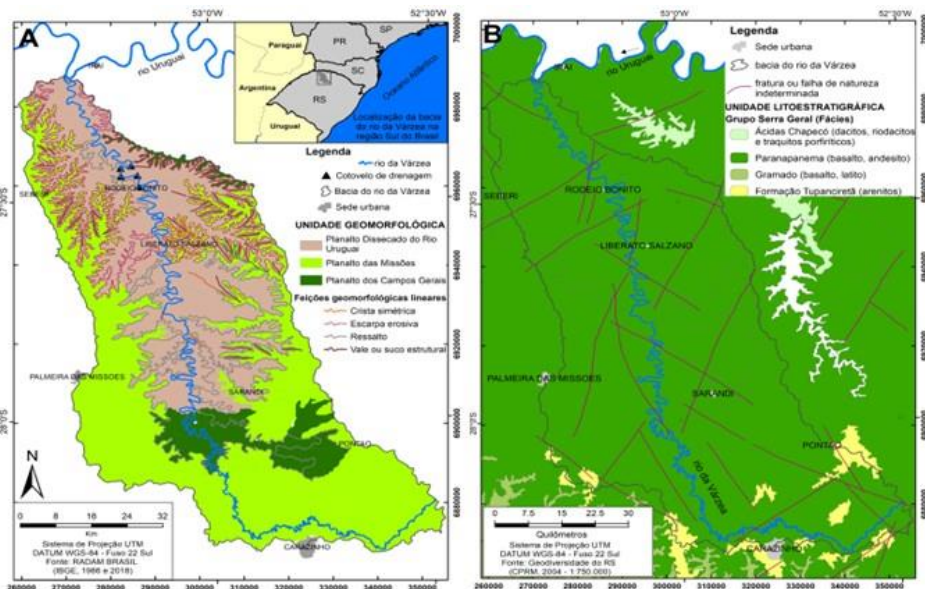


Figura 1. Mapas geomorfológico (A) e geológico (B) da bacia do rio da Várzea.

De acordo com o verificado em campo, a rede de drenagem desenvolvida sobre esses compartimentos do Planalto Meridional é constituída predominantemente por cursos d'água que escoam sobre leitos rochosos (*bedrock channels*), com alternância de trechos em *pools* e *rifles*, presença de rupturas de declive (*knickpoints*) e carga de fundo grosseira (Figura 2B). Leinz (1949) a respeito da sucessão de rupturas de

declive, denominadas por ele de saltos ou ressaltos, ao longo dos cursos d'água sobre os derrames basálticos do sul do Brasil, atribui a variação destas à textura e diaclasamento da rocha.

Metodologia

Para avaliar o comportamento morfodinâmico da rede de drenagem da bacia

hidrográfica do rio da Várzea foram realizadas as etapas seguintes: (i) análise da rede de drenagem; (ii) análise da espacialização dos declives de superfície e dos perfis longitudinais normalizados; (iii) análise de variação e associação dos gradientes de canal e do vale do rio da Várzea por meio do índice de Hack (k) e de correlação estatística; (iv) análise da relação declive-área (*slope-area*) do rio da Várzea; (v) mensuração do índice de sinuosidade e contraposição à localização dos *knickpoints* para o rio da Várzea. A rede de drenagem considerada foi aquela em escala de 1:100.000 atualizada pelo IBGE (2021) e pertencente a Base Cartográfica Vetorial Contínua do Estado do Rio Grande do Sul. Associada a esta rede de drenagem foi utilizado o MDE ALOS PALSAR para análise espacial dos declives de superfície da bacia, cálculo de áreas para a relação declive-área do rio da Várzea e extração dos dados altimétricos necessários à avaliação dos declives dos 32 canais afluentes e seus perfis normalizados. Esse MDE pode derivar produtos classe A conforme o Padrão de Exatidão Cartográfica dos Produtos Cartográficos Digitais (PEC/PCD) na escala 1:100.000. A compatibilização dos dados altimétricos provenientes do MDE ALOS com a escala de 1:100.000 é coerente conforme a resolução de 12,5 x 12,5 metros do MDE ALOS (ASF, 2015).

A análise de associação entre os gradientes de canal e do vale para o rio da Várzea foi realizada por meio de correlação estatística e do *RealStatistics* no Excel® (Zaiontz, 2020). Para tanto, os declives de vertente e dos segmentos de canal foram mensurados em ambiente SIG a partir das curvas de nível da cobertura topográfica em escala de 1:100.000. A cobertura topográfica para a bacia foi obtida em formato *raster* do Banco de Dados do Exército Brasileiro e georreferenciada ao DATUM horizontal WGS-84, o mesmo utilizado para o MDE ALOS PALSAR. Ambos os declives foram mensurados como quociente da divisão entre a variação de altitude (ΔH) e o comprimento dos segmentos fluviais considerados (L): $S = \Delta H / \Delta L$. Para os declives de vertente foram considerados segmentos entre topo de morro e fundo de vale, sempre na direção do canal. Para que esses dois grupos de variáveis (declives de canal e de vertente) apresentassem o mesmo número de dados, a fim de viabilizar a correlação estatística, foi considerado o declive médio de cada segmento fluvial. No que se refere à representação das declividades de superfície e a fim de melhorá-la, foi aplicada a ferramenta *Focal Statistics* com raio de 100 metros.

Os perfis longitudinais normalizados foram obtidos através do *plugin Nprofiler*, conforme Pérez-Peña et al. (2017), e utilizando-se também do MDE ALOS PALSAR e dos canais vetorizados em escala de 1:100.000 (IBGE, 2021). Foram considerados o rio da Várzea e 32 afluentes diretos dele em ambas as margens. Os perfis normalizados têm a vantagem de permitir a comparação dos parâmetros daí derivados entre canais de diferentes extensões. O parâmetro fator de concavidade (Cf%) foi analisado para todos os canais. Este parâmetro indica, em porcentagem, a área entre o perfil do canal e uma linha reta ligando a nascente à foz do mesmo que define um triângulo. Quanto mais próximo de 0 o valor de Cf mais retilíneo o perfil. Valores negativos indicam convexidade do perfil e valores positivos indicam concavidade (Camafort et al., 2020). Quanto maior o valor de Cf mais côncavo e indicativo de um ajuste equilibrado entre os processos intervenientes na configuração do perfil e do escoamento das águas (Demoulin, 1998). Rios em condição de equilíbrio desenvolvem um perfil tipicamente de formato côncavo com declividades diminuindo de modo gradual em direção a jusante do canal (Christofoletti, 1981; Phillips & Lutz, 2008; Huddart & Stott, 2010). Para o rio da Várzea, foram gerados também os perfis aritméticos e semilogarítmico com o auxílio do Excel® a partir da equidistância das curvas de nível e as cotas altimétricas medidas sobre o canal vetorizado na escala de 1:100.000 com base nas cartas topográficas.

Importante ressaltar que, embora fosse mais coerente a análise do Cf e gradientes fluviais obtidos de modo automatizado do MDE ALOS junto dos dados altimétricos do próprio MDE, os canais daí derivados apresentaram retilinearizações inexistentes e trechos não consistentes com a realidade verificada pela cobertura topográfica em escala de 1:100.000 ou mais detalhada e com as imagens do *Google Earth*. Por isso optou-se por considerar os canais do IBGE em escala de 1:100.000. A rede de drenagem extraída por procedimentos automatizados no ArcGis obedeceu aos procedimentos tradicionalmente empregados e conformes a Wobus et al. (2006) e Whipple et al. (2007).

O índice de gradiente de Hack (k) foi calculado para os segmentos do rio da Várzea delimitados entre as curvas de nível (com equidistância de 40 metros) que cruzam o canal. Foi obtido pela fórmula de Hack (1973) conforme a equação $k = \Delta H / \ln L_2 - \ln L_1$. As altitudes da foz e da nascente mais distante (ponto de origem do canal) foram estimadas com base na interpolação

entre as curvas de nível em escala de 1:100.000. Para o índice k do canal em sua inteireza utilizou-se o $\ln$ (logaritmo natural) do comprimento total do canal considerado a partir da primeira curva de nível após o ponto de origem na carta topográfica.

O índice de sinuosidade foi calculado conforme a segmentação do rio da Várzea em 85 trechos de 5 quilômetros cada. O cálculo foi feito conforme a seguinte equação (Mueller, 1968 *apud* Christoforetti, 1981): $Is = L/Dr$, em que L é o comprimento do trecho considerado e Dr é a distância mais curta, em linha reta, entre os pontos extremos desse trecho. A sinuosidade do canal é utilizada como parâmetro importante na sua caracterização e na distinção entre um canal sinuoso e um meandrante. Adotaram-se os limiares de Brice (1984) que sugere que se a sinuosidade de um canal é menor que 1,05 ele é retilíneo, se está entre 1,05 e 1,50 é sinuoso e se for maior que 1,50 é meandrante (Alvarez, 2005).

A avaliação do perfil longitudinal do rio da Várzea e sua sinuosidade foram contrapostas à localização das rupturas de declive (*knickpoints*). Essas rupturas foram identificadas visualmente com base em imagens de satélite por meio do Google Earth Pro (versão 7.3) e algumas delas também em campo. Nas imagens tais rupturas são visíveis como manchas brancas devido ao

turbilhonamento da água provocado pelos ressaltos no leito. A utilização dessa ferramenta tem se difundido para aplicações variadas e o seu uso para reconhecimento desse tipo de feição de canal foi atestado por Henriques e Valadão (2018) e Henshaw et al. (2020).

Resultados

Análise da rede de drenagem e declives de superfície

A bacia do rio da Várzea apresenta marcante alongamento seguindo uma direção geral S-N e SE-NW com padrão de drenagem dendrítico (Figura 2A). A rede de drenagem apresenta marcante assimetria em trechos do alto e baixo curso do rio da Várzea. Os primeiros 100 km de extensão do canal apresentam direção E-W, com predomínio de afluentes de 1ª ordem ao longo de toda a margem esquerda (Fig. 2A). Um cinturão meândrico, inclusive com meandros abandonados, marca esse primeiro segmento. Após a inflexão do canal para NW, a rede de drenagem se torna bem desenvolvida em ambas as margens, com presença de canais de 2ª, 3ª, 4ª e 5ª ordens. Nos últimos 50 km de extensão, novamente a rede se torna assimétrica (Figura 2A).

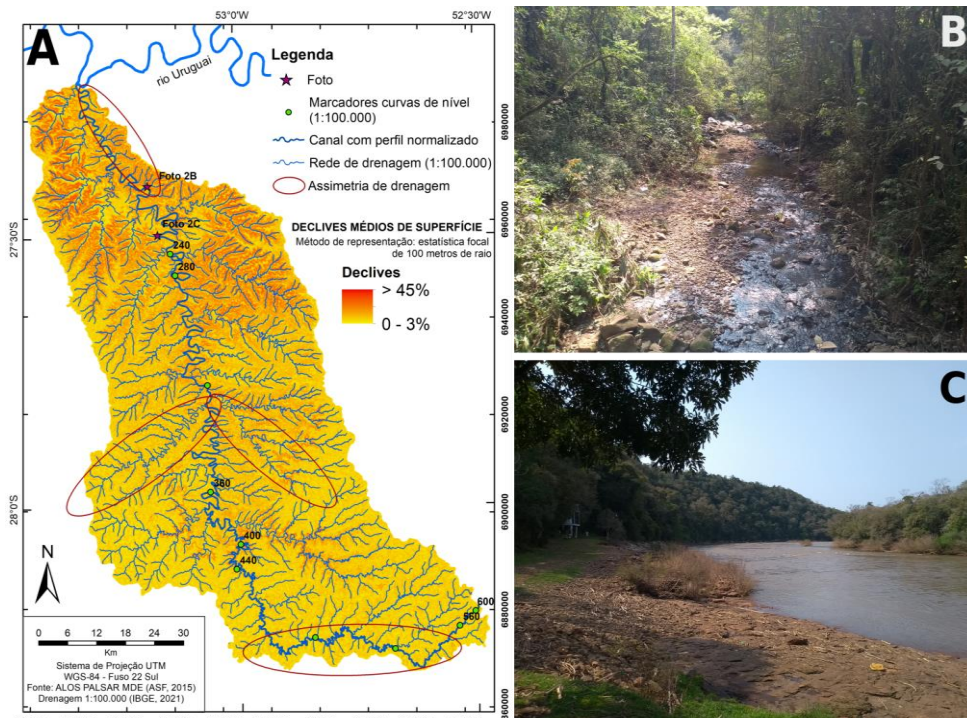


Figura 2. A: rede de drenagem e declives de superfície da bacia do rio da Várzea. B: afluente de 3ª ordem da margem direita do rio da Várzea no seu baixo curso – aspecto típico do leito rochoso, na região. C: margem côncava do rio da Várzea em *knickzone* – Prainha.

Os declives de superfície (Figura 2A) estão distribuídos de modo desigual na bacia. As maiores concentrações de declives elevados estão presentes na baixa bacia. Tendencialmente, os declives aumentam para jusante (Planalto Dissecado do rio Uruguai) e diminuem para montante (Planalto dos Campos Gerais e das Missões) na bacia.

Perfil longitudinal do rio da Várzea

A forma do perfil aritmético demonstra concavidade incipiente apenas no alto curso. No médio e baixo curso a tendência do perfil é linear. Fica evidenciada ruptura de declive de desnível importante entre as cotas de 280 e 240 metros

(Figura 3A). Essa ruptura não se manifesta na paisagem pela presença de encachoeiramento de maior dimensão. Pelo que se pôde constatar em campo, tal ruptura se refere a uma *knickzone* (sucessão de *knickpoints*), com ressaltos centimétricos no leito rochoso, típicos dos canais da região. Em geral, uma mudança tão marcante como esta no perfil tende a indicar um controle estrutural ou litológico. Entretanto, neste caso, não ocorre associação com tipos litológicos diferenciados, nem com as falhas e fraturas indicadas no Mapa de Geodiversidade do Estado do Rio Grande do Sul (CPRM, 2010), na escala de 1:750.000.

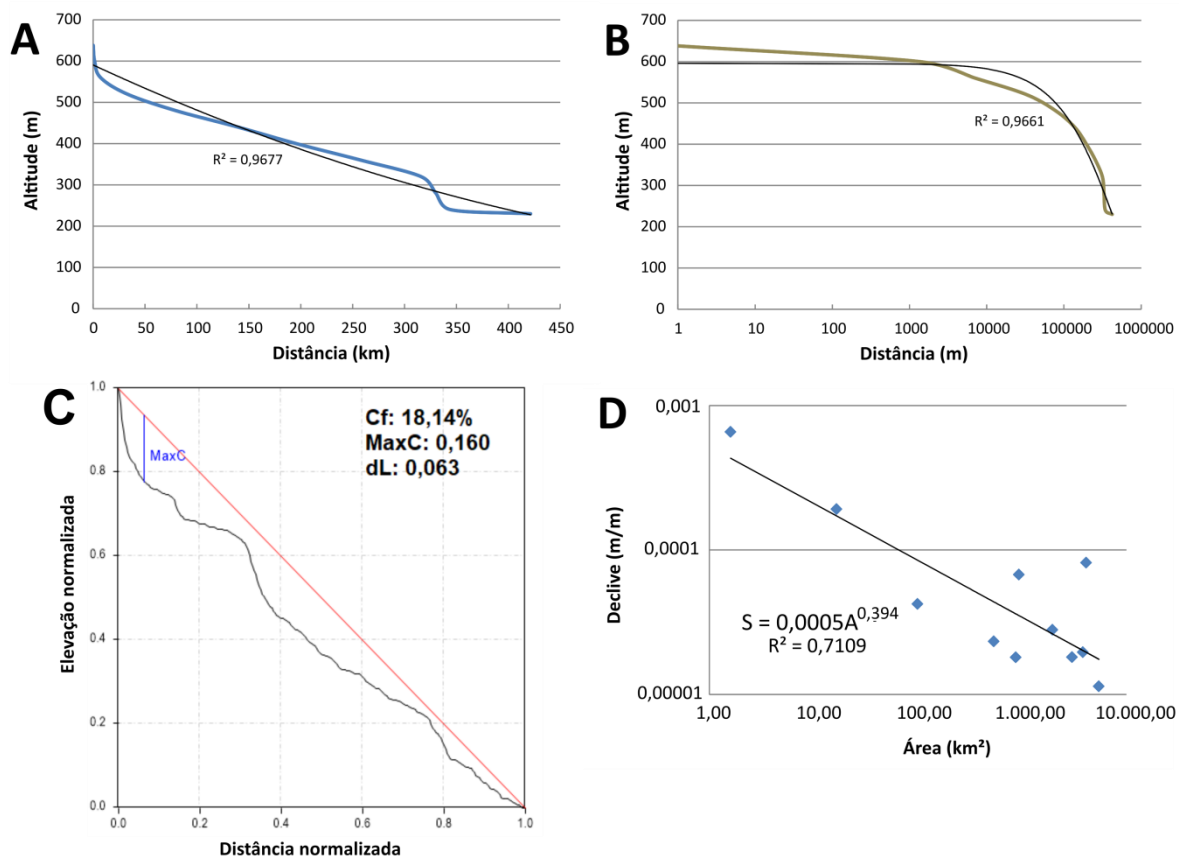


Figura 3. Perfil longitudinal aritmético (A), semilogarítmico (B) e normalizado (C) do rio da Várzea. Relação declive-área do rio da Várzea (D).

O perfil semilogarítmico (Figura 3B) também tende a indicar um canal distante de um perfil côncavo e em equilíbrio, já que se afasta de uma linha reta indicativa de canais em *steady state* (Hack, 1973; Whittaker et al., 2008), sobretudo no baixo curso. Na contraposição ao perfil aritmético, o perfil longitudinal normalizado do canal apresenta maior número de rupturas de declive (Figura 3C). No perfil normalizado aparecem três rupturas bem-marcadas abaixo do ponto de máxima concavidade (MaxC), sendo apenas a

última comum aos três perfis e bem visível nos perfis aritmético e logarítmico. De um ponto de vista morfológico, os três perfis do rio da Várzea demonstram baixa concavidade, o que é corroborado pelo fator de concavidade (Cf) de 18,14% do perfil normalizado.

A relação declive-área para o rio da Várzea (Figura 3D) apresenta um índice de concavidade de -0,394, valor bem próximo do limite inferior ao intervalo de variação comum (0,4 a 0,6), segundo Lague (2014). Isto significa que as declividades

não diminuem significativamente para jusante, ao contrário do que seria esperado para um perfil mais côncavo. Nesse sentido, pode-se interpretar uma leve tendência de aumento da incisão para jusante, aspecto coerente com o que se observa pela distribuição dos declives superficiais médios da bacia (Figura 2A). Na relação declive-área são visíveis duas zonas de ruptura, ou seja, duas zonas em que a declividade se encontra em desajuste.

Do conjunto de 32 perfis normalizados, relativos aos afluentes do rio da Várzea, os valores do fator de concavidade desses perfis variaram entre -6,06% (mínimo) e 54,85% (máximo), com um Cf médio de 31%. A avaliação qualitativa e morfológica dos perfis normalizados permitiu categorizá-los em três tipologias: (i) 8 perfis de alta concavidade com Cf entre 54,85 e 44,18%; (ii) 13

perfis de baixa concavidade com Cf entre 41,10 e 22,37% e (iii) 11 perfis predominantemente retilíneos ou convexos com Cf entre 24,85 e -6,06%. Nesta terceira tipologia encontram-se perfis de expressiva irregularidade e alternância entre trechos de baixa concavidade e retilíneos. Mesmo dentre os perfis de alta concavidade, poucos são aqueles que não demonstraram rupturas de declive, feições comuns em todas as três tipologias.

A espacialização do Cf não demonstra um padrão homogêneo (Figura 4B). Perfis de caráter predominantemente convexo ($C_f < 0$) e retilíneos e de baixa concavidade ($C_f \approx 0$) estão presentes em ambas as margens do rio da Várzea em seu alto, médio e baixo curso.

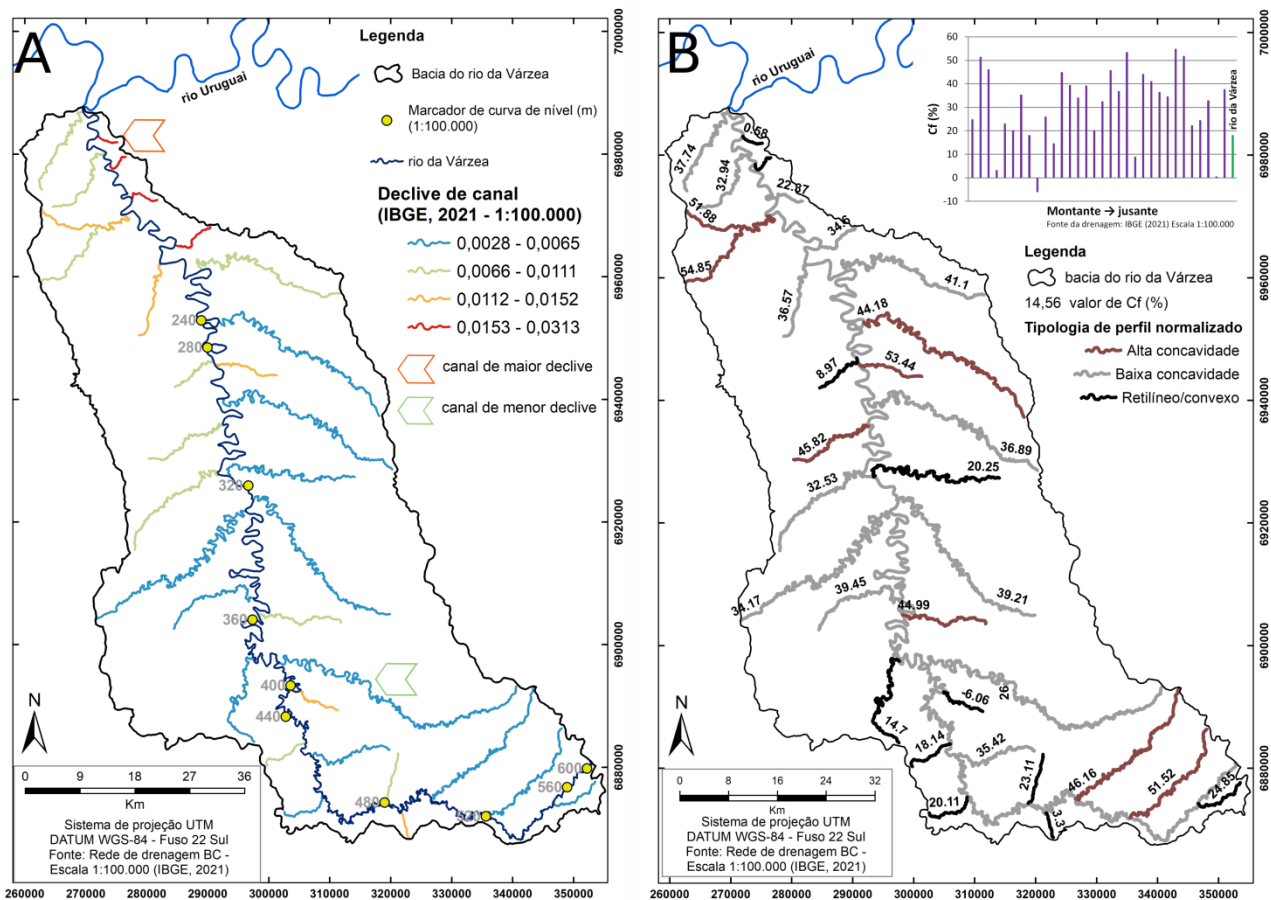


Figura 4. Declives (A) e tipologia de perfis normalizados para 32 afluentes do rio da Várzea.

Em termos do gradiente dos afluentes e sua espacialização (Figura 4A), verificou-se um valor mínimo de 0,0028 (alta bacia) e um valor máximo de 0,0312 (baixa bacia), considerando os canais em escala 1:100.000 (IBGE, 2021). Destaca-se clara tendência de aumento dos gradientes fluviais no sentido de jusante, principalmente no baixo curso do rio da Várzea.

Índice de Hack (k) e correlação de gradientes para o rio da Várzea

O índice k para o canal inteiro foi de 31,51 e sua variação por trechos, em contraposição ao perfil aritmético do canal (Figura 5A), apresentou um pico anômalo no baixo curso (trinta vezes maior que o valor do índice para o canal inteiro), coincidente com a ruptura de declive verificada nos três perfis. Essa anomalia é marcada na paisagem

por uma sequência de rupturas de declive (Figura 5B) de baixo desnível no canal.

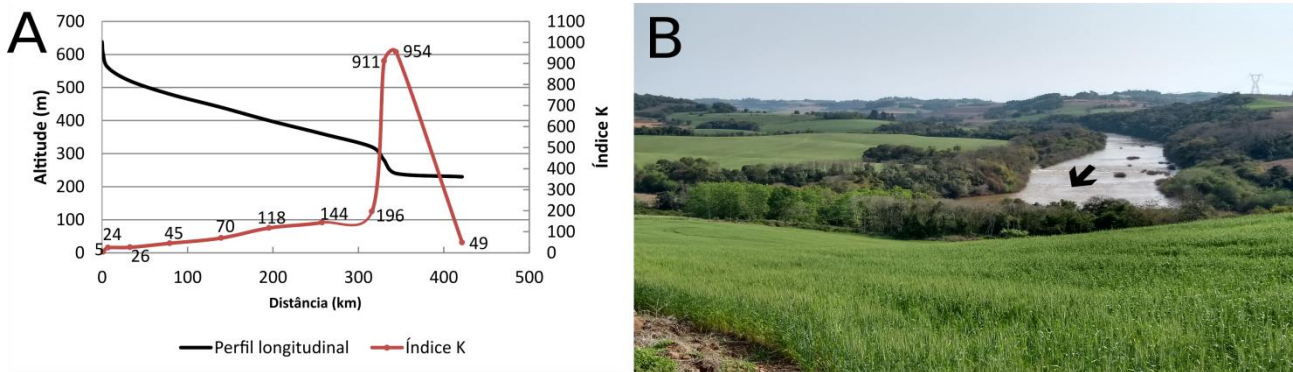


Figura 5. Relação da variação do índice k junto ao perfil longitudinal (A). Trecho de knickzone do rio da Várzea associado ao pico do índice k no baixo curso a cerca de 7 km a norte de Liberato Salzano (RS) (B).

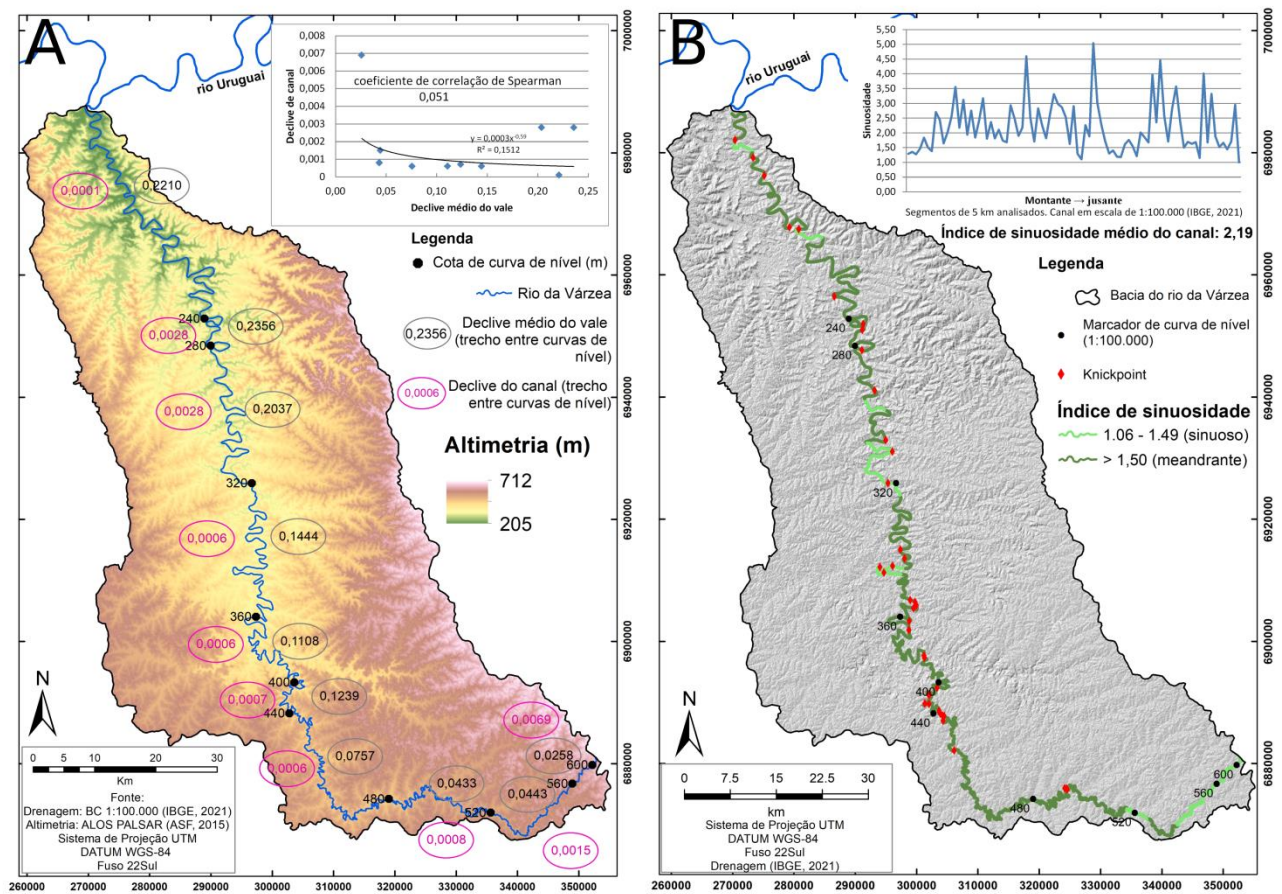


Figura 6. Correlação de gradientes fluviais e do vale (A) e índice de sinuosidade do canal (B).

Acompanha esse pico do índice k no baixo curso, um aumento de quatro vezes no declive real (S) do canal. Tal trecho, apesar de não estar associado morfológicamente a desnível ou cachoeira de ordem métrica, representa uma expressiva ruptura de declive do canal e uma anomalia na relação gradiente/extensão.

A correlação entre os gradientes do vale (vertentes) e dos trechos fluviais demonstrou um coeficiente próximo de zero (0,051) indicando

ausência de correlação estatística entre as variáveis (Figura 6A). Optou-se pelo coeficiente de Spearman devido à ausência de normalidade dos declives dos segmentos de canal, que foi verificada pelo teste de Shapiro Wilk ($p < 0,05$).

Rupturas de declive e índice de sinuosidade do rio da Várzea (Is)

Foi possível identificar visualmente 40 rupturas de declive (*knickpoints*) ao longo do rio da

Várzea (Figura 6B). Para montante da sede urbana de Carazinho, a pouca largura do canal impede a distinção visual dos *knickpoints*. Essas feições são claramente visíveis através das imagens do Google Earth Pro em função das manchas brancas proporcionadas pelo fluxo turbulento da água. Muitos *knickpoints* se encontram sucessivamente uns aos outros, fato que justifica a denominação de *knickzones* para esses trechos de canal. Pelas observações de campo (baixo curso do rio da Várzea), muitas rupturas de declive não constituem cachoeiras, mas apenas corredeiras (com fluxo turbulento d'água), proporcionadas por fraturas na rocha basáltica que formam desníveis de ordem centimétrica a decimétrica.

Com um índice de sinuosidade médio de 2,19 é possível classificar o rio da Várzea como meandrante na maior parte do seu curso. Dentre os 85 segmentos utilizados para calcular esse índice (Figura 6B) apenas 14 apresentaram sinuosidade menor que 1,5, sendo assim classificados apenas como sinuosos. Os valores extremos de *Is* foram de 1,00 e 5,04. Como a maioria dos trechos possui sinuosidade maior que 1,5 e as rupturas de declive estão distribuídas de modo não homogêneo ao longo do curso fluvial, não parece haver uma associação significativa entre a distribuição espacial delas e a sinuosidade do canal.

Destaca-se que, apesar do *Is* predominantemente maior que 1,5, não se verificou em campo a principal característica dos canais meandantes: a sua dinâmica deposicional marcada pelo predomínio de processos erosivos e sedimentares em margens côncavas e convexas (Magalhães Jr., & Barros, 2020). A Figura 2C é representativa dessa situação num trecho de sinuosidade maior que 1,5. Nesse sentido, de um ponto de vista hidrossedimentológico, o rio da Várzea não é um canal meandrante típico, apesar do índice de sinuosidade que o caracteriza morfologicamente como tal.

Discussão

A rede de drenagem do rio da Várzea apresenta um padrão dendrítico que, tradicionalmente, sugere um baixo controle geológico no seu desenvolvimento (Twidale, 2004; Huddart & Stott, 2010) considerando-se tratar de terreno com uniformidade litológica. Todavia, uma característica que aponta para a relativização da homogeneidade do substrato do rio da Várzea é a sinuosidade elevada do canal (Figura 6B).

Os meandros contidos na rocha basáltica, típicos de toda a drenagem regional, são ainda objetos de pouca investigação no contexto da

evolução geomorfológica do Planalto Basáltico Meridional. Cursos d'água confinados e, às vezes, em vales profundos podem cortar rochas resistentes e apresentar formas semelhantes às de rios meandantes em planícies fluviais. Na literatura, supõe-se que esse padrão “meandrante encaixado” deriva, geralmente, de rios com meandros livres em antigas planícies e que foram afetados por soerguimento tectônico, levando ao encaixamento dos meandros, com a preservação das formas (Parker, 1976; Twidale, 2004; Ciccacci, 2015). Considerando o substrato fraturado do rio da Várzea, e uma aparente falta de associação entre *knickpoints* e a espacialização da sinuosidade, a elevada variação desta pode ser resultante de um ajuste morfo-hidráulico a uma superfície relativamente isotrópica em termos do fraturamento. O rio se adapta ao fraturamento do substrato apenas até o ponto em que seja conveniente à necessidade hidráulica (tendência de meandramento). A isotropia do fraturamento e a declividade regional fazem com que o canal migre de uma direção de fratura para outra mais facilmente. Apesar da litologia homogênea, segundo Lima (1999) a condição imposta por fraturamentos poderia afetar o padrão de drenagem. Este não parece ser o caso para o rio da Várzea.

Os *knickpoints* presentes no rio da Várzea são relativamente pequenos (degraus decimétricos). A dominância dos processos de arrancamento (*plucking*) é uma característica típica nos rios sobre basaltos, devido à profusão de juntas (Lima & Flores, 2017), o que justificaria a existência de pequenos degraus em seus leitos, sem descartar a conjugação desse tipo de processo com variações na densidade do fraturamento do basalto para explicar a distribuição ampla, porém heterogênea, dos *knickpoints* ao longo do rio da Várzea. Densidades maiores de fraturas implicam em maior erodibilidade e consequente diminuição da declividade (Kirby & Whipple, 2012; Scott & Wohl, 2019). Investigações mais detalhadas e contrapostas a um mapeamento geológico de detalhe contribuiriam para uma melhor compreensão da questão.

Por outro lado, o agrupamento de pequenas rupturas de declive, formando *knickzones* como a que se expressa significativamente nos perfis longitudinais levantados e nas análises dos índices de gradiente e declive-área (Figuras 3 e 4), sugere a existência de algum controle estrutural adicional. Pelos mapeamentos existentes, a não constatação de controles significativos como falhas sugere que: ou falhas não registradas podem estar presentes, ou que forçantes tectônicas, como basculamentos,

estejam atuando na bacia. Basculamentos contrários ao fluxo do canal agem como soerguimentos, forçando a incisão dos rios. O efeito de soerguimentos associados a convexidades nos canais, ou *knickzones*, é bem documentado na literatura (p. ex. Niemann et al., 2001; Whittaker et al., 2008; Vanacker et al., 2015).

Vários aspectos analisados neste estudo apontam para a existência de interferências tectônicas na bacia e que podem afetar a morfologia do perfil longitudinal do rio da Várzea. Primeiramente, tem-se as assimetrias na rede de drenagem da alta e da baixa bacia (Figura 2A), que são fortes indicadores de basculamentos. A assimetria da alta bacia não mostra interferência senão sobre o direcionamento do canal principal. A segunda assimetria, na baixa bacia, no entanto, está localizada a jusante da grande ruptura de declive que marca os perfis longitudinais aritmético e normalizado (Figuras 3A e 3B). Além disso, os gradientes dos canais afluentes tendem a aumentar na baixa bacia, reforçando a interpretação de um basculamento de bloco para NE (Figura 4A). Não se pode descartar a possibilidade de que haja uma interação mais complexa com outra possível falha NW-SE que controla um afluente na margem direita e também interfere no curso do rio da Várzea, nas proximidades de Rodeio Bonito, onde se encontra uma sequência de cotovelos no rio da Várzea (Figura 1A).

Visto de modo mais amplo, o controle tectônico na bacia se expressa na relação declive-área (Figura 3D). O índice de concavidade (0,39) está bem próximo do limite inferior ao intervalo de variação comum (0,4 a 0,6), segundo Lague (2014). Isto significa que as declividades não diminuem significativamente para jusante, ao contrário do que seria esperado para um perfil mais côncavo. Nesse sentido, pode-se interpretar uma leve tendência de aumento da incisão para jusante, aspecto coerente com o que se observa pela distribuição dos declives superficiais médios da bacia, aumentando para jusante (Figura 2A).

A declividade dos canais junto com a das vertentes dos vales proporciona o gradiente necessário para que haja o fluxo de água e se realize o transporte de material no sistema fluvial (Strahler, 1977). Assim, é de se esperar que em correspondência com altas declividades no terreno os gradientes dos canais também sejam elevados, enquanto vertentes com baixas declividades sejam acompanhadas de cursos d'água também de baixos gradientes (Strahler, 1950). Isso, no entanto, não é o que se verifica para o rio da Várzea, caracterizando-o como um canal em desequilíbrio. Outro aspecto que aponta para a mesma direção

interpretativa é o fato de os perfis normalizados, tanto do canal principal como dos afluentes, demonstrarem predomínio de baixa concavidade, indicativos de condições de desequilíbrio fluvial. Tal característica é apontada também como condição de desajuste (Whittaker et al., 2008; Molin et al., 2012; Vanacker et al., 2015).

Todos esses indícios caracterizam uma fase morfológica e morfogenética atual em que a rede de drenagem demonstra transição e adaptação a uma nova configuração denudacional com incisão ativa e desequilíbrio fluvial, principalmente no âmbito do Planalto Dissecado do rio Uruguai, na baixa bacia do rio da Várzea. Os resultados aqui obtidos reforçam a ideia de que aos períodos Neógeno e Quaternário estão associados fatores de amplitude regional (da ordem de centenas de km²) ou mais ampla, que modificaram a rede de drenagem, reequilibrando tensões tectônicas e influenciando o seu trabalho na evolução geomorfológica regional. A rede de drenagem, aproveitando-se da relativamente alta densidade regional de fraturas, deve ter se adaptado e levado a uma fase de reativação morfogenética. Embora quiescente, a tectônica atuante é perceptível na paisagem através dos índices morfométricos aplicados ao canal fluvial do rio da Várzea e à sua bacia hidrográfica.

Conclusões

O índice de Hack (k), os perfis longitudinais do rio da Várzea e a relação declividade-extensão indicaram expressiva anomalia de gradiente no baixo curso desse canal e uma transição entre dois níveis de base diferenciados. Tal transição, expressa nos perfis como rupturas de declive, não se apresentou na forma de encachoeiramento(s) de dimensão significativa na paisagem. A avaliação do índice de Hack chama atenção para o fato de que nem sempre rupturas de declive claramente marcadas no perfil longitudinal fluvial estão associadas a cachoeiras. A distribuição dos *knickpoints* no rio da Várzea não demonstrou associação específica com nenhum dos outros parâmetros aqui avaliados, motivo pelo qual se hipotetiza que estejam relacionados simplesmente à existência de fraturas na rocha pelo que se pode perceber em campo.

A rede de drenagem, de caráter dendrítico, apresenta alto grau de assimetria no trecho do alto e baixo curso do rio da Várzea; e também em afluentes de ambas margens na transição do alto para o médio curso. No seu conjunto, tais características justificam um quadro de adaptações locais de canais que repercutem nas condições morfológicas regionais. A espacialização dos

declives de superfície e a falta de correlação entre os gradientes do canal da Várzea e os declives das vertentes do seu vale também corroboram esta interpretação, indicando uma rede de drenagem em desequilíbrio. A espacialização dos declives médios de superfície demonstra uma onda erosiva que se propaga na direção de montante do vale do rio da Várzea e de seus afluentes. Na atual fase morfogenética da bacia, essa onda se encontra na transição do baixo para o médio curso do rio da Várzea. O índice de sinuosidade do rio da Várzea demonstra um canal de morfologia meandrante encaixado em substrato rochoso, sem, no entanto, margens côncavas com processos tipicamente deposicionais e margens convexas com erosão. Isso tende a reforçar a ideia de certa antiguidade do canal que teve de adaptar seu curso à litoestrutura basáltica subjacente.

Todos esses indícios levam a caracterizar uma fase morfológica e morfogenética atual em que a rede de drenagem demonstra condições de transição e adaptação a uma nova configuração denudacional com incisão ativa e desequilíbrio fluvial, verificada principalmente no âmbito do Planalto Dissecado do rio Uruguai, na baixa bacia do rio da Várzea. Os resultados aqui obtidos reforçam a ideia de que aos períodos Neógeno e Quaternário estão associados fatores de amplitude regional (da ordem de centenas de km²) que modificaram a rede de drenagem reequilibrando tensões tectônicas prováveis, possíveis reativações de estruturas e influenciando o seu trabalho na evolução geomorfológica regional. A rede de drenagem, aproveitando-se da relativamente alta densidade regional de fraturas, deve ter se adaptado e levado a uma fase de reativação morfogenética da rede de drenagem mediante esses reflexos de uma tectônica quiescente, mas perceptível na paisagem através dos índices morfométricos aplicados ao canal fluvial do rio da Várzea e à sua bacia hidrográfica.

Referências

- Alaska Satellite Facility - ASF. 2015. Radiometrically Terrain Corrected ALOS PALSAR products. Product guide. ASF engineering. Disponível em: <https://media.asf.alaska.edu/uploads/RTC/rtc_product_guide_v1.2.pdf> Acesso em 03 jul. 2020.
- Alvarez, A. 2005. Channel planform dynamics of an alluvial tropical river. Dissertation. Texas A&M University. Office of Graduate Studies in Philosophy. 200 p., 2005.
- Bertolini, W.Z., Deodoro, S.C., & Zambot, N. 2021. Análise morfométrica do relevo da região hidrográfica da Várzea – alto rio Uruguai (RS). *Revista Geociências*. 40(1), 83-99.
- Bertolini, W.Z., Deodoro, S.C., & Zambot, N. 2023. 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*. 124. DOI <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104271>
- Biffi, V.H.R., & Paisani, J.C. 2019. Micromorfologia de colúvio-alúvios em paleovoçorocas colmatadas nas superfícies de cimeira de Pinhão/Guarapuava e Palmas/Caçador - sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. 20, 735-749.
- Brice, J.C. 1984. Planform properties of meandering streams. In: *River Meandering*. C. M. Elliot (ed). New York: American Society of Civil Engineers, 1-15.
- Brierley, G.J. 2010. Landscape memory: the imprint of the past on contemporary landscape forms and processes. *Area*. 42(1), 76-85.
- Burbank, D.W., & Anderson, R.S. 2001. *Tectonic geomorphology*. Blackwell publishing.
- Camafort, M., Pérez-Peña, J.V., Booth-Rea, G., Melki, F., Grácia, E., Azañón, J.M., Galve, J.P., Marzougui, W., Gaidi, S., & Ranero, C. (2020). Active tectonics and drainage evolution in the Tunisian Atlas driven by interaction between crustal shortening and mantle dynamics. *Geomorphology*. 351. DOI: 10.1016/j.geomorph.2019.106954
- Christofolletti, A. 1978. Morfologia de bacias de drenagem. *Notícia Geomorfológica*. 18(36), 130-132.
- Christofolletti, A. 1981. *Geomorfologia fluvial*. São Paulo: Edgar Blucher.
- Ciccacci, S. (2015). *Le forme di rilievo. Atlante illustrato di Geomorfologia*. Mondadori Università. 2 ed, 575p.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2002. Mapa geomológico do estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:1.000.000. Projeto Pedras Preciosas RS/SC. GERIDE – Superintendência Regional de Porto Alegre.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2004a. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha SG.22 Curitiba. Escala 1:1.000.000. Ministério de Minas e Energia. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Geologia-Basica/Conta-Geologica-do-Brasil-ao-Milionesimo-298.html>. Acesso em 03/12/2019.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2004b. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo.

- Folha SH.22 Porto Alegre. Escala 1:1.000.000. Ministério de Minas e Energia. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Geologia-Basica/Carta-Geologica-do-Brasil-ao-Milionesimo-298.html>. Acesso em 03/12/2019.
- Demoulin, A. 1998. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). *Geomorphology* 24 (2-3), p.189-208. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00016-6](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00016-6).
- Duvall, A., Kirby, E., & Burbank, D. 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *Journal of Geophysical Research*, v. 109, n. F3, 1-18.
- Fergusson, R. 2004. Sinuosity. In: *Encyclopedia of Geomorphology*. Goudie, A.S (eds). v. 1. Routledge. London. 961 p.
- Font, M., Amorese, D., & Lagarde, J.L. 2010. DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: the Normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology*, 119(3-4), 172-180.
- Grohmann, C.H., Riccomini, C., & Chamani, M.A.C. 2011. Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) maps. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(5), 1493-1504.
- Hack, J.T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal Research U.S. Geol. Survey*, 1(4), 421-429.
- Henriques, R.J., & Valadão, R.C. 2018. Google Earth Pro, Panoramio e Youtube como auxílio ao reconhecimento de knickpoints em afluentes dos rios das Velhas e Paraopeba, em Minas Gerais. *Caderno de Geografia, PUC-MG*. 28(52), 226-243.
- Henshaw, A.J., Sekarsari, P.W., Zolezzi, G., & Gurnell, A.M. 2020. Google Earth as a data source for investigating river forms and processes: discriminating river types using form-based process indicators. *Earth Surface Processes and Landforms*, 45, 331-344. <https://doi.org/10.1002/esp.4732>
- Huddart, D., & Stott, T. 2010. Fluvial processes and landform – sediment assemblages. In: *Earth Environments: past, present and future*. Wiley-Blackwell. West Sussex, UK. 896p.
- IBGE. 2006. Mapa de unidades de relevo do Brasil. 2ª ed. Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão. Escala 1:5.000.000. Rio de Janeiro.
- IBGE. 2021. Base Cartográfica Vetorial Contínua do Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:100.000. Projeto BC100. https://www.ibge.gov.br/geociencias/downloads/geociencias.html?caminho=cartas_e_mapas/bases_cartograficas_continuas/bc100/rio_grande_do_sul/ Acesso em 15/07/2022.
- Jerram, D.A., & Widdowson, M. 2005. The anatomy of Continental Flood Basalt Provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism. *Lithos*, 79, 385-405 DOI: <http://doi:10.1016/j.lithos.2004.09.009>
- Kirby, E. & Whipple, K.X. 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44 (54-75). DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009>
- Lague, D. 2014. The stream power river incision model: evidence, theory and beyond. *Earth Surface Processes. Landforms*, 39, 38-61. DOI: <https://doi.org/10.1002/esp.3462>
- Leinz, V. 1949. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do Sul do Brasil. *Boletim CIII. FAFILCH – USP. Departamento de Geologia e Paleontologia*. São Paulo.
- Leopold, L.B., & Wolman, M.G. 1957. River patterns, braided, meandering and straight. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 282-B:1-85.
- Lima, A.G. 1999 Orientações de canais na bacia do Rio das Pedras (Guarapuava - PR). *Geociências*, 18(2), 245-260.
- Lima, A.G. 2013. Índice de gradiente de canal: significados e diretrizes para aplicação. *Brazilian Geographical Journal: geosciences and humanities research medium*. n.2, 680-692.
- Lima, A.G., & Binda, A.L. 2015. Differential control in the formation of river potholes on basalts of the Paraná Volcanic Province. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 59, 86-94. DOI:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.02.004>
- Lima, A.G., & Flores, D.M. 2017. River slopes on basalts: slope-area trends and lithologic control. *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 375-388. DOI <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.03.014>
- Mackin, H. 1948. Concept of graded river. *Bulletin of the Geological Society of America*. 59, 463-612.
- Magalhães JR, A.P.; & Barros, L.F.P. 2020. Hidrogeomorfologia: formas, processos e

- registros sedimentares fluviais. 1ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.
- Molin, P., Fubelli, G., Nocentini, M., Sperini, S., Ignat, P., Grecu, F., & Dramis, F. (2012). Interaction of mantle dynamics, crustal tectonics, and surface processes in the topography of the Romanian Carpathians: a geomorphological approach. *Global and Planetary Change*, v. 90-91, 58-72. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2011.05.005
- Mudd, S., Clubb, F. J., Gailleton, B., & Hurst, M.D. 2018. How concave are river channels? *Earth surface dynamics*. 6, 505-523.
- Niemann, J.D., Gasparini, N.M., Tucker, G.E., & Bras, R.L. (2001). A quantitative evaluation of Playfair's Law and its use in testing long-term stream erosion models. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1317-1332. DOI: 10.1002/esp.272
- Parker, G. 1976. On the cause and characteristic scales of meandering and braiding in rivers. *Journal of Fluid Mechanics*, 76, 457-480.
- Peyerl, W.R.L., Salamuni, E., Sanches, E., Nascimento, E.R., Santos, J.M., Gimenez, V.B., Silva, C.L., & Farias, T.F.S. 2018. Reactivation of Taxaquara Fault and its morphotectonic influence on evolution of Jordão River catchment, Paraná, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 48(3), 553-573.
- Peyerl, W.R.L., Salamuni, E., Queiroz, G.L, Silva, C., Garcia, V.H. 2023. Identification of morphostructures by utilizing Knickpoint Ranks, a method to avoid the camouflage affect in knickpoint analysis. *Geomorphology*, 442, 1-24. DOI <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2023.108919>
- Phillips, J., & Lutz, J.D. 2008. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. *Geomorphology*. 102, 554-566.
- Quigley, M., Sandiford, M., Fifield, L.K., & Aalimanovic, A. 2007. Landscape responses to intraplate tectonism: Quantitative constraints from ¹⁰Be nuclide abundances. *Earth and Planetary Science Letters*, 261, n.1-2, 120-133.
- Rabii, F., Achour, H., Rebai, N., & Jallouli, C. 2016. Hypsometric integral for the identification of neotectonic and lithology differences in low tectonically active area (Utica-Mateur region, northeastern Tunisia). *Geocarto International*, 32(11).
- Scott, D. N., & Wohl, E. E. 2019. Bedrock fracture influences on geomorphic process and form across process domains and scales. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(1), 27-45. DOI: <https://doi.org/10.1002/esp.4473>
- IBGE. 2018. Projeto RADAM. Folha SG22 Curitiba, parte da Folha SG21 Assunção e Folha SG23 Iguape. Levantamento de recursos naturais (relatório). v.35. Rio de Janeiro.
- IBGE. (1986). Projeto RADAM. Folha SH22 Porto Alegre, Uruguaiana, Lagoa Mirim. Levantamento de recursos naturais (relatório). v.33. Rio de Janeiro.
- Santos, J.M.dos., Salamuni, E., Morales, N., Castro, L.G.de., Silva, C.L.da., Souza, I.A.de., Gimenez, V.B., & Oliveira, S.P. Aeromagnetic and structural characterization of dyke swarms in southeast Brazil: Evidence for Cenozoic reactivation of Guapiara lineament, Ponta Grossa Arch. (2023). *Journal of South America Earth Sciences*, 129. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104523>
- Seeber, L., Gornitz, V. 1983. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, 92.
- Sordi, M.V., Paisani, J.C., & Pereira, J.S. 2021. Condicionamento litoestrutural e diferenciação preliminar dos vales do planalto vulcânico sul-rio-grandense a partir de parâmetros morfométricos da drenagem. *Pesquisas em Geociências*, 48(4).
- Stevaux, J.C., Latrubesse, E. M. 2017. *Geomorfologia fluvial*. São Paulo: Oficina de textos.
- Strahler, A.N. 1950. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. *American Journal of Science*, v.248, 673-696 (Parte I) e 800-814 (Parte II).
- Strahler, A.N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of Geological Society of America*, 63.
- Twidale, C.R. 2004. River patterns and their meaning. *Earth Science Reviews*. p.159-218.
- Vanacker, V., von Blanckenburg, F., Govers, G., Molina, A., Campforts, B., & Kubik, P. W. 2015. Transient river response, captured by channel steepness and its concavity. *Geomorphology*, 228, 234-243. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.013>
- Whipple, K.X., Wobus, C., Kirby, E., Crosby B., Sheehan, D. 2007. New tools for quantitative geomorphology: extraction and interpretation of stream profiles from digital topographic data. Short Course presented at the Geological Society of America Annual Meeting, Denver, CO.

- Whipple, K.X., & Tucker, G.E. 2002. Implications of sediment-flux dependent river incision models for landscape evolution, *Journal of Geophysical Research*, 107(B2), 2039. DOI: <https://doi.org/10.1029/2000JB000044>
- Whittaker, A. C., Attal, M., Cowie, P. A., Tucker, G. E., & Roberts, G. 2008. Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles. *Geomorphology*, 100(3-4), 506-526. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.01.018>
- Willett, S., McCoy, S.W., Perron, J.T., Goren, L., & Chen, C.Y. 2014. Dynamic reorganization of river basins. *Science*, 343, 6175. DOI: 10.1126/science.1248765
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Synder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B.T., & Sheehan, D. 2006. Tectonics from topography: procedures, promise and pitfalls In: Willett, S.D.; Hovius, N., Brandon, M.T., Fisher, D.M. (eds.). *Tectonics, Climate and Landscape Evolution*. *Geology Society of America Special Papers*, 55–74. DOI: [http://dx.doi.org/10.1130/2006.2398\(04\)](http://dx.doi.org/10.1130/2006.2398(04)).
- Zambot, N. 2019. Identificação de superfícies geomorfológicas através do método de isobase no Planalto basáltico da média-baixa bacia do rio da Várzea-RS. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geografia - Licenciatura). Universidade Federal da Fronteira Sul, Chapecó.
- Zaiontz, C. 2020. Real Statistics Using Excel. [Recurso eletrônico] www.real-statistics.com