



CURSO DE GEOGRAFIA

**ANÁLISE DO PERFIL LONGITUDINAL E DA SINUOSIDADE DO RIO DA
VÁRZEA (RS) NA RELAÇÃO COM O CONTROLE ESTRUTURAL**

NEIMAR BOETTCHER

**CHAPECÓ
2020**

Neimar Boettcher

**ANÁLISE DO PERFIL LONGITUDINAL E DA SINUOSIDADE DO RIO DA
VÁRZEA (RS) NA RELAÇÃO COM O CONTROLE ESTRUTURAL**

Trabalho de conclusão de curso apresentado ao curso de Geografia da Universidade Federal da Fronteira Sul como requisito para aprovação no componente curricular Trabalho de Conclusão de Curso II.

Orientador: Prof. Dr. William Zanete Bertolini

**CHAPECÓ
2020**

**Bibliotecas da Universidade Federal da Fronteira Sul -
UFFS**

Boettcher, Neimar

ANÁLISE DO PERFIL LONGITUDINAL E DA SINUOSIDADE DO
RIO DA VÁRZEA (RS) NA RELAÇÃO COM O CONTROLE ESTRUTURAL
/ Neimar Boettcher. -- 2020.

33 f.

Orientador: Doutor William Zanete Bertolini

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) -
Universidade Federal da Fronteira Sul, Curso de
Licenciatura em Geografia, Chapecó, SC, 2020.

1. Perfil Longitudinal. 2. Rio da Várzea (RS). 3.
Geomorfologia. I. Bertolini, William Zanete, orient. II.
Universidade Federal da Fronteira Sul. III. Título.

**ANÁLISE DO PERFIL LONGITUDINAL E DA SINUOSIDADE DO RIO DA
VÁRZEA (RS) NA RELAÇÃO COM O CONTROLE ESTRUTURAL**

Trabalho de conclusão do curso de graduação apresentado como requisito para obtenção do grau de licenciado em Geografia da Universidade Federal da Fronteira Sul.

Este trabalho de conclusão de curso foi defendido e aprovado pela banca em:

27/11/2020

Prof. Dr. William Zanete Bertolini - UFFS

Campus Chapecó - SC
Orientador

Prof. Dr. Andrey Luiz Binda

Campus Chapecó - SC
Membro avaliador

Prof. Dr. Adalto Gonçalves de Lima

Universidade Estadual do Centro Oeste – PR
Membro avaliador

RESUMO

O presente trabalho teve por objetivo investigar as características do perfil longitudinal do Rio da Várzea na relação com a morfodinâmica da sua bacia e como indicador ou não de influências estruturais na morfogênese do relevo. O perfil longitudinal é um meio de indicar possíveis anomalias que estejam relacionadas à transformação do relevo. Para alcançar os resultados, foram processadas informações de distância de cotas altimétricas extraídas pela leitura das cartas topográficas na escala de 1:100.000 que recobrem a área da bacia; avaliadas imagens de satélite para identificação e análise de *knickpoints*; e foram realizados cálculos para obtenção do índice SL, declividade, gradiente de canal e sinuosidade. Os resultados indicam uma rede de drenagem bem desenvolvida em algumas partes da bacia enquanto outras são assimétricas. O perfil normalizado e o perfil aritmético apresentam diferenças entre si em termos de rupturas de declive. Não existe diferença significativa entre o índice k e o índice SL. Além disso, foi possível classificar o rio da Várzea como sendo um canal meandrante, e associar a presença de *knickpoints* a trechos do canal com maior sinuosidade.

Palavras chave: perfil longitudinal, rio da Várzea, Geomorfologia.

ABSTRACT

This study aimed to investigate the characteristics of Várzea River longitudinal profile in relation to its basin morphodynamics and as an indicator or not of structural influences in relief morphogenesis. Longitudinal profile is a method to indicate possible anomalies that might be related to relief transformation. In order to achieve the results, information on the distance from altimetric levels extracted by reading the topographic maps on a scale of 1:100,000 covering Várzea River basin areas was processed; satellite images for identification and analysis of knickpoints were appraised; moreover calculations were performed to obtain the SL index, slope, channel gradient and sinuosity. Results indicate a well-developed drainage network in some parts of the basin while others are asymmetrical. The normalized profile and the arithmetic profile differ in terms of slope breaks, but there is not much difference between the k index and the SL index. In addition, it was possible to classify Várzea river as a meandering channel, and to associate the presence of knickpoints with stretches of the channel with greater sinuosity.

Keywords: longitudinal profile, Várzea river, Geomorphology.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	5
2 OBJETIVOS	
2.1 Objetivos Gerais.....	7
2.2 Objetivos Específicos.....	7
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	8
4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	13
5 METODOLOGIA.....	17
6 RESULTADOS.....	20
6.1 Análise da rede de drenagem.....	20
6.2 Perfil longitudinal de canal.....	22
6.3 Distribuição de rupturas de declive.....	24
6.4 Índice de sinuosidade (Is) e índice de gradiente.....	27
7 CONCLUSÃO.....	30
8 REFERÊNCIAS.....	31

1. INTRODUÇÃO

A dinâmica e as formas topográficas resultantes da ação fluvial sempre chamaram a atenção dos geomorfólogos. Desde os primórdios da história das geociências são comuns menções sobre o trabalho dos rios na paisagem e sobre como esse trabalho se deu ao longo do tempo e do espaço. À medida que se desenvolvia a ciência geomorfológica, contribuições surgiam sobre os cursos d'água e o espaço de drenagem ocupado por eles (CHRISTOFOLETTI, 1978) como forma de compreender melhor a influência desses elementos naturais no espaço tanto do ponto de vista natural quanto na relação com a sociedade.

O controle estrutural é apontado no relatório do Projeto Radam Brasil (IBGE, 2018) como característica comum à região do alto rio Uruguai. As fraturas e falhas de natureza indeterminada aparecem comumente em toda a alta bacia do rio Uruguai (CPRM, 2004). Acrescente-se a isso o fato de se tratar de uma área litologicamente homogênea representada pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral do Juro-Cretáceo. A homogeneidade litológica tende a isentar a compreensão dos aspectos estruturais na morfogênese da variação da litologia e suas diferentes resistências frente aos agentes esculturais do relevo. Além disso, a escolha do recorte de bacia hidrográfica acontece em função de ser esta um sistema reconhecidamente representativo e melhor controlado dos processos de esculturação superficial da paisagem (CHRISTOFOLETTI, 1978). Os rios são importantes agentes da erosão e a morfometria é de grande interesse científico quando a forma se acha relacionada com os processos hidrológicos (STRAHLER, 1974).

Do ponto de vista ambiental, a compreensão das formas e processos modeladores do relevo diz respeito não somente ao entendimento do comportamento da dinâmica atual das formas e dos processos que as modelam, mas também possibilita a previsibilidade de mudanças na paisagem frente aos agentes morfogenéticos atuantes e da magnitude de impactos antrópicos que venham a ocorrer sobre o meio. Na medida em que a morfodinâmica possa ser entendida como um balanço entre as forças de degradação do relevo e as resistências frente a isso pode ser também complementar aos estudos de fragilidade do meio. Estudar esta condição do relevo significa contribuir para a definição de variáveis que possibilitem a sua verificação e o seu significado do ponto de vista dos processos e formas na perspectiva espacial e temporal.

A escolha do contexto geomorfológico da bacia do rio da Várzea deu-se, sobretudo, em função dos resultados obtidos por Zambot (2019), em seu trabalho de conclusão de curso. A autora empregou o método de isobase (GROHMAN, 2011) para análise de caráter morfoestrutural da média/baixa região hidrográfica da Várzea. Os resultados do trabalho apontaram a existência de anomalias indicadas em 5 áreas onde as isolinhas de base se comprimem, tendendo a indicar alguma anomalia, supostamente, de caráter estrutural. Dito isso, este trabalho amplia as investigações para toda a bacia hidrográfica do rio da Várzea com o intuito de investigar marcas que possam estar atreladas à influência estrutural ao longo do canal do rio da Várzea no âmbito de toda a sua bacia de drenagem. Nesse sentido, os objetivos aqui expostos pretendem colaborar para compreender melhor a influência dos aspectos litoestruturais da Formação Serra Geral sobre o modelado e a transformação da paisagem.

Tendo em vista as questões acima citadas chega-se a seguinte problemática: quais os condicionantes dos agentes modeladores da paisagem da bacia do rio da Várzea? Este trabalho pretende ampliar a compreensão da influência de aspectos estruturais na modelagem do relevo no domínio do Planalto Basáltico no noroeste do Rio Grande do Sul, no âmbito da alta bacia do rio Uruguai.

2. OBJETIVOS

2.1. Geral

Investigar as características do perfil longitudinal do rio da Várzea na relação com a morfodinâmica da bacia.

2.2. Específicos

(i) Elaborar e analisar diferentes formas de expressar o perfil longitudinal do rio da Várzea.

(ii) Realizar o levantamento e contrapor a localização dos *knickpoints* do canal principal com as concavidades ou convexidades do perfil longitudinal.

(iii) Analisar a forma da bacia e da sua rede de drenagem e mensurar os índices k e SL para o canal principal e seus segmentos.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Bacias hidrográficas ou bacias de drenagem de um rio correspondem a toda a área de captação das águas pluviais, que podem escoar sobre um fluxo acanalado, fluxo não acanalado e subterrâneo. Nos mapas seus limites são marcados por linhas que separam uma bacia de outra, essa linha é chamada de divisor de águas (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017).

O quadro morfodinâmico de um dado relevo, considerado dentro dos limites de uma dada bacia de drenagem, baseia-se na caracterização e avaliação das suas formas, propriedades e de seus materiais constituintes. Esses elementos de análise constituem características importantes para se avaliar o trabalho exercido pelos agentes morfogenéticos ao longo do tempo geológico na paisagem (BLOOM, 2004; RABII *et al.*, 2016). Essas propriedades e materiais constituem marcas que demonstram a atuação de processos e condicionantes ativos e passivos na configuração geomorfológica da área.

Segundo Stevaux e Latrubesse (2017, p. 77):

“Os processos de instalação da rede de drenagem atuam ao longo do tempo geológico e acompanham as mudanças climáticas e tectônicas que afetam a região. Assim é preciso imaginar a formação da rede de drenagem como um processo complexo, contínuo, em que a rede de drenagem transforma-se e modifica-se ao longo do tempo.”

Os rios e seus perfis longitudinais são elementos frequentemente utilizados na análise morfodinâmica da paisagem e na compreensão de influências tectônicas e estruturais (SEEBER e GORNITZ, 1982; DUVALL, KIRBY e BURBANK, 2004; PHILLIPS e LUTZ, 2008; MOLIN *et al.*, 2012; LIMA, 2013; BERTOLINI, 2015; MUDD *et al.*, 2018).

A investigação das marcas na paisagem que demonstram a ação atual e pretérita de processos e agentes morfogenéticos baseia-se nas características de seus materiais constituintes (solos, sedimentos e rochas) e também na mensuração de índices ou variáveis morfométricas, vinculadas às características e propriedades das formas topográficas da paisagem, sobretudo as relacionadas à rede de drenagem. Essas variáveis morfométricas obedecem a ordens areais e lineares no que se refere a bacias e sub-bacias de drenagem. No âmbito das bacias de drenagem, os cursos d'água são elementos lineares fundamentais da erosão e dissecação do relevo.

Um dos principais parâmetros para se analisar a morfodinâmica de um rio, e que será usado nesse trabalho, é o perfil longitudinal. Através dele pode-se refletir acerca do estado de equilíbrio ou desequilíbrio do canal e das variáveis influenciadoras dessa condição. O perfil longitudinal é definido por um gráfico construído a partir da altitude H (eixo y) e da distância L (eixo x) medidas da nascente para a foz (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017). O perfil expressa, em função dessa relação entre altimetria e distância, o resultado de variados processos intrínsecos e extrínsecos ao canal que se inter-relacionam na sua composição e de seu trabalho. Por exemplo: a carga de sedimentos, a vazão, movimentos de ascendência e subsidência da superfície. A apresentação gráfica do perfil longitudinal de um rio pode se dar com os dois eixos em escala aritmética ou com o eixo das abcissas em escala logarítmica, sendo nesta última apresentação denominado de perfil semilogarítmico. Pode se dar ainda de modo que ambos eixos estejam normalizados (DEMOULIN, 1998; PÉREZ-PEÑA, 2017), o que permite uma melhor comparação entre canais de diferentes comprimentos e realça as variações de gradiente do canal. Nessa apresentação do perfil as elevações do canal (eixo y) são normalizadas em função da amplitude altimétrica da área de drenagem enquanto as distâncias (eixo x) são normalizadas em referência ao comprimento total do canal.

O perfil longitudinal de um canal que se apresenta supostamente em equilíbrio, isto é, que possui a maior eficiência possível no transporte fluvial com a carga que lhe é fornecida (MACKIN, 1948), será representado por uma forma côncava em que o gradiente diminui progressivamente conforme se aproxima de jusante. Por sua vez, um canal em desequilíbrio irá apresentar uma forma convexa ou pelo menos com presença de convexidades, indicando presença de rupturas abruptas no canal, também chamadas de *knickpoints* (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017). Essa geometria perfeitamente côncava do perfil seria uma forma ideal e na realidade nem sempre ocorre, pois fatores como produção de sedimento, intemperismo, elevação do nível de base, atividade neotectônica e outros fatores podem alterar essas formas.

Segundo Guerra e Guerra (2008), *knickpoints* são quedas d'água de um rio ou uma mudança acentuada na inclinação do canal (representados por um degrau no perfil longitudinal do mesmo). Exercendo forte influência nos processos de erosão e sedimentação nas bacias fluviais, suas causas estão principalmente relacionadas à litologia, tectonismo e erosão. Segundo Christofolletti (1981), os *knickpoints* estão

relacionados com a oscilação no nível de base, litologia e tectônica. Porém quando fatores litológicos ou tectônicos não explicam as rupturas, a causa possivelmente é o rejuvenescimento causado pela alteração do nível de base. Vale ressaltar que os *knickpoints* também podem se desenvolver em ausência de tectonismo, simplesmente devido a diferenças na erodibilidade da rocha do leito do canal (BURBANK e ANDERSON, 2001) e podem se concentrar sucessivamente em trechos relativamente curtos de canal constituindo o que se pode denominar de *knickzones*. Piacentini *et al.* (2020) afirmam que as concentrações de *knickpoints* em trechos do canal (*knickzones*) podem ser geradas por variações locais ou regionais de nível de base de erosão. As regionais podem ser devidas a uma variedade de fatores e processos: (i) estruturas geológicas (ex: falhas ativas ou não); (ii) erosão diferencial devido a variações litoestruturais; (iii) movimentos de massa que interferem no leito; (iv) captura fluvial e (v) fatores antrópicos. Nesse sentido afirmam que uma interpretação geológica e geomorfológica das variações e anomalias do índice SL é fundamental. 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, afirma:

A gênese de ressaltos e quedas d'águas nas áreas cobertas pelas efusivas é, em boa parte também, referível à variação em textura e diaclasamento dos derrames. A erosão fluvial trabalhando a zona de diaclases horizontais escava leitos de rios rasos, com pequenos 'saltos' escalonados de decímetros de altura, até atingir a faixa das diaclases verticais predominantes. Aqui a erosão penetra rapidamente em profundidade, dados o desmoronamento dos 'prismas' verticais da efusiva, formando um canalão cuja base é geralmente a zona das diaclases horizontais subjacentes (LEINZ, 1949, p.14).

Outra característica importante dos rios diz respeito a seu padrão ou tipo de canal. Os principais padrões são os canais retilíneos, entrelaçados e meandantes (LEOPOLD e WOLMAN, 1977).

Um canal meandrante está principalmente ligado à declividade e à deposição de material, onde o canal dissipa a energia, depositando material e criando meandros. Para Stevaux e Latrubesse (2017, p.169):

Talvez um canal com excesso de energia tende a dissipá-la construindo meandros, até um limite no qual a pendente se reduza de tal forma que não produza energia suficiente para a continuidade do processo. O limite mais aceito para diferenciar um canal meandrante dos demais é sua sinuosidade superior a 1,5. Porém canais meandantes naturais não são necessariamente regulares (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017, p.169).

Muitas vezes canais com curvas acentuadas e variadas não são considerados meândricos, pois o controle do padrão não se deu pela inter-relação fluxo-composição do canal, mas por estruturas geológicas com falhas ou fraturas onde o canal do rio acaba se encaixando de forma sinuosa, mas sem relação com deposição de materiais ao longo dos trechos côncavos e convexos de suas curvas (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017). Nesse sentido, seria um canal sinuoso sem necessariamente ser meandrante, cujas ondulações do canal seriam condicionadas principalmente pela estrutura geológica. Cursos d'água confinados e, as vezes, em vales profundos podem cortar rochas resistentes e apresentar formas semelhantes às de rios meandantes em planícies fluviais. Esse padrão “meandrante encaixado” (ou de vale meândrico) deriva, geralmente, de rios com meandros livres em antigas planícies que foram afetadas por soerguimento tectônico, levando a processos de incisão em meandros, mas com a preservação das formas (PARKER, 1976; TWIDALE, 2004; SCHEFFERS *et al.*, 2015 *apud* MAGALHÃES Jr e BARROS, 2020). A principal característica do padrão meandrante não é o elevado índice de sinuosidade do canal e, sim, a sua dinâmica deposicional marcada pelo predomínio de processos erosivos e sedimentares em margens distintas (MAGALHÃES JR e BARROS, 2020, p. 223).

A sinuosidade é um fenômeno natural atinente a fluxos hídricos e acanalados, cuja explicação genética é cercada de indefinições. Lazarus e Constantine (2013), por meio de modelos matemáticos de fluxos hidrodinâmicos, afirmam que:

“A resistência ao fluxo (representada pela rugosidade da superfície ou densidade da vegetação) relacionada ao declive da superfície exerce um controle fundamental na sinuosidade do canal que é efetivamente independente da dinâmica interna do fluxo.”

Esses mesmos autores acrescentam ainda que a correlação positiva entre erodibilidade e sinuosidade do canal sugere que a friabilidade da rocha é um controle primário na sinuosidade de canais em leito rochoso (LAZARUS e CONSTANTINE, 2013).

De todo modo, a sinuosidade do canal é utilizada como parâmetro importante para sua caracterização e a distinção entre um canal sinuoso e um meandrante. O índice de sinuosidade determina a relação entre o comprimento real do canal com a distância em linha reta (distância vetorial) ao longo desse mesmo espaço que pode ser para o canal inteiro ou um ou mais trechos. Schumm (1963) classificou a morfologia de canal com base no índice de sinuosidade em: retilíneo (1,1), transicional (1,3), regular (1,7),

irregular (1,8) e tortuoso (2,3). Brice (1984) por sua vez afirma que se a sinuosidade é menor que 1,05 o canal é retilíneo, se encontra-se entre 1,05 e 1,5 o canal é sinuoso e se for maior que 1,5 o canal é meandrante (ALVAREZ, 2005, p.11). A sinuosidade dos rios aumenta ou diminui como forma de se ajustar ao gradiente do canal que, por sua vez, tende a aumentar ou diminuir a velocidade do fluxo. Este é um mecanismo de dissipação de energia do canal. O aumento da sinuosidade implica também aumento da resistência do fluxo em função das características da carga sedimentar (ALVAREZ, 2005).

Em relação à sinuosidade de canal, Fergusson (2004) diz que:

A definição de sinuosidade se dá com a distância ao longo de um rio entre dois pontos A e B, divididos pela distância em linha reta entre A e B. É, portanto, uma dimensão com um valor mínimo de 1,0 e um valor realista máximo de 3 a 4. A sinuosidade de um canal é facilmente determinada de um mapa ou fotografia aérea e varia espacialmente de acordo com o padrão retilíneo, meandrante ou outros tipos de canais (FERGUSSON, 2004, p. 961).

Segundo o mesmo autor acima, a sinuosidade de um canal pode variar ao longo dos anos devido a mudanças climáticas, alteração, regulação do fluxo ou outra perturbação do sistema, e, portanto, a sinuosidade é considerada por muitos geomorfólogos e outros cientistas fluviais como uma das várias propriedades do canal que pode se ajustar se o leito fornecer ou não a mesma capacidade de transporte de carga. A sinuosidade por ser reflexo também da adaptação do curso d'água à litoestrutura, pode se relacionar a movimentações da superfície. Zámolyi *et al.*, (2010) concluem que, em função da ausência de tributários, a variação da sinuosidade ao longo de canais da porção WNW da Bacia Panônica não é relacionada à mudanças de vazão ou carga sedimentar. Assim sendo, apontam como interpretação plausível da variação da sinuosidade, especialmente se aparece confinada a certos trechos, a influência de soerguimentos ou subsidências do terreno. Acrescentam ainda que falhas influenciam a declividade do vale o que por sua vez afeta a sinuosidade dos canais, tendo em vista que estes procuram manter um gradiente constante em seus sistemas. Em se tratando de fraturas ou juntas, Arcanjo (2011) afirma que a existência de rios alinhados ou trechos fluviais com traçados retos são critérios de reconhecimento dessas feições estruturais.

4. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica 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 gaúcha de Iraí. Está inserida nas unidades geomorfológicas do Planalto Dissecado Rio Uruguai, Planalto das Missões e Planalto dos Campos Gerais, que apresentam modelados resultantes dos processos de dissecação que atuaram na área, associados a fatores estruturais (RADAM, 2018).

Do ponto de vista estrutural, encontra-se dentro da Província Estrutural do Paraná e sobre a bacia sedimentar homônima. A Bacia Sedimentar do Paraná abrange, principalmente, o centro-sul do Brasil, desde o Estado do Mato Grosso até o Estado do Rio Grande do Sul. Geologicamente, as litologias mapeadas dentro dos limites da bacia são os basaltos da Formação Serra Geral e a Formação Tupanciretã do Paleógeno (66 a 23 Ma) que encontra-se presente apenas na alta bacia, a oeste da cidade de Passo Fundo (Figura 1). A Formação Serra Geral é composta predominantemente por basaltos e, secundariamente, conforme os níveis altimétricos, por rochas ácidas (riolitos/riodacitos) e níveis areníticos (denominados arenitos *intertrapp*). A Formação Tupanciretã é composta por arenitos finos quartzosos, arenitos conglomeráticos e paraconglomerados de ambiente continental fluvial (CPRM, 2004).

O alto curso da Várzea encontra-se no entrecruzamento das zonas tectônicas Torres – Posadas e São Gabriel – Santa Maria (LEINZ, 1949). A faixa ou zona Torres – Posadas é marcada por falhamentos no embasamento anteriores aos derrames. Durante e depois do vulcanismo essa zona servia de “dobradiça” dos movimentos tectônicos (talvez isostáticos) que inclinaram o embasamento sedimentar no sentido convergente dessa faixa tectônica (LEINZ, 1949, p.43). De acordo ainda com Leinz (1949), o rio da Várzea segue no sentido do mergulho das rochas efusivas até desembocar no rio Uruguai.

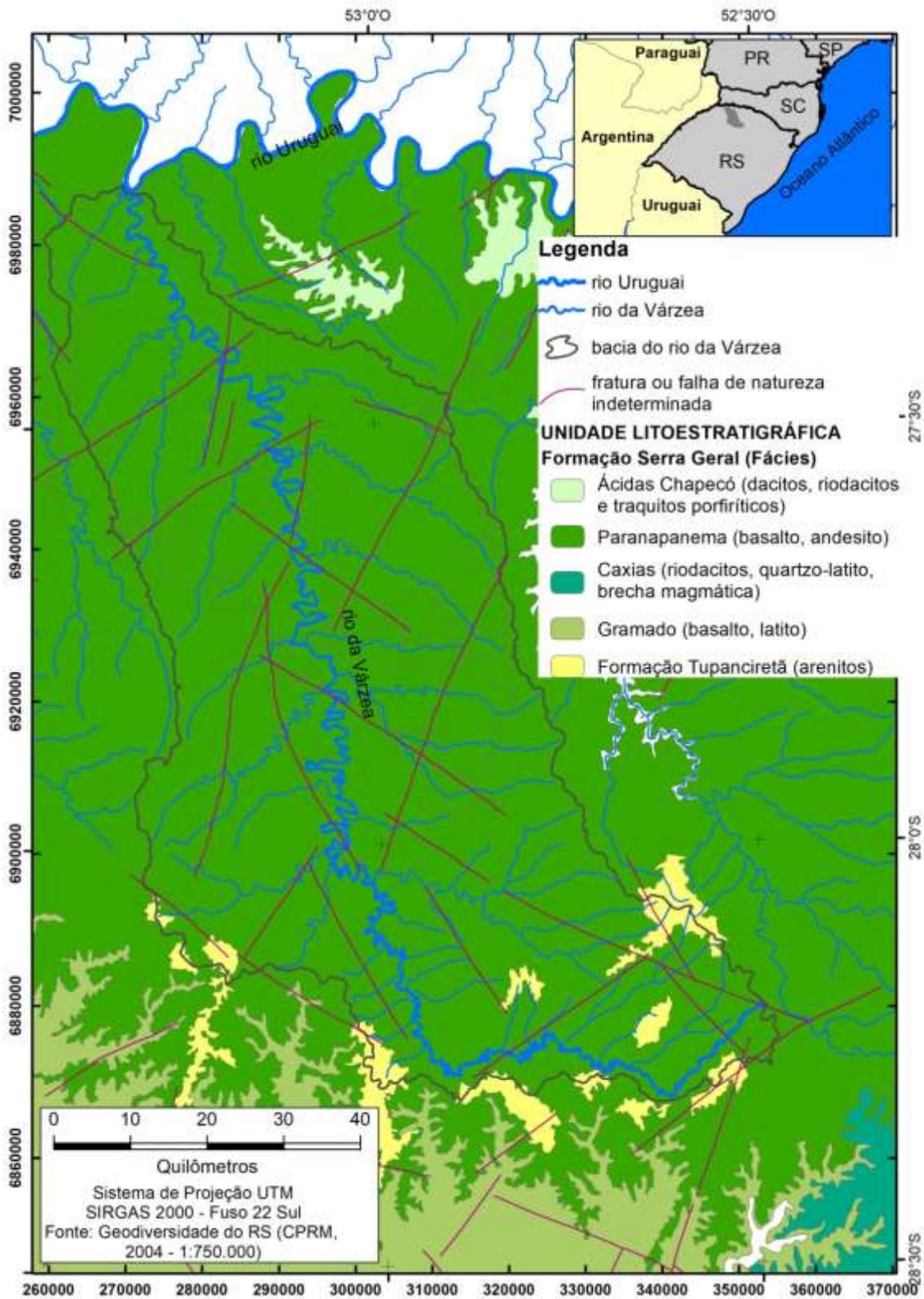


Figura 1. Mapa geológico da bacia do rio da Várzea.

Do ponto de vista macrogeomorfológico, todo o relevo da bacia está inserido no macrocompartimento denominado Planalto das Araucárias (IBGE, 2006) ou Planalto

Meridional (DENIS, 1927; MONTEIRO, 1967). Segundo o mapeamento do RADAM (Folhas SG.22 e SH.22) a baixa bacia desde sua foz até próximo da cidade de Três Palmeiras (RS) no lado leste da bacia possui uma dissecação muito forte caracterizada por topos planos, convexos, estreitos e aguçados com vales encaixados e vertentes em patamares, com erosão acelerada e exposição de blocos em alguns lugares, possui também escarpas, cristas, barras, linhas de cumeada e cornijas. Marcas de movimento de massa e aprofundamento da drenagem entre 171 e 250 metros e grau de declividade entre 30° e 45.° A partir da cidade de Rodeio Bonito(RS) indo em direção a média bacia a dissecação é medianamente forte, caracterizada por modelado de topos convexos e vertentes irregulares em patamares. Vales encaixados com incisões entre 81 e 170 metros com densidade de drenagem média e grau de declividade entre 18° e 30°. Formas localizadas de erosão acelerada, exposição de blocos e afloramentos rochosos. 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. Localmente cicatrizes de movimentos de massa, sulcos, ravinas, voçorocas, solos decapitados e leques colúvio-aluviais (erosão acelerada), mantos e vestígios de areia. Espessos alteritos e colúvios de cores variadas, arenosos a argilosos, pedogenizados, recobrimdo linhas de pedras descontínuas e por vezes paleocanais, com sedimentos colúvios-aluvionares nos vales.

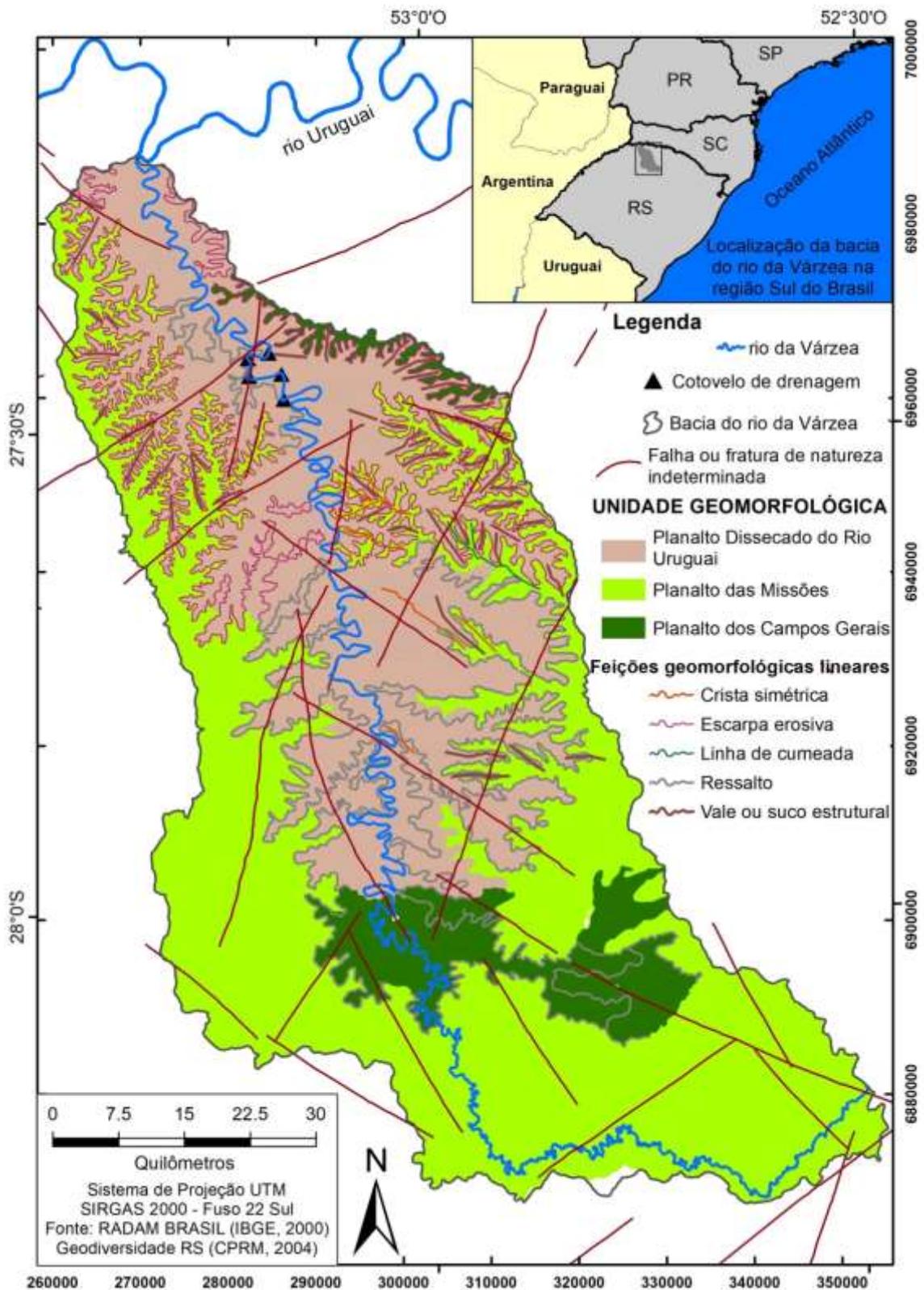


Figura 2. Mapa geomorfológico da bacia do rio da Várzea.

Todos os compartimentos planálticos da bacia do rio da Várzea (Figura 2) enquadram-se na tipologia de um modelado de dissecção. O relevo do Planalto das Missões

apresenta altitude média inferior a do Planalto das Araucárias, com formas homogêneas, do tipo coxilhas (RADAM/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 em coxilhas. O Planalto Dissecado Rio Iguazu/Rio Uruguai é marcado por vales profundos e encostas em patamares (RADAM/IBGE, 2018).

5. METODOLOGIA

A análise morfométrica é a análise quantitativa da configuração dos elementos do modelado superficial. Relaciona-se principalmente ao conjunto das vertentes e canais que compõem o relevo, sendo os valores medidos correspondentes aos atributos desses elementos (CHRISTOFOLETTI, 1999). Trata-se de um dos meios mais frequentemente utilizados para análise geomorfológica e geológica, sobretudo após a difusão dos Sistemas de Informação Geográfica (PÉREZ-PEÑA *et al.*, 2017).

Um dos principais parâmetros para se analisar a morfodinâmica de um rio e o resultado do seu trabalho na relação com o relevo é o seu perfil (MUDD *et al.*, 2018). O perfil longitudinal de um canal é um gráfico que representa a relação e a variação de distância com a altitude do canal, medidas da nascente para a foz (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017, p.162). A confecção do perfil do rio da Várzea foi feita neste trabalho de duas maneiras diversas. A primeira manual, por meio do software QGis3.4.12., com a ajuda da análise das cartas topográficas que recobrem a área da bacia em escala de 1:100.000. Ao todo foram analisadas 7 cartas topográficas na escala de 1:100.000: Santa Bárbara do Sul, Passo Fundo, Carazinho, Sarandi, Palmeira das Missões, Frederico Westphalen e Chapecó. O canal do rio da Várzea foi vetorizado no software segundo essa mesma escala. O perfil longitudinal foi confeccionado a partir do levantamento e coleta das distâncias entre uma curva de nível e outra, ao longo de todo o canal. As altitudes da foz e da nascente mais distante (ponto de origem do canal) foram estimadas com base na interpolação entre as curvas. Feito isso, os dados daí obtidos foram compilados em uma planilha Excel® e graficados nos formatos aritmético e semilogarítmico gerando os respectivos perfis. A segunda maneira foi a geração do perfil normalizado através do *plugin Nprofiler*, conforme Pérez-Peña *et al.* (2017). Para tanto, nesse caso foi utilizado o MDT gerado a partir das imagens de radar SRTM (NASA/USGS, 2000) com resolução espacial de 30 x 30 m e o canal vetorizado com base na escala de 1:100.000 das cartas topográficas.

Depois de confeccionado o perfil manual, foi analisada a sua curvatura contraposta à linha de melhor ajuste do gráfico, que indica os trechos do canal acima e abaixo dessa linha. Qualquer desajuste da curva, para cima ou para baixo, pode configurar uma anomalia morfométrica e geralmente tais desequilíbrios estão associados a alterações de nível de base, processos neotectônicos como reativação de falhas e subsidência, entre outros (SILVA *et al.*, 2012). Todavia, é preciso cautela ao considerar trechos fluviais acima ou abaixo da linha de melhor ajuste como representativos de porções em soerguimento ou subsidência.

Segundo Guedes (2008) citado por Silva (2012, p.263)

Para determinar os trechos anômalos (em desequilíbrio) nos perfis longitudinais de drenagem, plota-se a curva de melhor ajuste (*best fit line*) no conjunto de pares ordenados “altitude x distância da cabeceira”. Quanto maior o afastamento da drenagem em relação à curva, maior o seu nível de desajuste, que pode se mostrar acima da linha, significando trecho em soerguimento, ou abaixo da linha, demonstrando trecho em subsidência.

Dessa maneira foram identificadas irregularidades no perfil.

Calculou-se também o índice SL dos trechos, os quais foram aplicados para os segmentos delimitados entre as curvas de nível ao longo do canal. Este índice foi obtido pela fórmula de Hack (1973):

$$SL = (\Delta H/\Delta L). L$$

Em que, ΔH representa a amplitude altimétrica entre as curvas de nível; ΔL retrata o caminho efetivo da drenagem no intervalo de cada curva; L é a distância em linha reta entre as linhas.

Foram também calculados tanto a declividade real do canal (S) quanto o Índice de gradiente de canal (k) para o canal como um todo e para seus segmentos. A declividade real do canal foi calculada conforme a seguinte equação: $S = \Delta H/\Delta L$

Esses índices foram calculados conforme as equações e orientações de Lima (2013), baseadas em Hack (1973). Ressalta-se que o índice de gradiente (k) não se refere à declividade real do canal, e sim ao declive do perfil semilogarítmico (LIMA, 2013, p.684). Para o índice k do canal em sua completude utilizou-se o \ln (logaritmo natural)

do comprimento total do canal considerado a partir da primeira curva de nível após o ponto de origem do canal no mapa. Para cada um dos trechos de canal selecionados, o índice k foi calculado conforme a equação a seguir:

$$k = \Delta H / \ln L_2 - \ln L_1$$

A definição dos segmentos de canal para os quais o índice de gradiente (k) foi calculado considerou cada intervalo entre uma curva de nível e a seguinte, totalizando 10 trechos para o cálculo desse índice.

Foi calculado o índice de sinuosidade para 7 segmentos do canal principal nos trechos de alto, médio e baixo curso, delimitados visualmente conforme a presença de inflexão do curso, ordem de afluentes e quantidade de *knickpoints*. O cálculo do índice foi feito conforme a seguinte equação, baseada em Mueller (1968 *apud* Christofolletti, 1981):

$$I_s = L / D_r$$

Em que D_r é a distância mais curta, em linha reta, entre os pontos extremos do canal ou trecho e L é comprimento do canal ou trecho.

A avaliação do perfil longitudinal foi analisada também segundo a localização das rupturas de declive (*knickpoints*) levantadas para o canal. Essas rupturas de declive foram identificadas visualmente com base em imagens de satélite por meio do Google Earth Pro. A utilização dessa ferramenta tem se difundido para aplicações variadas e o seu uso para reconhecimento desse tipo de feição de canal já foi atestado por Henriques e Valadão (2018) e Henshaw *et al.* (2020). Foi feita a contraposição dos *knickpoints* ao longo do canal com as irregularidades no perfil longitudinal do rio.

6. RESULTADOS

6.1. Análise da rede de drenagem

A ordenação fluvial da rede de drenagem da bacia do rio da Várzea permite classificar o seu curso principal como canal de 6ª ordem segundo a hierarquização de Strahler (1952) (FIGURA3).

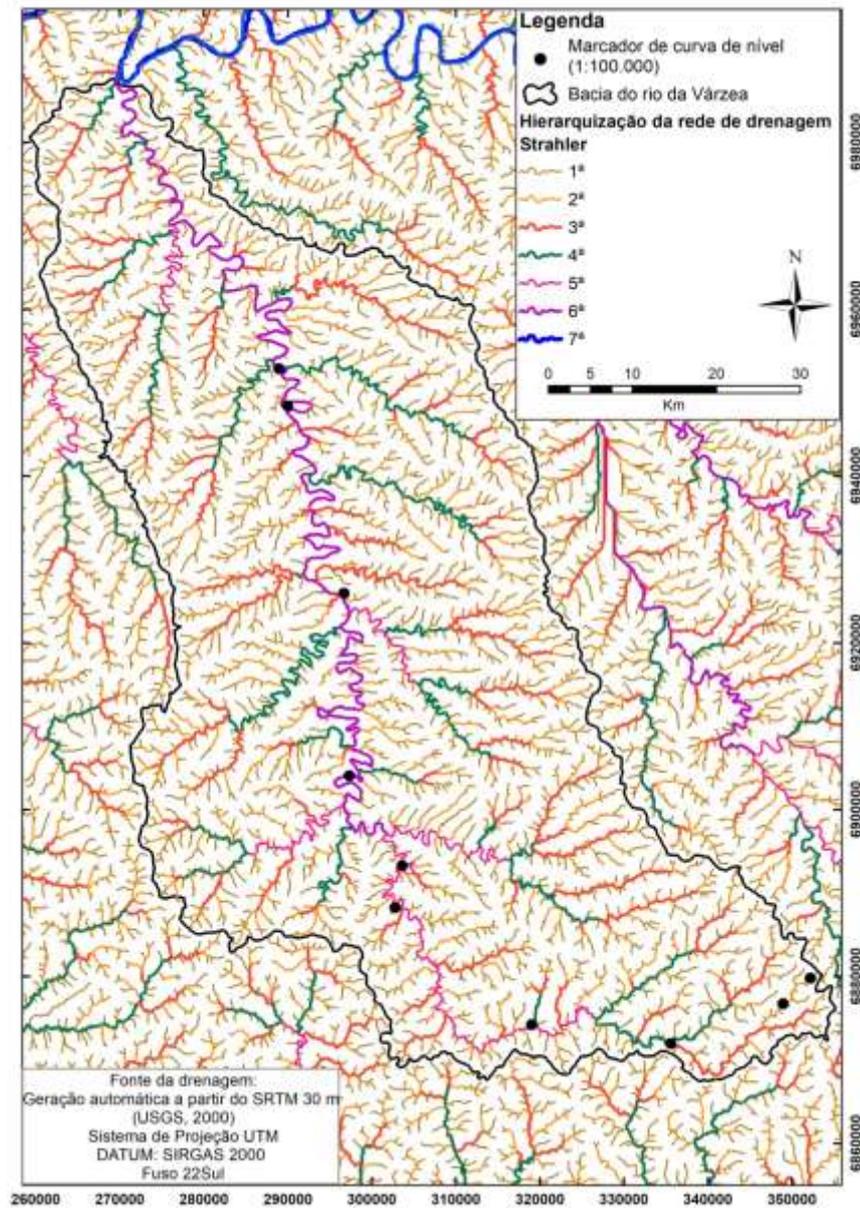


Figura 3. Hierarquização da rede de drenagem da bacia do rio da Várzea.

A distribuição dos afluentes na bacia se dá a partir dos canais de menor ordem que são os mais numerosos. Conforme os trechos vão aumentando de ordem eles ficam mais

extensos e menos numerosos. O rio da Várzea começa como um canal de 1ª ordem e termina como um canal de 6ª ordem onde desemboca no rio Uruguai.

Na margem direita do rio da Várzea, na alta bacia é possível observar uma presença maior de canais de pequena ordem, o que significa que a rede de drenagem é pouco desenvolvida e à medida que o rio segue a jusante a rede de drenagem é bem mais desenvolvida com canais de várias ordens, porém nos últimos 60 km antes da foz existem apenas canais de 1ª ordem e de pequena extensão na margem direita, isso devido a proximidade dessa parte do rio com o divisor de águas da bacia. Na margem esquerda do rio, em seus primeiros 70 km existem apenas canais de 1ª ordem, pelo fato da proximidade com o divisor de águas, o que demonstra a assimetria da rede de drenagem nessa parte. Conforme se segue o rio há a presença de uma drenagem bem mais desenvolvida com canais que chegam até a 5ª ordem. Comparando as duas margens, observa-se que a margem direita possui uma rede de drenagem mais desenvolvida com uma “ramificação” maior dos canais, com maior presença de canais de 3ª e 4ª ordens sendo que ambas as margens possuem 2 canais de 5ª ordem cada. Percebe-se também que no baixo curso há, de novo, uma assimetria da rede de drenagem, caracterizada pela proximidade com o divisor de águas da bacia o que impede um desenvolvimento da rede. Tais assimetrias, tanto no alto quanto no baixo curso, são sugestivas de basculamentos de bloco que podem ser causas explicativas da organização dessa rede de drenagem.

O rio da Várzea apresenta mudança de direção do curso para norte/noroeste após cerca de 50 km a partir da sua nascente. Até aí o curso apresenta direcionamento leste-oeste. Tal mudança de direção se faz por meio de um cinturão meândrico (Figura 4) e não há aí nenhum cotovelo de drenagem, como ocorre no baixo curso, conforme mostrado na Figura 2. Mais a montante desse ponto de inflexão, é possível perceber pelas imagens de satélite e em função da menor modificação do solo proporcionada pelo respeito às APPs a existência de meandros abandonados a noroeste da cidade de Carazinho (Figura 5).



Figura 4. Trecho meândrico de mudança de direção do rio da Várzea para N/NO enfatizando a inexistência de cotovelos de drenagem.



Figura 5. Meandros abandonados no alto curso do rio da Várzea, a noroeste de Carazinho (RS).

6.2. Perfil longitudinal de canal

Na Tabela 1, estão os dados extraídos das cartas topográficas em ambiente SIG e utilizados para a confecção manual do perfil do canal.

Tabela 1. Dados de confecção do perfil longitudinal do canal do rio da Várzea extraídos das cartas topográficas em escala de 1:100.000

Nº Curvas	Distância da nascente (m)	Altitude (m)
Nascente	0	638
1	1337,64	600
2	7062,50	560
3	32724,40	520
4	79330,24	480
5	139458,60	440
6	195556,72	400
7	257761,02	360
8	315956,78	320
9	330127,61	280
10	344268,126	240
Foz	421442,9	230

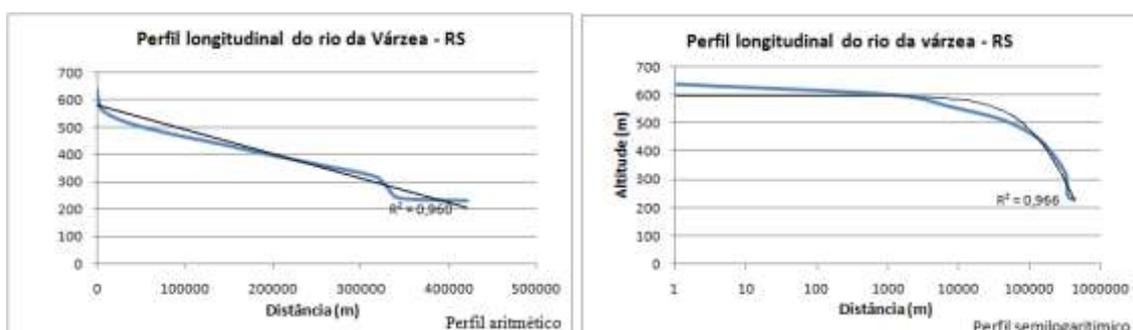


Figura 6. Perfis aritmético e semilogarítmico do rio da Várzea.

Os perfis longitudinais do rio da Várzea expressos em modo aritmético e semilogarítmico encontram-se na Figura 6. Dessa maneira e considerando a forma do perfil aritmético constata-se um perfil no qual apenas no alto curso demonstra-se concavidade típica de um canal ajustado. No médio e baixo curso a tendência do perfil é linear, interseccionando-se com a linha de melhor ajuste. Aponta-se claramente a existência de uma ruptura de declive no baixo curso. A Figura 10 retrata parte desse trecho de ruptura. Na contraposição com a linha de melhor ajuste é possível observar que o alto curso do perfil encontra-se abaixo da linha, o que significa trecho em subsidência (?), porém trata-se de um trecho sem nenhuma ruptura abrupta no canal. O médio curso marca a transição entre o trecho abaixo da linha de melhor ajuste e daquele acima desta, com uma clara ruptura no baixo curso que indica um novo nível de base

que segue o canal. Em geral, uma mudança desse tipo, associada com uma ruptura no perfil, tende a indicar uma questão estrutural como, por exemplo, a associação com um processo de falhamento.

A Figura 7 apresenta o perfil longitudinal do canal obtido a partir do *plugin Nprofiler* no ArcGis® considerando o mesmo canal da carta topográfica, em escala de 1:100.000.

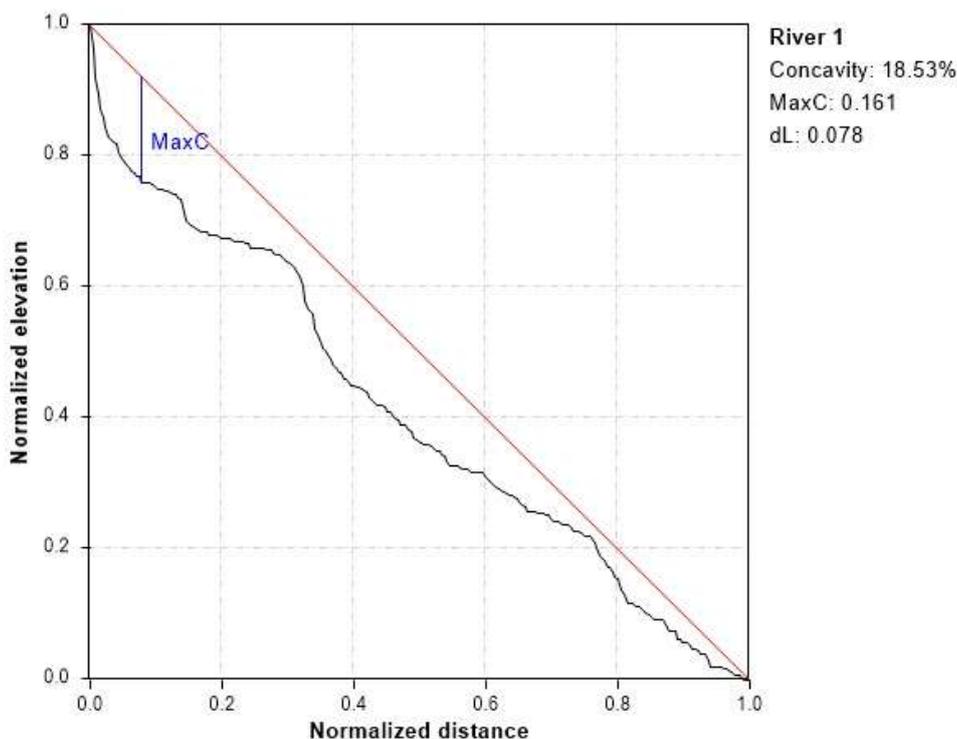


Figura 7. Perfil normalizado do rio da Várzea.

Pode-se perceber uma diferença entre o perfil aritmético e o perfil normalizado, sendo esta diferença a quantidade de rupturas de declive entre os perfis. No perfil normalizado aparecem duas rupturas abaixo do ponto de máxima concavidade (MaxC) enquanto no perfil aritmético aparecem 2 rupturas acima da linha de melhor ajuste. Todavia, a mesma ruptura muito bem marcada no perfil aritmético também aparece no perfil normalizado, indicando outro nível de base.

6.3. Distribuição das rupturas de declive

As rupturas de declive (*knickpoints*) do rio da Várzea encontram-se na Figura 8. Foi possível identificar visualmente 39 rupturas. Destaca-se que todas essas são perfeitamente visíveis através das imagens do Google Earth (FIGURA 9) e muitas se encontram sucessivamente umas às outras, fato que justifica a denominação de

knickzones para esses trechos de canal (FIGURA 10). Tais locais apresentam manchas brancas proporcionadas pelo fluxo turbulento da água em função das corredeiras. Embora não se possa ter uma ideia exata da dimensão vertical dessas rupturas pelas imagens de satélite, sua distribuição em planta ao longo do canal foi muito satisfatória pela análise visual.

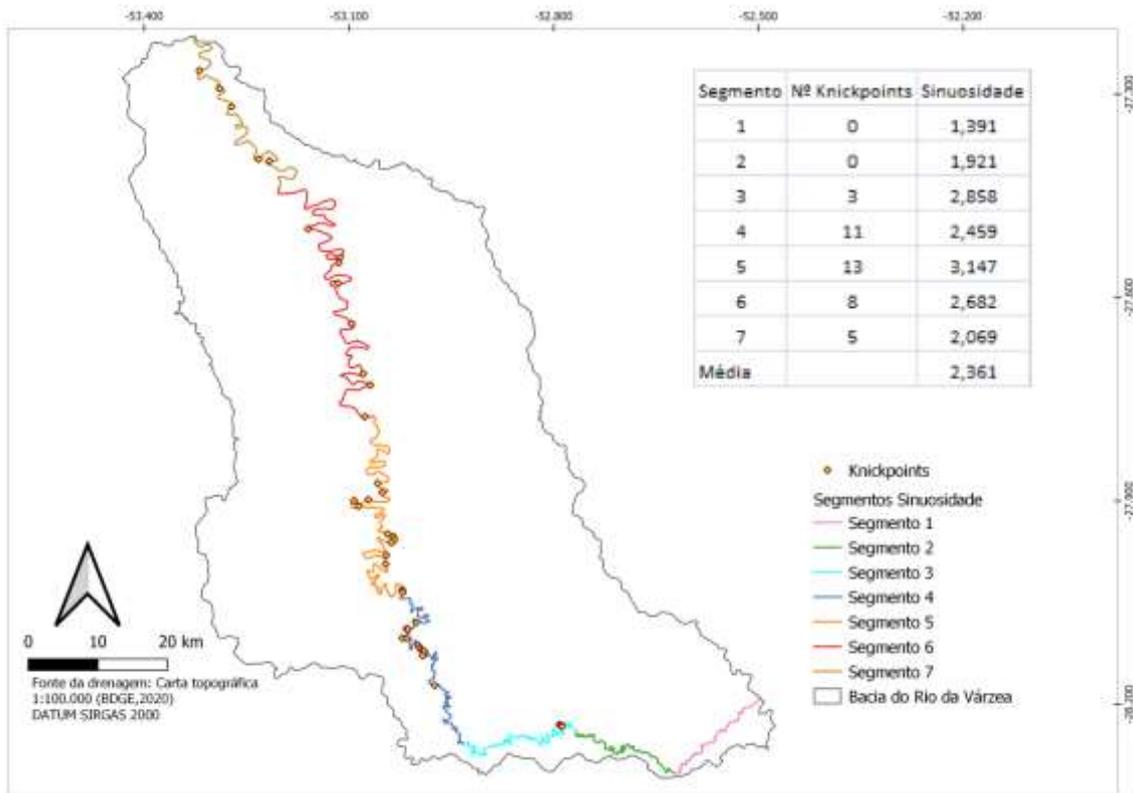


Figura 8. Distribuição dos *knickpoints* ao longo do canal do rio da Várzea.



Figura 9. Trecho do rio da Várzea com sequência de *knickpoints* caracterizados pela aparência mais branca devido à turbulência na água que constituem uma *knickzone*. Em destaque, na cor azul, *knickpoint* mostrado na figura 10.



Figura 10. Aspecto do rio da Várzea e de seu vale em trecho de *knickzone*, a cerca de 7 km a norte de Liberato Salzano (RS). Este é o trecho associado à marcante ruptura de declive mostrada no perfil aritmético do canal.

É possível observar que os trechos/segmentos que possuem maior sinuosidade são também os que concentram a maior quantidade de *knickpoints* (FIGURA 8). O primeiro e segundo trechos não possuem nenhum *knickpoint*, o terceiro possui 3. O quarto, quinto e sexto trechos são os que apresentam maior sinuosidade e também maior quantidade de rupturas de canal, possuindo respectivamente 11, 13 e 8 rupturas, e o último trecho possui 5 rupturas. A partir dessa análise é possível afirmar que a presença de *knickpoints* está associada a trechos mais sinuosos. Essas rupturas possivelmente encontram-se em locais com falhas na rocha que se exprimem na forma de rupturas ou ressaltos, causando turbulência na água como é possível observar na figura 11.



Figura 11. A(esquerda) local com sequência de pequenas corredeiras próximo de ponte que liga

os municípios de Liberato Salzano-RS e Rodeio Bonito-RS. Figura B (direita) Local com sequência de corredeiras com água muito turbulenta no município de Rodeio Bonito-RS.

Pelas observações de campo verificadas no baixo curso do rio da Várzea, foi possível perceber que as rupturas de declive não constituem cachoeiras, mas apenas corredeiras proporcionadas provavelmente por fraturas ou falhas na rocha (Figura 12), que formam pequenos desníveis no leito do rio.



Figura 12. Aspecto da rocha basáltica fraturada à margem direita do rio da Várzea em ponto de *knickpoint* na sua calha.

6.4. Índice de sinuosidade (I_s) e índice de gradiente (ou declividade – k)

A tabela 2 apresenta as medidas extraídas do ambiente SIG e os índices S, SL e k conforme os segmentos.

Tabela 2. Dados e índices morfométricos para os segmentos do canal

SEGMENTO	Extensão (m)	L1 (m)	L2 (m)	Extensão do segmento	D pt médio até a nascente	Dr (m)	ΔH (m)	S	SL	k
Nascente	0									
1	1337,64	1	1337,64	1337,64	668,82	1198,42	38	0,0284	19,00	5,28
2	7062,50	1337,64	7062,5	5724,86	4200,07	4481,90	40	0,0069	29,34	24,03
3	32724,40	7062,5	32724,4	25661,9	19893,45	14164,67	40	0,0015	31,00	26,09
4	79330,24	32724,4	79330,24	46605,84	56027,32	16754,34	40	0,0008	48,08	45,14
5	139458,6	79330,24	139458,6	60128,26	109394,42	21451,06	40	0,0006	72,77	70,92
6	195556,7	139458,6	195556,7	56098,1	167507,65	5147,37	40	0,0007	119,43	118,34
7	257761	195556,7	257761	62204,3	226658,85	12497,42	40	0,0006	145,75	144,92
8	315956,8	257761	315956,8	58195,8	286858,9	21871,40	40	0,0006	197,16	196,07
9	330127,6	315956,8	330127,6	14170,8	323042,2	23464,81	40	0,0028	911,85	909,09
10	344268,1	330127,6	344268,1	14140,5	337197,85	4640,04	40	0,0028	953,84	952,38
Foz	421442,9	344268,1	421442,9	77174,8	382855,5	39746,14	10	0,0001	49,60	49,50
Canal inteiro	421442,9						408	0,0009		

O índice de sinuosidade do canal permite classificá-lo como predominantemente meandrante na maior parte do seu curso, sendo que dentre os 7 segmentos utilizados para calcular o índice de sinuosidade apenas 1 segmento apresentou sinuosidade menor que 1,5, sendo assim classificado apenas como sinuoso e não meandrante como os demais. Neste caso, conforme Stevaux e Latrubesse (2017), pode-se dizer que o padrão meandrante do canal pode ser subclassificado em meandros tortuosos, por exibirem trechos meandrantés e retilíneos na direção geral do escoamento.

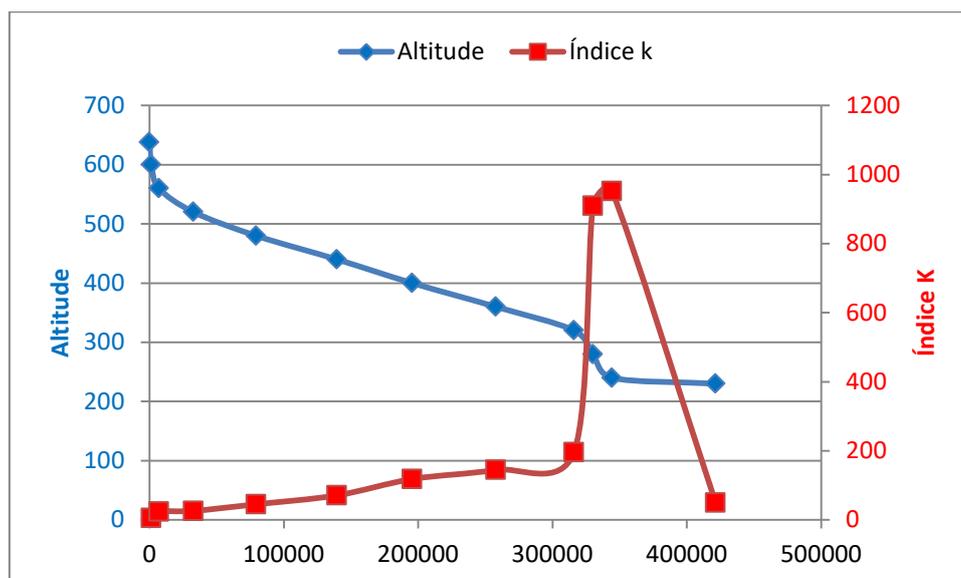


Figura 13. Relação perfil longitudinal x índice k

Pelo gráfico da figura 13 pode-se perceber que a variação do índice k segue uma curva contínua até chegar próximo à ruptura de declive onde o índice segue uma linha reta para cima e atinge seu pico e depois observa-se uma queda abrupta em direção a foz. Acompanha esse pico um aumento de quatro vezes mais no declive real do canal. O mesmo se aplica aos índices SL e k que possuem a mesma proporcionalidade de aumento. Tal trecho, apesar de não estar associado morfologicamente a nenhuma cachoeira de maior dimensão, representa uma anomalia (provavelmente de caráter estrutural) que demanda maior investigação no sentido de associação com basculamento de bloco ou, por exemplo, a influência de falhamento no local.

7. CONCLUSÃO

Em relação à rede de drenagem, a bacia apresenta alto grau de assimetria no trecho do alto curso, na margem esquerda, e também na margem direita próximo de sua foz. No restante dos trechos em ambas as margens a rede de drenagem apresenta-se bem desenvolvida. Tais assimetrias são sugestivas de basculamentos de blocos, hipótese que merece investigações mais detalhadas, inclusive na relação com a sinuosidade do canal e lineamentos.

Conclui-se também que o perfil normalizado e o perfil aritmético apresentaram diferenças gráficas significativas entre si em termos de rupturas de declive mostradas, sendo que no perfil normalizado aparecem duas rupturas abaixo do ponto de máxima concavidade e no perfil aritmético duas rupturas acima da linha de melhor ajuste.

Outra conclusão é que não existe diferença significativa entre o índice K e o índice SL. Apenas nos 5 primeiros trechos existe uma diferença notável nos valores entre ambos e a maior diferença encontra-se no primeiro trecho.

Em relação à sinuosidade, o canal apresenta um padrão meandrante, com subclassificação de canal como meandrante tortuoso, destacando que é possível associar a presença de *knickpoints* a trechos do canal com maior sinuosidade, pois os trechos que possuem a maior sinuosidade também possuem maior número de *knickpoints*.

8. REFERÊNCIAS

- ALVAREZ, Aldo. 2005. **Channel planform dynamics of an alluvial tropical river**. Dissertation. Texas A&M University. 200 p.
- ARCANJO, João B. A. 2011. **Fotogeologia: conceitos, métodos e aplicações**. Salvador – CPRM/SGB. 144 p.
- BERTOLINI, William Z. 2015. **A alta bacia do rio Piranga (MG): estudo geomorfológico a propósito da condição de equilíbrio do relevo**. 2015. 207p. Tese (Doutorado em Ciências). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Universidade de São Paulo.
- BRICE, J. C. 1984. Planform properties of meandering streams. In: **River Meandering**. ed. C. M. Elliot, 1 - 15. New York: American Society of Civil Engineers.
- BLOOM, Arthur L. 2004. **Geomorphology: a systematic analysis of late Cenozoic landforms**. 3ª ed. Waveland Press, EUA. 482 p.
- BURBANK, Douglas W.; ANDERSON, Robert S. 2001. **Tectonic geomorphology**. Blackwell publishing.
- CHRISTOFOLETTI, A. 1978. Morfologia de bacias de drenagem. **Notícia Geomorfológica**. n.18 (36), Campinas. p.130-132.
- CHRISTOFOLETTI, A. 1981. **Geomorfologia fluvial**. Edgar Blücher. São Paulo.
- CHRISTOFOLETTI, A. 1999. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo. Editora Edgar Blücher.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2004. 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/Carta-Geologica-do-Brasil-ao-Milionesimo-298.html> Acesso em 03/12/2019.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2004. 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.
- FERGUSON, Rob. 2004. Sinuosity. In: **Encyclopedia of Geomorphology**. GOUDIE, A.S (eds). v.1. Routledge. London. p.961.
- GUERRA, Antonio T.; GUERRA, Antonio José T, 2008. **Dicionário Geológico-Geomorfológico**. Editora Bertrand, 6ª edição.
- HACK, John T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal Research U.S. Geol. Survey**.v.1, n.4, p.421-429.

HENRIQUES, Renata J.; VALADÃO, Roberto 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. v.28, n.52, p.226-243.

HENSHAW, Alexander J.; SEKARSARI, Prima W.; ZOLEZZI, Guido.; GURNELL, Angela 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, p.331-344

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.

LAZARUS, E D; CONSTANTINE, J.A. 2013. Generic theory for channel sinuosity. **Proc Natl Acad Sci USA** 110, p.8447–8452.

LEINZ, Viktor. 1949. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do Sul do Brasil. **Boletim CIII**. FAFILCH – USP. Departamento de Geologia e Paleontologia. São Paulo.

LIMA, Adalto G. 2013. Índice de gradiente de canal: significados e diretrizes para aplicação. **Brazilian Geographical Journal: geosciences and humanities research medium**. n.2, p.680-692.

MACKIN, H. 1948. Concept of graded river. **Bulletin of the Geological Society of America**. 59, p.463-612.

MAGALHÃES JR, A. P.; BARROS, L.F.de P. 2020. Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais. 1ª ed. Ed. Bertrand Brasil. Rio de Janeiro.

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, p.58-72.

MUDD, S.; CLUBB, F.J.; GAILLETON, B.; HURSTIN, M.D. 2018. How concave are river channels? **Earth surface dynamics**. 6, p.505-523.

NASA/USGS. 2000. Shuttle Radar Topography Mission 1 Arc-Second Global (Digital Object Identifier) (DOI) number: /10.5066/F7PR7TFT .

PHILLIPS, J.; LUTZ, J.D. 2008. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. **Geomorphology** 102, p.554-566.

PIACENTINI, D.; TROIANI, F.; SERVIZI, T; NESCI, O.; VENERI, F. SLiX: a GIS Toolbox to support along-stream knickzones detection through the computation and mapping of the stream length-gradient (SL) index. 2020. **International Journal of Geo-Information**. 9, 69.p.1-14.doi:10.3390/ijgi9020069

RADAM, Projeto. 2018. Folha SG22 Curitiba, parte da Folha SG21 Assunción e Folha SG23 Iguape. **Levantamento de recursos naturais** (relatório). v.35. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, IBGE - Rio de Janeiro.

SILVA, Gustavo P. R.; ETCHEBHERE, Mario L.; SAAD, Antonio R.; FRANCO-MAGALHÃES, Ana Olímpia B. 2012. Análise de perfis segmentados de drenagem para avaliação morfotectônica na bacia hidrográfica do alto rio Jaguari (SP/MG). *Geociências*. UNESP, São Paulo. v.31, n.2, p.259-271.

STEVAUX, José C.; LATRUBESSE, Edgardo M. 2017. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo, Oficina de textos.

STRAHLER, Arthur N. 1974. **Geografia Física**. Ediciones Omega S.A. Barcelona.

SCHUMM, Stanley A. 1963. Sinuosity of alluvial rivers on the great plains. **Geological Society of America Bulletin**. v. 74, n.9, p. 1089-1100.

TWIDALE, C.R. 2004. River patterns and their meaning. **Earth-science Reviews**. p.159-218.

ZAMBOT, Nadialine. 2019. **Identificação de superfícies geomorfológicas através do método de isobase no Planalto basáltico da média-baixa bacia do rio da Várzea-RS**. Monografia (Graduação em Geografia). Universidade Federal da Fronteira Sul - *Campus Chapecó* – SC.

ZÁMOLYI, A.; SZÉKELY, B.; DRAGANITS, E.; TIMÁR, G. 2010. Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain. **Geomorphology**. 122, p.231-243.