

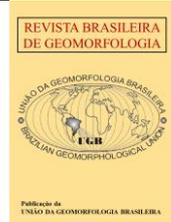


<https://rbgeomorfologia.org.br/>
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 26, nº 1 (2025)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbgeomorfologia.v26i1.2647>



1 *Artigo de Pesquisa*

2 **Dinâmica hidrossedimentar e caracterização morfológica de** 3 **uma curva de canal rochoso: Rio Piquiri, PR, Brasil**

4 *Hydrosedimentary dynamics and morphological features of a rocky channel*
5 *bend: Piquiri River, PR, Brazil*

6 **Altair Bennert¹, José Cândido Stevaux², Geovani da Silva Lima³, Isabel Terezinha Leli⁴, Ericson Hideki**
7 **Hayakawa⁵**

8 ¹ Universidade Estadual do Oeste do Paraná- UNIOESTE, Programa de Pós Graduação em Geografia, Marechal Cândido
9 Rondon-PR, Brasil. E-mail. bennert.geo@gmail.com
10 ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-8230-2288>

11 ² Universidade Federal do Mato Grosso do Sul- UFMS, Programa de Pós Graduação em Geografia, Três Lagoas-MS, Brasil.
12 E-mail. josecstevaux@gmail.com
13 ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6136-2556>

14 ³ Universidade Estadual do Oeste do Paraná- UNIOESTE, Curso de Geografia, Marechal Cândido Rondon-PR, Brasil.
15 E-mail. geovani_lima17@outlook.com
16 ORCID: <https://orcid.org/0009-0004-2531-787X>

17 ⁴ Universidade Federal do Mato Grosso do Sul- UFMS, Programa de Pós Graduação em Geografia, Três Lagoas-MS, Brasil.
18 Rondon-PR, Brasil. E-mail. isabeltleli@gmail.com
19 ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4344-3739>

20 ⁵ Universidade Estadual do Oeste do Paraná- UNIOESTE, Programa de Pós Graduação em Geografia, Marechal Cândido
21 Rondon-PR, Brasil. E-mail. ericson.hayakawa@unioeste.br
22 ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-1342-1659>

23 Recebido: data; Aceito: data; Publicado: data

24 **Resumo:** O tamanho e a geometria das curvas de rios aluviais são resultado da potência do canal e também da carga sedimentar
25 do sistema. Entretanto, é importante ressaltar que a eficiência dessas variáveis não é a mesma em rios com substrato rochoso.
26 Considerando a hipótese de que uma curva de canal influencia a dinâmica do fluxo e caracteriza condições específicas das
27 zonas de fluxo, morfologia do leito e distribuição da carga sedimentar, o objetivo deste estudo é caracterizar o comportamento
28 do fluxo, a morfologia do leito e quantificar o sedimento em suspensão e de fundo em uma curva do rio Piquiri, PR. Para tanto,
29 foram utilizados os métodos: a) Coleta de dados de campo (sedimentos, batimetria, medição de vazão e velocidade de
30 escoamento); b) Processamento dos dados do ecobatímetro e do ADCP com os programas ArcGis 10.4 e VMT (Velocity Mapping
31 Toolbox); e c) Procedimento laboratorial (quantificação de sedimento em suspensão e de fundo). Os resultados demonstram
32 que a morfologia do fundo e a curvatura do canal influenciam na variação da profundidade, destacando-se o aumento da
33 profundidade no trecho a jusante da curva, bem como no comportamento e distribuição da velocidade do escoamento no canal
34 com geração de células helicoidais na zona de curvatura do canal. A concentração de sedimento em suspensão varia, tanto de
35 montante para jusante, quanto em diferentes profundidades, sendo, no entanto, significativamente maior a jusante da curva.

36 Esses resultados denotam grande importância na compreensão da dinâmica e dos processos de escoamento em curvas de canal
37 com leitos rochosos, com ênfase no comportamento do escoamento com diferentes gradientes de pressão.

38 **Palavras-chave:** morfologia, movimento helicoidal, sedimentos.

39 **Abstract:** The size and geometry of alluvial river bends are a result of the stream power and the sediment load. However, it is
40 important to note that the efficiency of these variables is not the same in rivers over rocky substrates. Considering the hypothesis
41 that a channel bend influences the flow dynamics and characterizes specific flow zone conditions, bed morphology, and
42 sediment load distribution, the objective of this study is to characterize the flow dynamics, the bed morphology, and quantify
43 the suspended and bottom sediment in a bend of the Piquiri River, PR, Southern Brazil. The methods used for this were: a)
44 Field data collection (bottom and suspended sediments, bathymetric Esurveys, and flow discharge and velocity); b)
45 echosounder and ADCP data were processed by the ArcGis 10.4 and VMT (Velocity Mapping Toolbox) software; and c)
46 Laboratory procedure (quantification of suspended and bottom sediment). The results demonstrate that the bottom
47 morphology and channel curvature influence the depth variation, highlighting the increase in depth in the downstream section
48 of the bend, as well as in the flow distribution and velocity with the generation of helical cells in the channel bend zone. The
49 concentration of suspended sediment varies, both from upstream to downstream, as well as at different depths, being, however,
50 significantly higher downstream of the bend. These results denote great importance in understanding the dynamics and flow
51 processes in channel bends with rocky beds, with emphasis on the behavior of the flow with different pressure gradients.

52 **Keywords:** Morphology, helical movement, sediments.

53 1. Introdução

54 Os estudos sobre dinâmica e estruturação do fluxo de água e sedimento em curvas de canais fluviais iniciaram-
55 se durante a metade do século passado com os trabalhos de Dury (1953), Balek e Kolar (1959), Bagnold (1960),
56 Leopold e Wolman (1957, 1960), Leopold et al. (1964) entre outros. A partir do início do Século XXI, com o
57 desenvolvimento de novas tecnologias, principalmente do ecobatímetro georreferenciado e do perfilador Doppler-
58 acústico de corrente (ADCP), houve considerável avanço principalmente na determinação da estrutura do fluxo,
59 morfologia do leito e do transporte de sedimento.

60 Estudos precursores de rios meandantes abrangeram diversos temas, como por exemplo alteração morfológica
61 temporal de curva no rio Karan (YOUSEFI et al., 2016); evolução de meandros pela atuação do fluxo secundário
62 (CHEN; TANG, 2012); análise combinada de dados de campo, sensoriamento remoto e modelagem computacional
63 de (KASVI et al., 2015); influência da composição da carga sedimentar (KAYVANTASH et al., 2017; TIRON et al.,
64 2009); e a influência de restos vegetais em pequenos canais meandantes (DANIELS; RHODES, 2003). Uma profícua
65 coleção de estudos com variados temas sobre canais meândricos pode ser encontrada no volume especial
66 “Meandering Channels” em Geomorphology, editado por Güneralp et al. (2012).

67 Contudo, a maioria destes estudos foi desenvolvida em rios aluviais, principalmente aqueles com intensa
68 migração do canal e formação de barra de pontal. Rios rochosos com curvas controladas pela lito-estrutura não
69 tiveram a mesma atenção, sendo que os raros artigos relacionados são de rios de canais montanhosos com alta
70 carga de blocos e cascalhos associada a fluxos efêmeros de alta energia (e.g. MILLER; CLUER, 1998; CENDERELLI;
71 CLUER, 1998). O mesmo sucedeu-se para os rios sul-americanos, cujos estudos focaram em sua maioria em curvas
72 de rios aluviais. Luz et al. (2017) investigaram a evolução de um meandro do rio Cuiabá considerando a relação da
73 estrutura do fluxo e erosão da margem côncava que ocasionou o “cut-off” em dois anos; Ramonell et al. (2007)
74 dimensionaram mudanças na sinuosidade do canal do rio Bermejo, Argentina, após a construção de uma ponte; e
75 Luz et al. (2020) apresentaram a dinâmica de uma confluência meândrica dos rios Paraguai e Cuiabá.

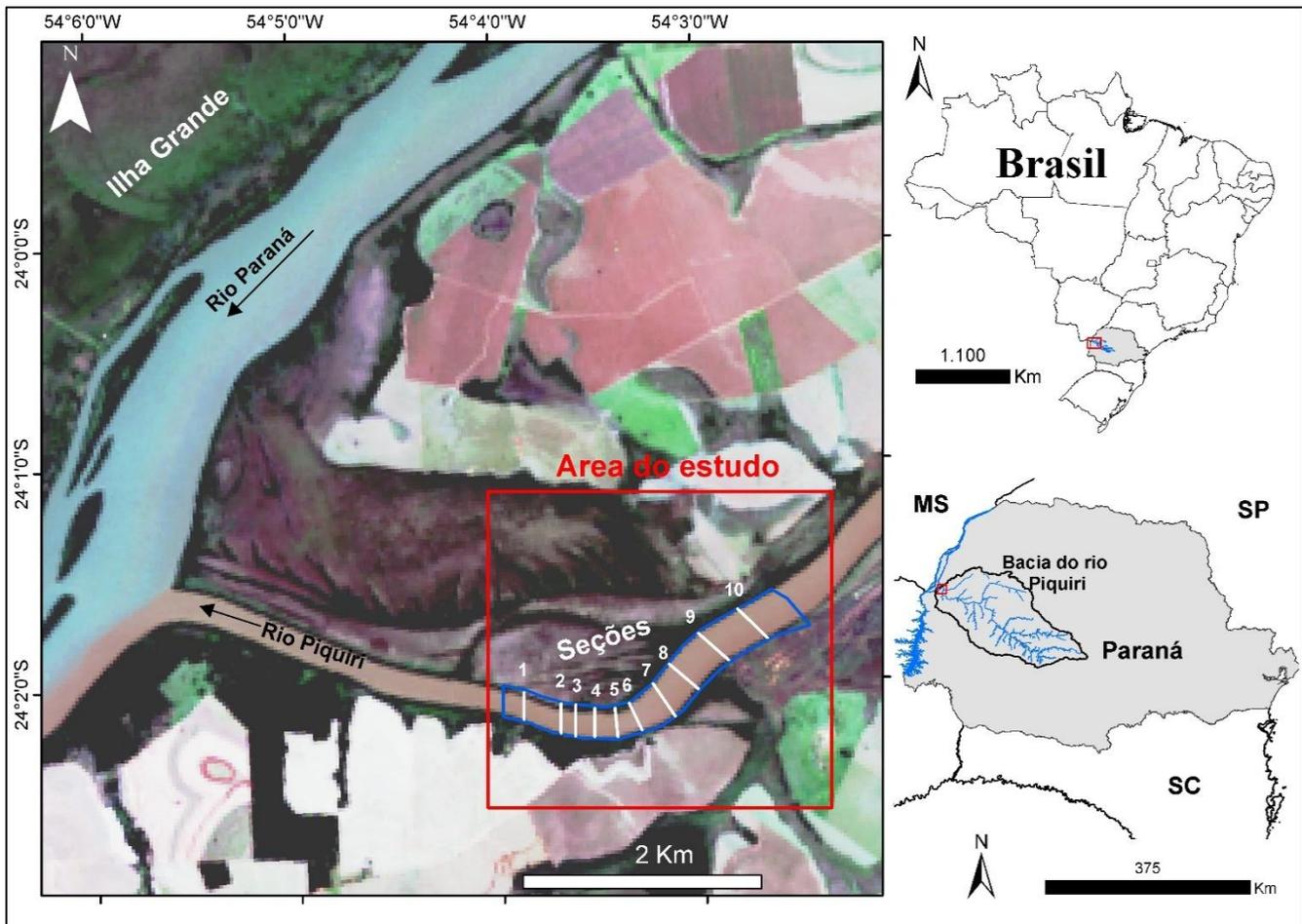
76 Com respeito à lacuna de estudos em curvas de rios de fundo rochoso, Engel (2014), Stevaux e Latrubesse (2017)
77 ressaltam a importância do conhecimento desse tipo de canal e dos processos envolvidos para o desenvolvimento
78 de modelos de previsão da dinâmica e evolução destas formas de canais. Assim, o objetivo deste estudo é mostrar
79 as relações morfo-hidráulicas e o comportamento da carga sedimentar transportada (suspensa e de fundo) em uma
80 curva de rio aluvio-rochoso.

81 Este estudo foi desenvolvido em uma curva de um trecho aluvio-rochoso do rio Piquiri, dando continuidade
82 ao trabalho de Bennert et al. (2023), possibilitando assim a agregação e integração de mais dados, e enriquecimento
83 dos resultados. A carência de estudos em curvas de canais aluvio-rochosos resalta a importância desta pesquisa
84 na integração, complementação e subsídio de resultados a outros estudos sobre o comportamento do fluxo e
85 morfologia do canal em rios desta natureza.

86 2. Caracterização da área do estudo

87 O rio Piquiri nasce a 1040 m de altitude na Serra de São João, divisa dos municípios de Guarapuava e Turvo,
88 PR, e percorre 485 km (LIMA et al., 2004) até sua foz na margem esquerda do rio Paraná a 15 km montante da
89 cidade de Guaíra, PR. O trecho do canal estudado constitui de uma curva lito-estrutural de 40° com 1,6 km a 3 km
90 da foz. Nesse local o rio tem uma condição mista pela formação de uma planície de inundação na margem direita
91 com 1,8 km de largura e margem esquerda formada de basalto da Fm. Serra Geral. A planície de inundação
92 apresenta uma morfologia composta de paleocanais sugerindo a migração progressiva para a margem esquerda
93 (Fig. 1).

94 A vegetação nativa desta área é a Floresta Estacional Semidecidual Submontana, no entanto, com a exploração
95 restam apenas alguns fragmentos locais (PAROLIN et al., 2010). O clima está sob predomínio do tipo Cfa
96 (subtropical úmido sem estação seca), e a precipitação é inferior a 1.300 mm ao ano (BITTENCOURT, 1993). A
97 vazão média do baixo curso do Piquiri é de 505 m³/s dado pela estação fluviométrica Balsa Santa Maria (64.830.000),
98 com série histórica de 38 anos. A bacia de drenagem do rio Piquiri tem 24.700 km² (LIMA et al., 2004), e sua produção
99 específica de sedimento suspenso ao longo da bacia é classificada como baixa a moderada (43 e 135 t/km²/ano) e a
100 concentração de sedimento suspenso está entre muito baixa e moderada (46 a 140 mg/L⁻¹), (LIMA et al., 2004).



101 **Figura 1.** Trecho da foz do rio Piquiri no rio Paraná. Área de estudo no retângulo vermelho. Números: seções
 102 estudadas. Imagem Landsat-8, Sensor OLI, data 06/08/2014.
 103

104 3. Materiais e Métodos

105 O levantamento de campo foi feito no período de 7 a 11 de dezembro de 2016 em condições de vazão média do
 106 canal (~500 m³/s). Foram coletadas amostras de sedimento suspenso e fundo, realizado a batimetria do canal,
 107 medição de vazão, velocidade e direção de fluxo em 10 seções (Fig. 1). O trecho do canal foi segmentado em três
 108 setores: montante da curva (seções 7, 8, 9, 10), curva (seções de 4, 5, 6) e jusante da curva (seções 1, 2, 3).

109 A coleta do sedimento suspenso foi feita nas profundidades de 50 e 150 cm por meio de garrafa Van Dorn e
 110 para sedimento de fundo foi usado a draga van Veen modificada.

111 O levantamento batimétrico foi realizado com ecossonda georreferenciada da marca Furuno, modelo GP1650F,
 112 conectado a um computador portátil para registro de coordenadas e profundidades (x, y e z) por meio do software
 113 Fugawi 4.5. O procedimento consiste em repetidas navegações transversais entre as margens e longitudinalmente
 114 cobrindo toda a área de estudo. Os dados de vazão, velocidade do fluxo e resposta acústica (backscatter) foram
 115 adquiridos pelo equipamento ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) modelo River Ray Teledyne RDI
 116 (Thousand Oaks, CA), com frequência de 600 KHz. O equipamento é ligado a computador portátil por meio do
 117 software WinRiver II.

118 A análise estrutural da área foi baseada no alinhamento de drenagem, mesmo método usado por Souza Júnior
 119 et al. (2013) para a foz do rio Ivaí.
 120
 121

3.1. Processamentos dos dados batimétricos e velocidade do fluxo

Os dados processados no programa Fugawi 4.5 foram exportados em arquivo de texto, organizados no software Excel, e posterior processo de interpolação dos dados pelo procedimento de Krigagem Ordinária e elaboração do mapa batimétrico com o programa ArcGIS 10.4. Os dados do ADCP em formato ASCII referente a cada seção foram exportados e processados no programa VMT (Velocity Mapping Toolbox) (PARSONS et al., 2013), que é baseado no Matlab e podem ser exportados em arquivos compatíveis com os programas ArcGIS e Tecplot (PARSONS et al., 2013; ENGEL e JACKSON, 2016). Através do programa VMT também foi elaborado o mapa de direção e velocidade do fluxo. Os dados no formato ASCII de cada seção foram convertidos e exportados no formato Matlab (*.mat), os quais foram acessados no VMT e processados em conjunto na elaboração da imagem. Através deste software foi identificado também o fluxo secundário das seções verticais pelo método de Rozovskii (1957) (SZUPIANY et al., 2009).

3.2. Análise de sedimento suspenso e de fundo

A concentração de sedimento suspenso foi obtida por filtragem de um volume definido da água coletada com filtros milipore (previamente pesados a seco) acoplado a uma bomba a vácuo (ORFEO, 1995, LELI et al., 2010). Posteriormente, os filtros com o sedimento retido foram secados em estufa por 24 horas a 105° C para posterior pesagem em balança de precisão, sendo, a diferença entre o peso do filtro inicial e posterior à filtragem correspondente à carga total. Em seguida o filtro foi colocado em mufla por quatro horas a 480° C para queimar a matéria orgânica, em seguida, em temperatura ambiente, pesado novamente para obter a concentração de sedimento suspenso sem a matéria orgânica. Posteriormente, os resultados de sedimento suspenso de cada amostra foram plotados em tabela Excel com a respectiva profundidade e coordenada geográfica. Os gráficos estatísticos foram obtidos a partir da tabela Excel e processados no programa R (RSTUDIO) com o pacote ggplot2, o qual possibilitou o mapeamento do sedimento suspenso das diferentes profundidades.

A distribuição da concentração de sedimentos suspenso para cada um dos perfis verticais foi obtida pela correlação do sinal de “backscatter” (intensidade de retorno do sinal) do ADCP (dB) com a medição dos sedimentos suspensos coletados em diferentes profundidades em campo (DORNELLES, 2009; SZUPIANY et al., 2009; SZUPIANY et al., 2012; LATOSINSKI et al., 2014; WEIBEL et al., 2022). O método permitiu identificar a distribuição dos sedimentos na área do estudo.

A estimativa do material de leito foi obtida por peneiramento do material seco por um conjunto de peneiras com diâmetros de 16, 8, 4, 2, 1, 0,5, 0,25, 0,125, 0,0625 mm (SUGUIO, 1973; CARVALHO, 1994).

4. Resultados e discussões

4.1. Análise lito-estrutural

O trecho da curva do rio Piquiri encontra-se encaixado em pequenos blocos basculados onde se estende sua planície aluvial com migração do canal migrando da margem direita montante da curva para a margem esquerda a jusante. De modo semelhante, o baixo curso do rio Pirapó, afluente do rio Paranapanema, apresenta seu traçado controlado por lineamentos estruturais NE-SW e E-W (MINEROPAR, 2006). Migrações dessa natureza que ocorrem no rio Paraná e afluentes de sua margem esquerda são derivadas de controle lito-estrutural (STEVAUX, 1994). O controle lito-estrutural desencadeia a formação de uma calha preenchida paulatinamente por depósitos aluviais, onde o canal migra continuamente sem alterar as dimensões laterais da calha (STEVAUX et al., 2019, 2021). Comportamento este também observado na foz do rio Ivaí (SOUZA JR. et al., 2013) e rio Purus, AM (LATRUBESSE; KALICKI, 2002).

Muito embora limitando-se ao trecho final do rio Piquiri, o mapeamento de lineamentos de relevo e drenagem revela um forte condicionante lito-estrutural no traçado do canal (Figs. 1 e 2), com os lineamentos nas direções NE-W e WNW-ESE bastante aproximados do *trend* geral acima mencionado (Fig. 2 C e D). Trata-se do mesmo sistema observado no Terceiro Planalto Paranaense que se desenvolve similarmente nos terrenos basálticos da Fm. Serra Geral como nos areníticos da Fm. Caiuá. Os mesmos lineamentos são observados também na foz do rio Ivaí (SOUZA JR. et al., 2013; FRANCO et al., 2008) e Paranapanema (PAES et al., 2008; STEVAUX et al., 2009).

Regionalmente os *trends* mais expressivos são de direção N-S, NNW-SSE e NE-SW seguido de um outro na direção WNW, este associado mais estritamente a lineamentos de drenagem. Esses lineamentos estão associados aos sistemas de lineamentos regionais WNW (Lineamentos Rio Tietê, Rio Paranapanema, Rio Alonzo, Rio Piquiri, Rio Iguaçu, entre outros) e que atravessam quase a totalidade da borda oriental da Bacia Sedimentar do Paraná, provavelmente derivados do alçamento do domo de Ponta Grossa (e.g. FULFARO et al.; 1982; PIRES NETO et al., 1994). O rio Paraná, por outro lado, escoa sobre um lineamento NE-SW resultante de uma falha normal com basculamento do bloco rebaixado para leste, ou seja, para a margem esquerda (MAACK, 1968; STEVAUX, 1994). Tal condição provoca o desenvolvimento assimétrico da planície de inundação na margem direita e o canal desviado opostamente para uma margem alta constituída, via de regra, por basaltos da Fm. Serra Geral ou arenitos resistentes da Fm. Caiuá. Contudo, é observado que o controle de canal em rios menores pode ser estabelecido por lineamentos de menor magnitude, com a presença de blocos rebaixados que podem ou não estarem basculados. Martinez et al. (2011) observaram que curvas do rio Pirapó (20 km de sua foz no Paranapanema) são controladas por blocos com basculamento tanto na margem esquerda como na direita (Fig. 2 A e B).

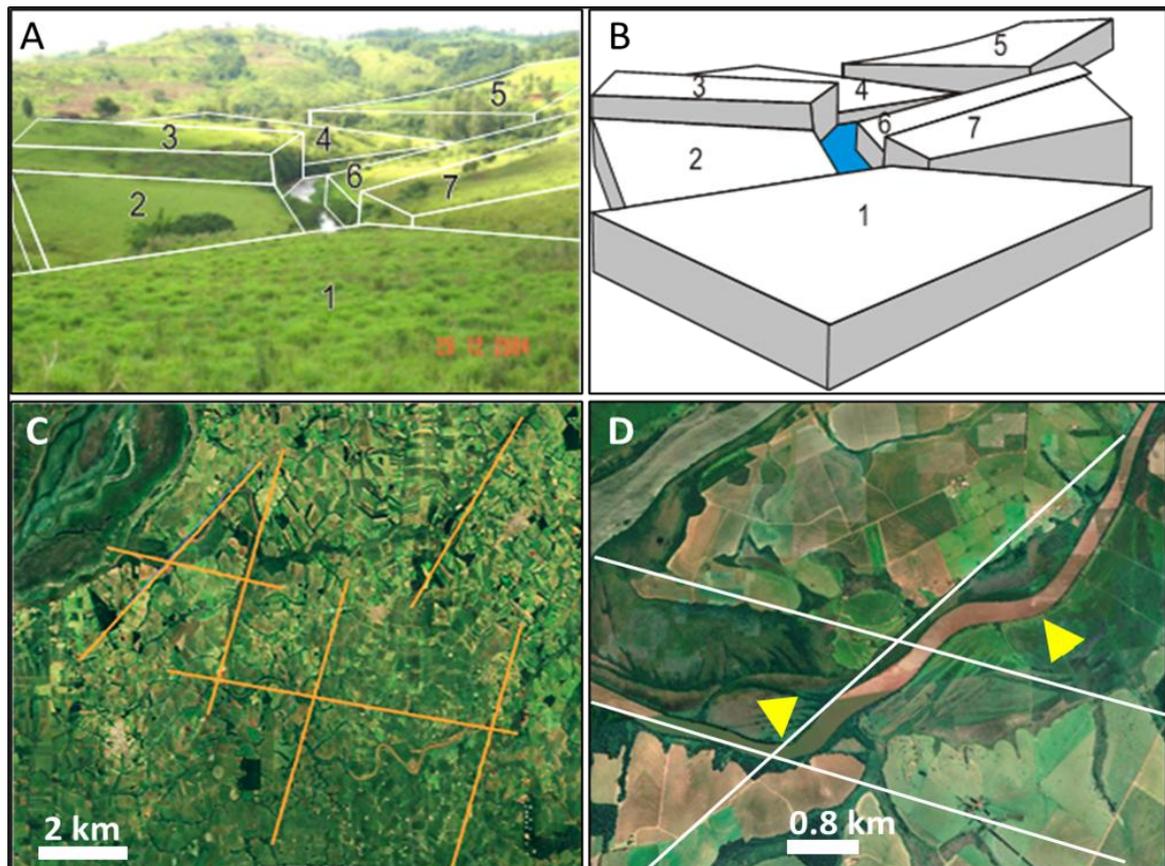


Figura 2. A: Curva do rio Pirapó sob controle de pequenas falhas e blocos basculados; B: Bloco diagrama da mesma curva (Mod. MARTINEZ, et al., 2011); C: Controle de lineamentos ~NE-SW e ~E-W no curso baixo do rio Piquiri (Mod. MINEROPAR, 2006); D: Detalhe da curva (setas amarelas indicam o mergulho dos blocos basculados).

187 4.2. Planície de inundação

188 Como em outros tributários da margem esquerda do rio Paraná, típicos do planalto arenito-basáltico, a
189 planície de inundação do Piquiri desenvolve-se apenas no setor baixo mais próximo à foz. Este também é o caso
190 dos rios Ivaí e Paranapanema que desenvolvem o canal encaixado diretamente sobre o embasamento rochoso, sem
191 formação de planície de inundação até a proximidade da foz. Tal condição já foi observada por Santos et al. (2008)
192 e Souza Jr. et al. (2013) que sugerem a formação de planície próximo da foz devido a estruturação desenvolvida
193 pela proximidade do rio Paraná. A planície aluvial do trecho da curva encontra-se definida por um conjunto de
194 pequenas falhas que resultam na formação de blocos rebaixados gerando espaço para o desenvolvimento de
195 planície de inundação. Como já reportado em Latrubesse e Kalicki (2002), Stevaux (1994), e Leli e Stevaux (2021),
196 independentemente do basculamento do bloco, o canal, ao longo de sua história, pode migrar por toda planície
197 aluvial. No caso de rios maiores, como por exemplo o Paraná, o desvio dá-se por duas causas: a) imposição
198 neotectônica (FORTES et al., 2005; STEVAUX, 1994), b) mudanças autogênicas, como o abandono de canal por
199 assoreamento e nivelamento da pendente (LELI; STEVAUX, 2022). Tanto no caso estudado do rio Piquiri como no
200 Ivaí (SANTOS et al., 2022), a migração do canal dá-se aparentemente por questões autogênicas, ou seja, à medida
201 que a planície de inundação é preenchida, o canal avança por migração lateral para ambas as margens. O processo
202 continua ativo enquanto as condições hidrológicas e sedimentares forem constantes (TUROWSCKI et al., 2008;
203 STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). O trecho da curva apresenta o canal assimetricamente desviado para a margem
204 esquerda deixando uma planície de inundação com pelo menos duas etapas de desenvolvimento (Fig. 1).

205 Testemunhos de uma pequena planície de inundação do Piquiri, 30 km montante do trecho estudado,
206 mostram domínio da sedimentação de lama escura com nódulos de ferro alternando localmente com areia muito
207 fina lamosa escura. Esses depósitos apresentam taxas de sedimentação de 0,3 a 0,5 mm ano⁻¹, valores similares aos
208 de ambientes semelhantes no rio Paraná (STEVAUX; SOUZA, 2004; REMOR et al., 2015; LELI; STEVAUX, 2021).

209 4.3. Morfologia do canal
210

211 O trecho do canal montante da curva tem profundidade entre 4 a 6 m (Fig. 3) e largura em torno de 300 m com
212 seção transversal trapezoidal e fundo relativamente homogêneo (Fig. 3, Tab. 1). O perfil longitudinal evidencia
213 uma abrupta modificação na morfologia e súbito aumento da profundidade do canal no local da curva devido à
214 formação de um “knickpoint” de 10 m e uma escavação (“scour”) de 11 m de profundidade no ápice da curva
215 próximo à margem côncava (Fig. 3). O trecho jusante da curva mantém a assimétrica semelhante ao da curva pelo
216 deslocamento do talvegue para a margem esquerda (Fig. 3, Tab. 1).

217 O perfil longitudinal do leito apresenta dois patamares bastante evidentes, um a montante com profundidade
218 em torno de 4 m, e outro jusante com profundidade entre 7 e 8 m separados pelo local do “knickpoint” de 10 m na
219 curva (Fig. 3). Tanto o “knickpoint” como a “scour” não foram geradas por processos exclusivamente hidráulicos,
220 mas também pela imposição lito-estrutural que promoveu a liberação de blocos removidos em momentos de
221 hidrologia mais energética, como já mencionado em outros rios de fundo basáltico (STEVAUX; LATRUBESSE, 2010;
222 2017). O sistema de fraturas ortogonais e hexagonais do basalto facilita o mecanismo de arranque (“quarring”) de
223 blocos, que é um dos mais comuns e eficientes mecanismo para rebaixamento de leito rochoso (MILLER, 1991;
224 WHIPPLE, 1998). Lima e Binda (2013) identificaram o arranque hidráulico como o principal mecanismo dos rios
225 sobre o basalto da Formação Serra Geral no Paraná.

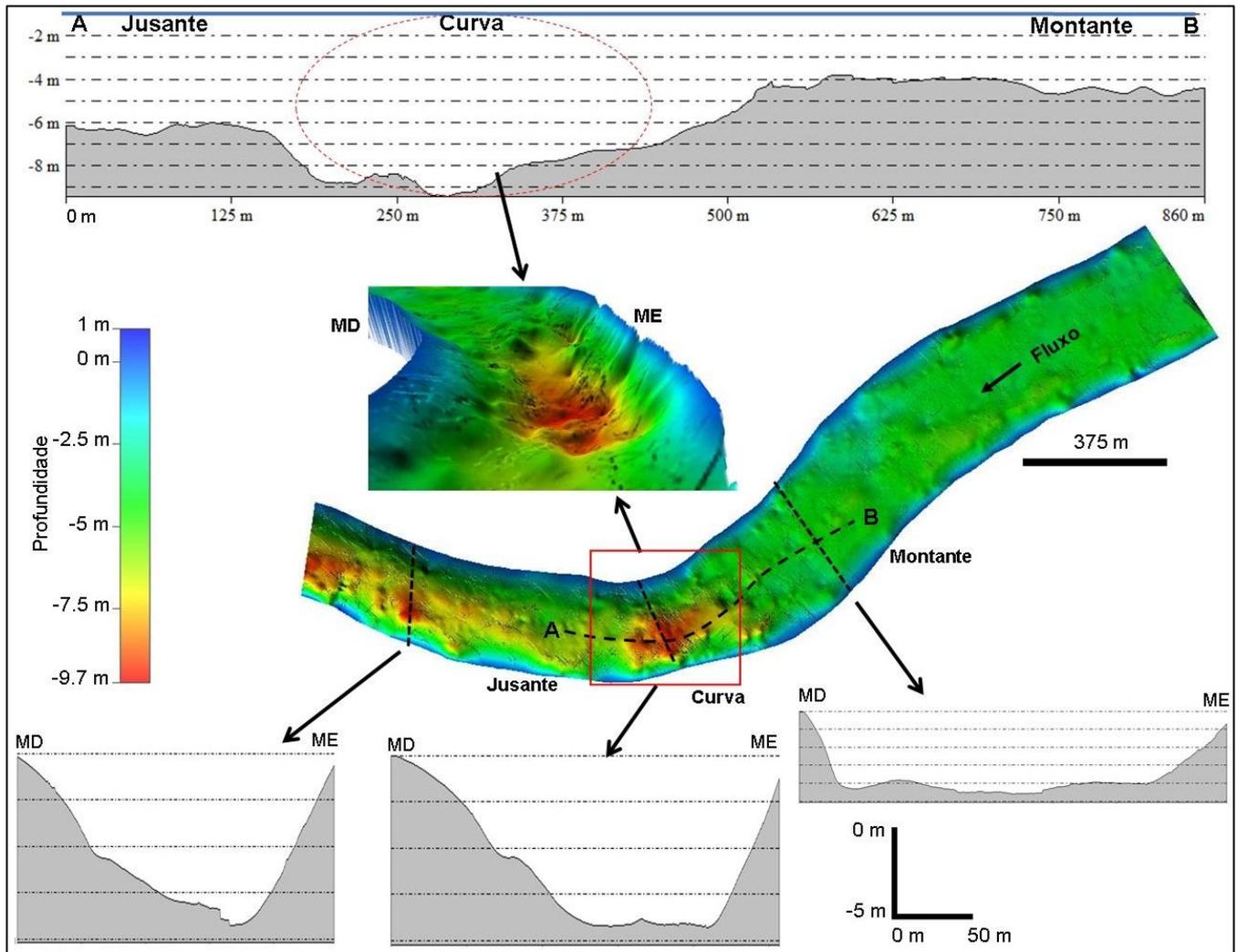


Figura 3. Batimetria e variação da profundidade do canal.

4.4. Velocidade e estruturação do fluxo

O fluxo não apresenta variações significativas ao longo das seções do trecho com velocidade média de 0.45 m s^{-1} . A direção do fluxo muda de comportamento de montante para jusante, sendo que a montante o fluxo é praticamente paralelo ao canal com ligeiro desvio para a margem esquerda (S10, S9), aumentando sensivelmente à medida que atinge a curva (S8, S7, S6, S5, S4), com acentuação contínua para jusante (S1, S2 e 3). Da mesma forma as maiores velocidades do fluxo estão deslocadas para a margem esquerda do canal no trecho jusante (S10 a S7), no entanto, distribuem-se homogeneamente transversalmente ao canal a partir da curva (S6 a S1), (Fig. 4). Consequentemente a energia do fluxo se altera nestes segmentos, com velocidade média de 0.40 m s^{-1} no setor montante, aumentando para 0.50 m s^{-1} jusante da curva, sendo que a maior velocidade pontual medida foi de $0,547 \text{ m s}^{-1}$ na S3. O discreto aumento da velocidade no trecho jusante é impulsionado pelo “knickpoint” que propicia um abrupto aumento da pendente no fundo do canal.

Os valores de vazão instantânea mostram uma variação de até 30%, sendo a menor em S10 ($548 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) e maior na S1 ($768 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Tal condição é atribuída às condições de coleta, como acesso às margens ou variações locais na velocidade (GUERRERO et al., 2016).

O desvio da zona de maior velocidade para a margem côncava é um processo comum em curvas de canal devido ao deslocamento centrífugo do fluxo que intensifica a formação de células secundárias que se intensificam

na direção desta margem (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017). A velocidade primária menor na área da curva do canal (Fig. 2) ocorre devido ao gasto de energia do fluxo ocasionada pelo maior atrito da margem côncava, como discutem Konsoer et al. (2016). Neste caso a energia do fluxo é gasta na formação de vórtices (MORISAWA, 1968). No trecho montante da curva, o canal apresenta o fundo mais regular e movimentos de fluxo secundários sem formação de grandes células helicoidais. Tal condição muda na curva do canal, onde o leito apresenta maior profundidade e irregularidade e uma área escavada (Fig. 3) desencadeando tanto o fluxo secundário como as células helicoidais. O escoamento da água escoando no local da curva provoca a superelevação da superfície originando um diferencial no gradiente de pressão da água e formação de uma corrente transversal no sentido da margem externa que retoma pelo leito do canal até o final da curvatura, resultando na geração de células helicoidais (CHARLTON, 2007; ENGEL, 2014). A baixa pendente hidráulica (0,00001) indica o efeito de represamento pelo rio Paraná na redução da potência específica do canal para menor que 1 W m^{-2} (medido por vazões instantâneas), afetando também a formação de células helicoidais jusante da curva, ainda que mantidas a morfologia e profundidade do leito, o efeito do gradiente de pressão da curva perde grande parte da ação.

Tabela 1 – Vazão, velocidade média, largura e profundidade média por transecto no período da coleta

Transecto	Vazão (Q) ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)	Velocidade (m s^{-1})	Largura (m)	Prof. Média	Setor
S 10	548.0	0.429	310	3.8	montante
S 9	546.1	0.392	311	4.5	montante
S 8	565.9	0.435	305	4.1	montante
S 7	564.4	0.460	302	3.9	montante
S 6	583.5	0.383	206	6.5	curva
S 5	593.1	0.413	209	5.5	curva
S 4	595.0	0.457	225	5.1	curva
S 3	763.6	0.547	213	6.2	jusante
S 2	769.9	0.530	206	7.1	jusante
S 1	768.1	0.464	207	7.3	jusante

O comportamento das células de fluxo secundário helicoidal é distinto para os três setores. O setor montante (S10, S9, S8, S7) tem o fluxo secundário distribuído em toda seção transversal, no entanto, constituem-se de elementos pequenos e pouco definidos em sentido predominantemente da superfície para o leito (Fig. 4). Tal condição é modificada na curva do canal (S6, S5, S4) pela presença de células de fluxo helicoidal bem definidas e movimentos majoritariamente no sentido horário (sentido montante-jusante). O deslocamento das células é preferencialmente a partir da margem direita, ocorrendo o encontro com uma célula anti-horária em locais mais profundos próximo a margem esquerda nas seções da curva. O movimento do fluxo ocorre da superfície para o leito em sentido à margem esquerda, retornando próximo ao leito no sentido oposto próximo à margem direita. O setor jusante (S3, S2, S1) mostra a reestruturação do fluxo pela presença de células distribuídas por toda a seção e predominância dos fluxos descendentes, no entanto, as células são menores que as do setor da curva do canal e ocorrem próximo à margem esquerda e sentido horário e anti-horário no encontro das células.

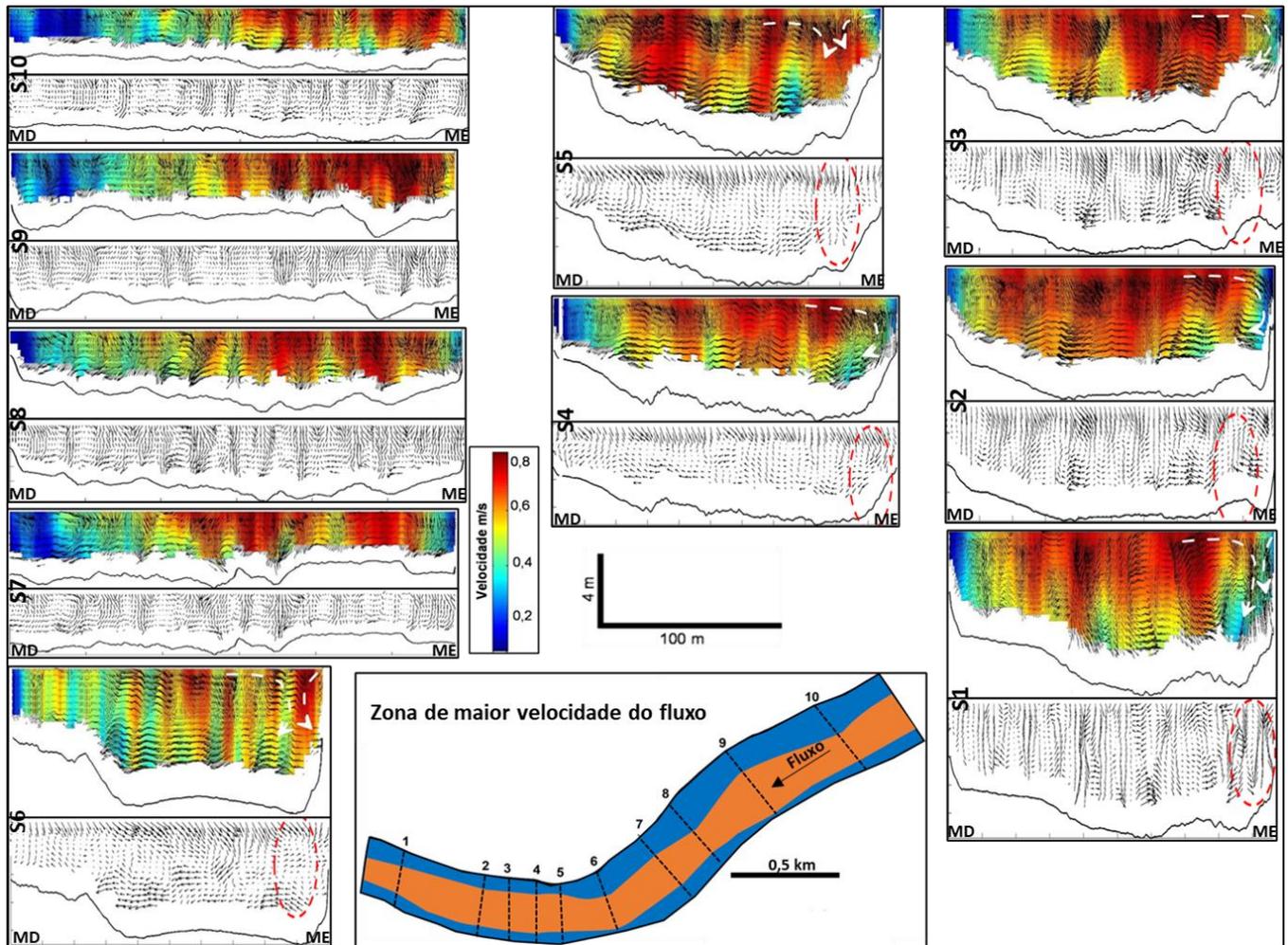


Figura 4. Distribuição da velocidade do fluxo e fluxo secundário (em preto-e-branco) com movimento helicoidal indicado pelas setas. Destaque da curva do canal com as seções e zona de maior velocidade do fluxo.

Embora a característica rochosa do leito impeça a formação de meandros, neste caso a curvatura do canal imposta pela lito-estrutura provocou uma dinâmica de fluxo semelhante à de canais meandantes, tanto na influência de curva sobre o fluxo devido a mudança no gradiente de pressão da água, e sobre a maior velocidade do fluxo na margem esquerda devido à forma do leito e presença de barra de pontal (Fig. 4). Resultados semelhantes foram observados por Engel (2014) e Konsoer et al. (2016).

O comportamento do fluxo do rio Piquiri do trecho imediatamente jusante da curva apresenta direcionamento geral para a margem esquerda do canal (BENNERT et al., 2023), sendo que os autores atribuíram tal condição devido ao efeito da curva estudada sobre o escoamento e reestruturação do fluxo jusante.

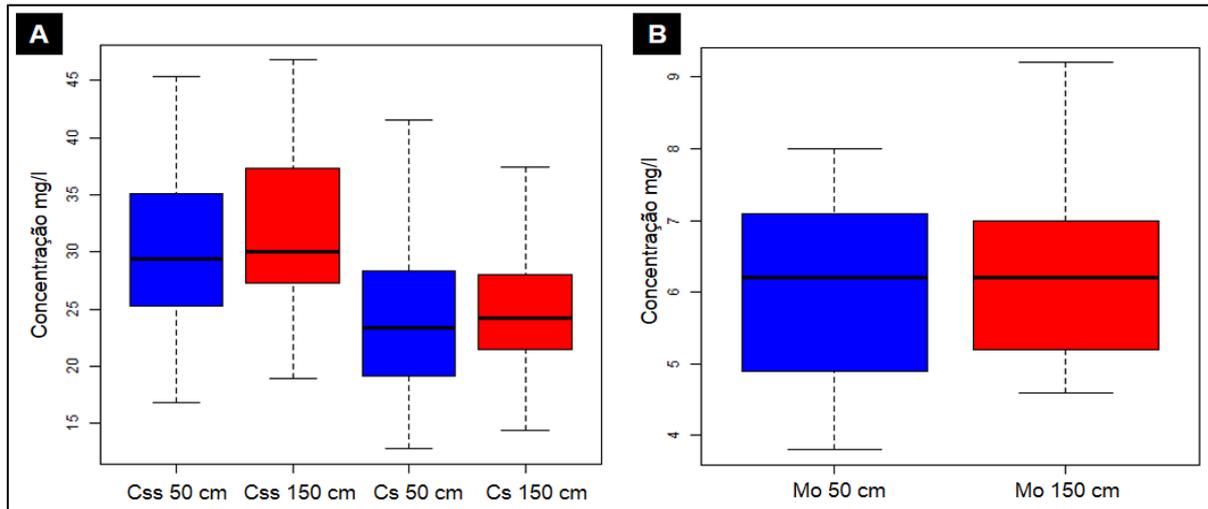
4.5. Transporte de sedimento

A concentração de sedimento suspenso total (C_{ss}) apresenta valores muito similares nas duas profundidades amostradas. Em 50 cm de profundidade apresentou valores extremos entre 15 e 45 mg L⁻¹, predominando a concentração de 25 a 35 mg L⁻¹, e média de 30 mg L⁻¹, e em 150 cm variou entre 20 e 47 mg L⁻¹, com média de 31 mg L⁻¹. O mesmo foi encontrado para os valores da concentração de sedimento minerais (C_s), que em 50 cm variou entre 13 e 42 mg L⁻¹, com média de 18 mg L⁻¹, e em 150 cm apresentou entre 15 e 37 mg L⁻¹ e média de 24 mg L⁻¹.

292 (Fig. 5 A). A concentração da matéria orgânica (MO) refletiu a mesma tendência, com 4 a 8 mg L⁻¹ com média de 6
 293 mg L⁻¹ mg a 50 cm, e 5 a 9 mg L⁻¹ com média de 7 mg L⁻¹ a 150 cm (Fig. 5 B).

294 No entanto, longitudinalmente, os valores de C_{ss}, C_s e MO variaram bastante, sem, contudo, apresentar uma
 295 tendência definida. A distribuição dos valores da carga suspensa encontradas mostram uma homogeneidade
 296 incomum no caso de rios aluviais, onde a diferenciação de profundidade é mais evidente (SUGUIO; BIGARELLA,
 297 1979). A irregularidade do fundo rochoso com a ocorrência de blocos de tamanhos variados configura maior
 298 rugosidade e turbulência que em rios aluviais, onde o canal é formado de material homogêneo e de menor tamanho
 299 (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

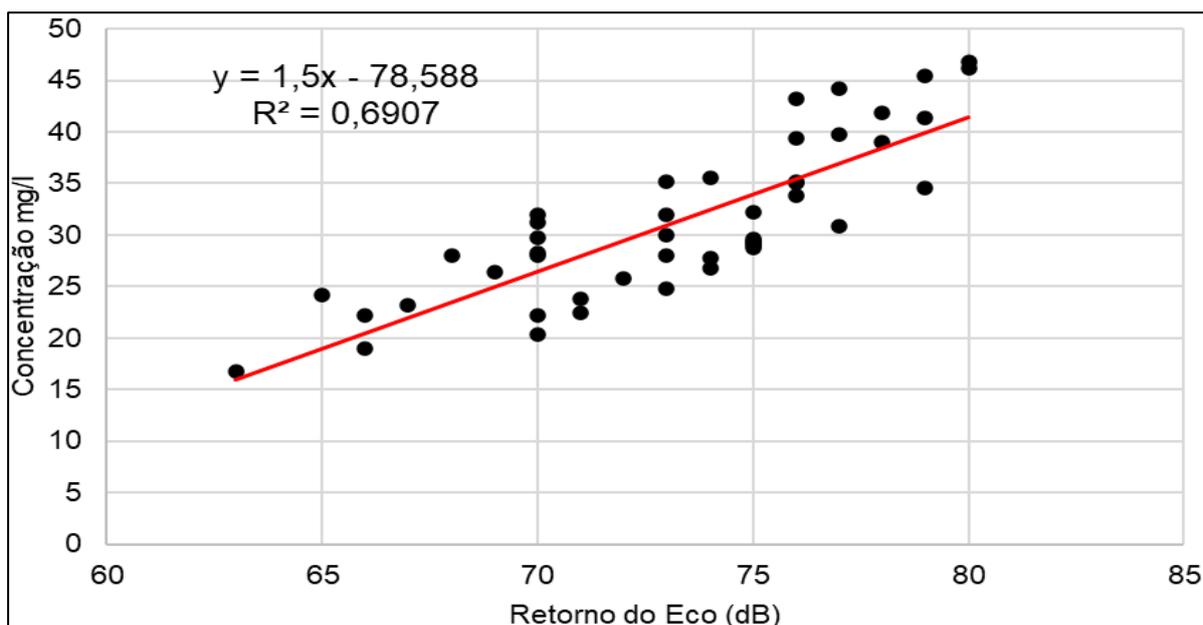
300
 301
 302
 303
 304
 305
 306



300 **Figura 5.** Concentração de sedimento suspenso total (C_{ss}), mineral (C_s) e matéria orgânica (MO) nas profundidades
 301 de 50 e 150 cm.
 302

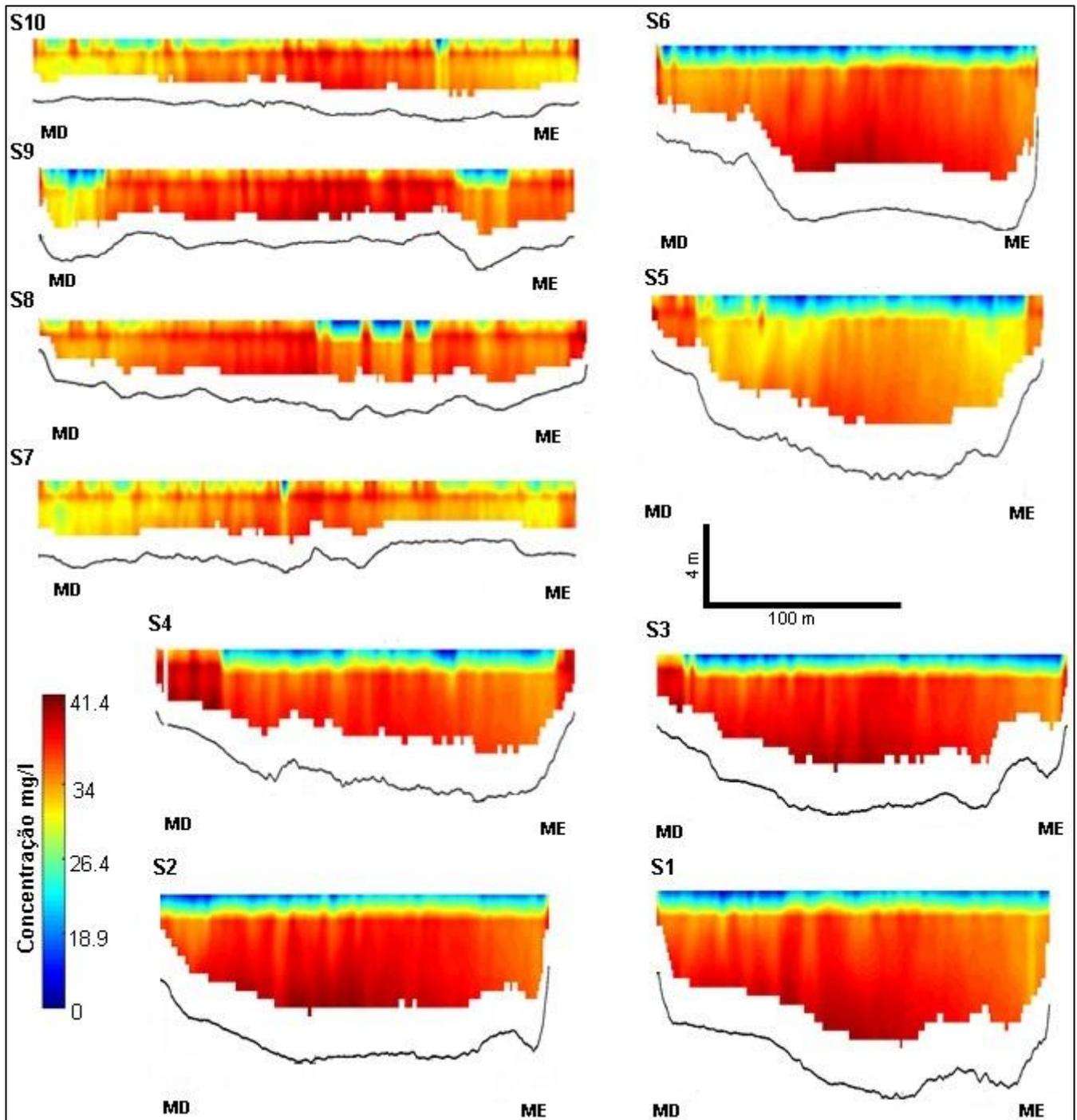
303 A distribuição espacial de sedimentos suspensos obtidos pela correlação entre os valores do Backscatter (db)
 304 do ADCP com as medidas de concentração de sedimentos (mg L⁻¹) resultou numa correlação significativa com R²
 305 próximo a 0.7 (Fig. 6), similar a 0.8 encontrada por Bennert et al. (2023) próximo à confluência com o rio Paraná.
 306

307
 308



307 **Figura 6.** Correlação entre C_{ss} e dB das dez seções da curva estudada do rio Piquiri.
 308

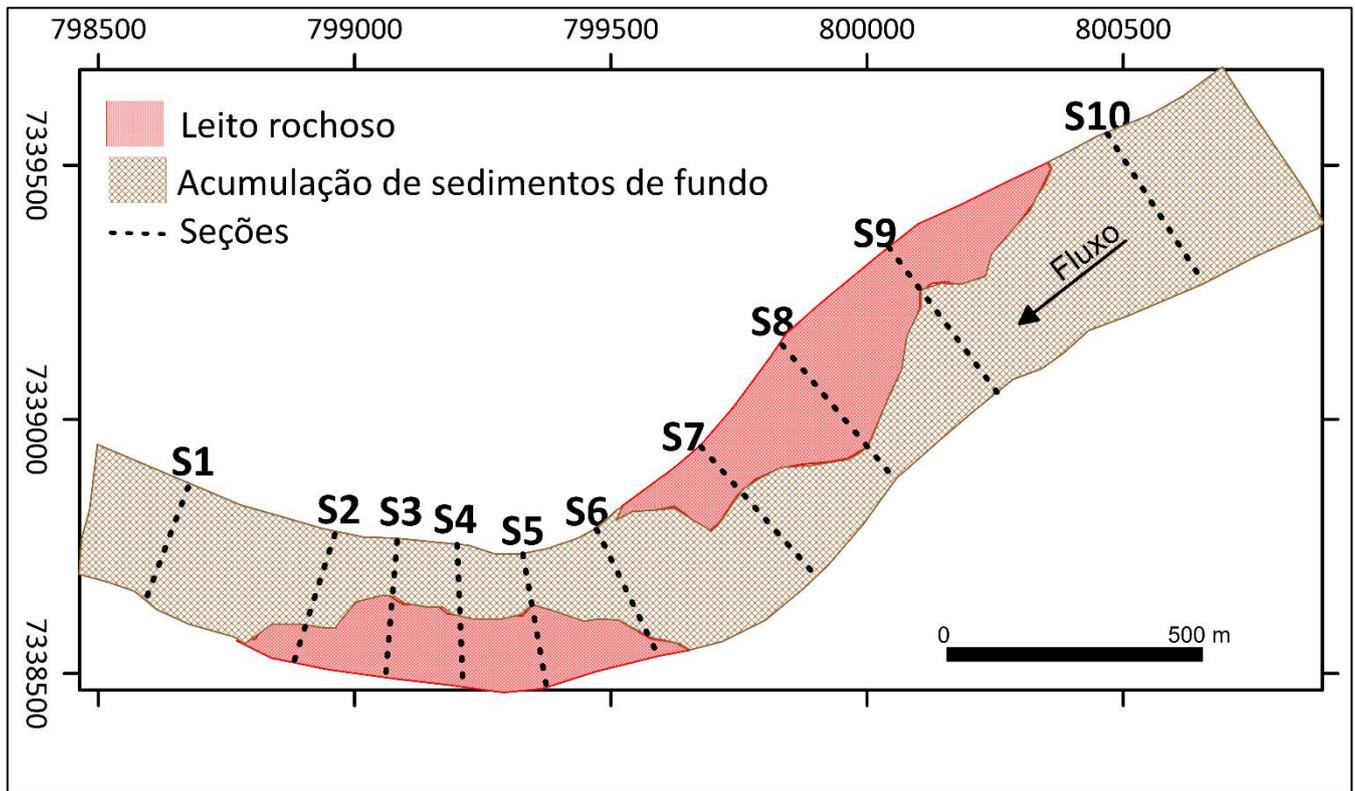
309 A distribuição da concentração de sedimentos suspensos (C_{ss}) das seções montante da curva (S10, 9, 8 e 7) é
 310 mais homogênea, variando entre 26 a 41,4 mg L⁻¹. Jusante da curva ocorre maior variação da concentração, sendo
 311 menor na superfície e maior gradativamente conforme a profundidade, variando de 10.0 a 41.4 mg L⁻¹ (Fig. 7). As
 312 seções da curva S6 e S5 apresentam maior concentração no centro de canal em profundidade próximo do leito,
 313 indicando a influência do fluxo secundário e do movimento helicoidal na concentração de sedimentos local.



314 **Figura 7.** Distribuição de sedimentos e matéria orgânica em diferentes profundidades.
 315

316
 317

318 O material de fundo se distribui por quase todo o trecho, exceto no setor da margem côncava da curva e
 319 margem direita (Fig. 8). O sedimento de fundo montante da curva é predominantemente composto por areia média
 320 seguido de fina e muito fina, mantendo a granulometria de areia média e fina e presença de seixos no trecho da
 321 curva, e nas seções jusante predomina areia média e seixos. Durante o período das coletas de campo o material de
 322 fundo encontrava-se imobilizado devido à condição de baixa energia de fluxo. Tal condição indica que o transporte
 323 deste material ocorre em período de cheias do canal, principalmente em cheias que não coincidem com às do rio
 324 Paraná que impõe o aumento energético do sistema.



325
 326 **Figura 8.** Distribuição do sedimento de fundo com dois setores de fundo rochoso: margem direita montante da curva
 327 e margem esquerda jusante.

328
 329 O mapeamento do material do fundo (Fig. 8) mostra o setor montante da margem direita e parte da curva
 330 juntamente com um trecho jusante da margem esquerda formados por leito rochoso, indicando a total remoção do
 331 sedimento de fundo pelas condições do fluxo durante a campanha (Tab. 1). Tal condição desencadeia um ligeiro
 332 aumento da concentração da carga suspensa jusante devido aos movimentos secundários e células helicoidais da
 333 curva que alteram a concentração de sedimentos em diferentes profundidades nesta área do canal, e também
 334 contribuem na suspensão dos sedimentos de leito e transporte pela velocidade do fluxo aumentada a jusante (Fig.
 335 4). No caso estudado, a dinâmica do fluxo influencia na maior acumulação de sedimentos de fundo na parte final
 336 da área do trecho do canal (Fig. 8). Embora não avaliado, em condições de maior energia de descarga do rio Piquiri,
 337 e menor efeito de barramento do rio Paraná, grande parte desse volume de sedimento acumulado seja mobilizado
 338 para o rio Paraná, caso contrário, seria inevitável o tamponamento do sistema pelo impedimento do escoamento e
 339 fluxo do Piquiri.

340
 341
 342

5. Conclusões

O estudo buscou o entendimento dos processos de transporte de sedimentos, dinâmica do fluxo e morfologia de uma curva de canal do rio Piquiri. Para tanto, através dos dados de batimetria do leito, comportamento do fluxo, transporte e distribuição de sedimentos suspenso e de leito desta curva do rio Piquiri, conclui-se:

1. A morfologia do leito é mais homogênea no trecho montante, com aumento da profundidade a partir da curva do canal, principalmente na margem côncava (margem esquerda) devido a escavação do leito pelo fluxo secundário e células helicoidais na geração de um poço no local.
2. O fluxo é direcionado para a margem esquerda de montante para jusante, sendo acentuado no local da curva, onde ocorre também a alteração da velocidade e vazão do fluxo, que está relacionada à morfologia do canal. A menor velocidade da curva está relacionada à dinâmica do fluxo na erosão do leito e atrito com a margem côncava ocasionada pelo gradiente de pressão da água em curvatura. A curvatura do canal apresenta fluxo secundário gerando células helicoidais, que por consequência, em casos de cheias extremas, desencadeia o arranque e transporte de blocos de basalto, diferente de rios aluviais onde o processo atua mesmo nas condições e fluxo ordinário.
3. Comparando o modelo de distribuição do fluxo da curva estudada com o de rios aluviais percebe-se que neste último a rugosidade é bastante reduzida, comparada com a de rios rochosos. Isso faz com que, no caso estudado, haja uma destruição das células de velocidade e um rearranjo determinado por condições locais e específicas.
4. Embora a velocidade média do fluxo seja relativamente homogênea, o ligeiro aumento encontrado no trecho jusante está relacionado ao aumento local da pendente devido ao “knickpoint”, o que geralmente não ocorre em curvas de rios alúvies.
5. Ocorre variação dos sedimentos suspensos em diferentes profundidades, bem como, entre os trechos montante e jusante. Tal condição está relacionada à atuação do fluxo secundário e aumento da velocidade do fluxo da curva para jusante.
6. Embora a C_{ss} e MO de 150 cm sejam uma constante superior que a 50 cm de profundidade, a elevação da C_s em 50 cm jusante da curva resulta da atividade turbulenta próxima do leito e formação de fluxos secundários que atuam no processo de revolvimento e suspensão dos sedimentos mais finos transportados pelo fluxo.
7. A característica rochosa do leito impede a formação de meandros no trecho final do rio Piquiri, no entanto, a curvatura do canal imposta pela lito-estrutura estabeleceu uma dinâmica de fluxo semelhante à de canais meandantes com maior energia do fluxo, formação de vórtices no talvegue da margem côncava e redirecionamento do fluxo jusante para a margem esquerda.
8. Algumas questões podem ser levantadas com os resultados deste estudo: a) a assimetria da seção curva é imposta pela lito-estrutura, tendo o basculamento de bloco como fator mais importante, ou a atuação hidráulica seria tão importante como nos rios aluviais? b) no caso da contribuição hidráulica, qual seria a vazão que propiciaria potência específica de canal suficiente para remoção do material rochoso, e qual frequência essa vazão ocorreria? c) datações e faciologia dos depósitos da planície de inundação poderiam informar se o deslocamento do canal para a margem esquerda poderia ser revertido por processos endógenos (hidrossedimentares), como foi observado em outros rios de mesma condição?

385 **Contribuições dos Autores:** Altair Bennert: revisão e edição, escrita, trabalho de campo, metodologia, tratamento de dados;
 386 José C. Stevaux: revisão e edição, escrita, metodologia, tratamento de dados, supervisão, aquisição financeira; Geovani S. Lima:
 387 edição, escrita, trabalho de campo; Isabel T. Leli: revisão e edição, escrita, trabalho de campo, metodologia, tratamento de dados,
 388 supervisão; Ericson H. Hayakawa: revisão e edição, escrita, trabalho de campo, metodologia, tratamento de dados, supervisão,
 389 administração do projeto, aquisição financeira. Todos os autores leram e concordam com a versão publicada.

390 **Financiamento:** Agradecemos ao Conselho Nacional de Ciência e Tecnologia (CNPq/Brasil) pelo apoio financeiro concedido a
 391 E. H. Hayakawa (processo nº 472012/2014-2 e 313757/2021-6) e José C. Stevaux (processo nº 304863/2015-7 e 308957/2020) e Isabel
 392 T. Leli (processo nº 405190/2018-2), e “Este estudo foi financiado em parte pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de
 393 Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código Financeiro 001”.

394 **Agradecimentos:** Ao Sr. Ademir da Silva pelo apoio às atividades de campo (empréstimo e pilotagem da embarcação), ao Dr.
 395 Leandro Luz pelo apoio de campo, ao Dr. Mário Luis Assine pelo empréstimo do equipamento ADCP, ao Dr. Tony Vinícius
 396 Moreira Sampaio e ao Dr. Otávio Cristiano Montanher pelas contribuições nas análises estatísticas, ao Laboratório de Estudos
 397 da Dinâmica Ambiental (LEDA) coordenado pela Dra. Márcia Regina Calegari, Dra. Vanessa Cristina dos Santos pelas
 398 contribuições teóricas.

399 **Conflito de Interesse:** Os autores declaram não haver conflito de interesses.

400 Referências

- 401 1. BAGNOLD, R.A. Some aspects of river meanders. **U. S. Geological Survey Professional Paper** 282-E, 1960.
- 402 2. BALEK, J.; KOLAR, V., Statistical parameters of river bends. **Slovenk Akademia Bratislava**, Czecholovakia, v. 7, pp. 237-
 403 246, 1959.
- 404 3. BENNERT, A.; HAYAKAWA, E.H.; LELI, I.T.; STEVAUX, J.C. Morphology, flow structure, and sediment transport in the
 405 Paraná and Piquiri Rivers confluence, Brazil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. V 24, nº2, 2023. DOI:
 406 10.20502/rbg.v24i2.2337.
- 407 4. BITTENCOURT, A.V.L. Sobre a quantificação do intemperismo na Bacia do Rio Piquiri – PR. **Boletim Paranaense de**
 408 **Geociências**, Curitiba, n.41, p.35-51, 1993.
- 409 5. CARVALHO, N. O. **Hidrossedimentologia prática**. Rio de Janeiro: CPRM, 1994.
- 410 6. CENDERELLI, D.A.; CLUER, B.L. Depositional Processes and Sediment Supply in Resistant-Boundary Channels:
 411 Examples from Two Case Studies. In: TINKER, K.; WOHL, E.E., Eds., **Rivers over Rock: Fluvial Processes in Bedrock**
 412 **Channels**, American Geophysical Union, Washington, DC, 1998.
- 413 7. CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. New York: Routledge, 234p. 2007.
- 414 8. CHEN, D.; TANG, C. Evaluating secondary flows in the Evolution of sine-generated meanders. **Geomorphology**, 163-164,
 415 2012, p. 37-44.
- 416 9. DANIELS, M.D.; RHOADS, B.L. Influence of a large woody debris obstruction on three-dimensional flow structure in a
 417 meander bend. **Geomorphology**, 51, 2003, p. 159-173.
- 418 10. DURY, G.H., The shrinkage of Warwickshire Itchen. **Conventry of Natural History and Science Society Proceedings**, v.
 419 2, pp. 208-214, 1953.
- 420 11. DORNELLES, A.M. **Utilização de um perfilador acústico de correntes por efeito Doppler (ADCP) para a estimativa da**
 421 **concentração de sedimentos em suspensão (CSS)**. Dissertação (Mestrado em Engenharia) –Programa de Pós-graduação
 422 em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, 2009.
 423 126p.
- 424 12. ENGEL, F.L. **The Fluvial Dynamics of Compound Meander Bends**. Illinois, 2004. 187p. Tese (Doutorado em Geografia)
 425 - Universidade de Illinois, 2014.
- 426 13. ENGEL, F.L.; JACKSON, P.R. The Velocity Mapping Toolbox. User guide for version 8.08. **USGS Science for a changing**
 427 **world**, 2016.
- 428 14. FORTES, E.; STEVAUX, J.C.; VOLKMER, S. Neotectonics and channel evolution of the lower Ivinhema River. A right-
 429 bank tributary of the upper Paraná River, Brazil. **Geomorphology**, v. 70, p. 325-338, 2005.
- 430 15. FRANCO, A.L.A.; ETCHBEHERE, M.L.C.; STEVAUX, J.C. Hipótese sobre os condicionantes neotectônicos do barramento
 431 natural da foz do rio Ivai (PR) com base em levantamento ecobatimétrico. **Revista Geociências UnG**, v. 7. n. 1, p. 78-86,
 432 2008.
- 433 16. FULFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. Compartimentação e evolução tectônica da Baciado Paraná.
 434 **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12. n. 4, p. 590-611, 1982.
- 435 17. GÜNERALP, I., ABAD, J.D., ZOLEZZI, G., HOOK, J. Advancing and challenges in meandering channels research.
 436 **Geomorphology**, v. 163-164, 2012.
- 437 18. GUERRERO, M.; RUTHER, N.; SZUPIANY, R.; BARANYA, S.; LATOSINSKI, F. The Acoustic Properties of Suspended
 438 Sediment in Large Rivers: Consequences on ADCP Methods Applicability. **Water**, 8, 13; DOI:10.3390/w8010013, 2016.

- 439 19. KASVI, E.; VAAJA, M.; KAARTINEN, H.; KUKKO, A.; JAAKKOLA, A.; FLENER, C.; HYYPPA, J.; OLHO, P. Sub-bend
 440 scale flow-sediment interaction of meander bends – A combined approach of field observations, close- range sensing and
 441 computational modeling. **Geomorphology**, 238, 2015, p. 119-134.
- 442 20. KAYVANTASH, D.; COJAN, L.; KISSEL, C.; FRANKE, C. Magnetic fingerprint of the sediment load in meander bend
 443 section of the Seine River (France). **Geomorphology**, 286, 2017, p. 14-26.
- 444 21. KONSORER, M.K.; RHOADS, B.L.; BEST, J.L.; LANGENDOEN, E.J.; ABAD, J.D.; PARSONS, D.R.; GARCIA, M.H. Three-
 445 dimensional flow structure and bed morphology in large elongate meander loops with different outer bank roughness
 446 characteristics. **Water Resources Research**, 52, 2016, p.9621-9641.
- 447 22. LATRUBESSE, E.M.; KALICKI, T. Late Quaternary Paleohydrology of the Purus River, Amazon, Brazil. **Zeitschrift Fur**
 448 **Geomorphologie**, Tubingem, Alemanha, v. 129, p. 41-59, 2002.
- 449 23. LATOSINSKI, F. G; SZUPIANY, R. N; GARCIA, C.M; GUERRERO, M; AMSLER, M.L. Estimation of concentration and
 450 load of suspended bed sediment in large river by means of acoustic doppler technology. **Journal of Hydraulic**
 451 **Engineering**, 2014.
- 452 24. LELI, I.T; STEVAUX, J.C.; NÓBREGA, M.T. PRODUÇÃO E TRANSPORTE DA CARGA SUSPensa FLUVIAL: TEORIA
 453 E MÉTODO PARA RIOS DE MÉDIO PORTE. **Bol. geogr. Maringá**, v. 28, n. 1, p. 43-58, 2010.
- 454 25. LELI, I.T.; STEVAUX, J.C. Lake-island: A distinct morphology of river systems. **Journal of South American Earth**
 455 **Sciences**. V111, 2021.
- 456 26. LELI, I.T., STEVAUX, J.C., 2022. The polygenetic floodplain of the Upper Paraná River. **J. S. Am. Earth Sci.** 119, 103985
 457 DOI: 10.1016/j.jsames.2022.103985.
- 458 27. LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G., River channel pattern; braided meandering and straight. **U. S. Geological Survey**
 459 **Professional Paper** 282-D, 1957.
- 460 28. LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G., River Meanders. **Geological Society American Bulletin**, v. 71, pp. 769-794, 1960.
- 461 29. LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G., Miller, J.P., **Fluvial Processes in Geomorphology**, Dover Publications, INC, New York,
 462 1964.
- 463 30. LIMA. A.G.; BINDA, A.L., Lithologic and structural controls on fluvial knickzones in basalts of the Paraná Basin, Brazil.
 464 **Journal of South American Earth Sciences**, 48:262-270, 2013.
- 465 31. LIMA, J.E.F.W.; Lopes, W.T.A.; SILVA, E.M.; VIEIRA, M.R. Diagnóstico hidrossedimentológico da Bacia do Rio Piquiri. –
 466 Planaltina, DF: **Embrapa Cerrados**, 2004. 25p. (Boletim de pesquisa e desenvolvimento/Embrapa Cerrados, ISSN 1676-
 467 918;134).
- 468 32. LUZ, L.D. STEVAUX, J.C., PAROLIN, M., SILVA, A. Alteração hidrodinâmica em rios meandantes: Caso do rio Cuiabá,
 469 Pantanal. In: VIII Simpósio Regional sobre Hidráulica de Ríos, Cordoba, Argentina, 2017.
- 470 33. LUZ, L.D.; SZUPIANY, R. N.; PAROLIN, M.; SILVA, A.; STEVAUX, J.C. Obtuse-angle vs. Confluence sharp meandre
 471 bends: insights from the Paraguay-Cuiabá confluence in the Pantanal wetlands, Brazil. **Geomorphology**, 2020.
- 472 34. MAACK R. **Geografia física do Estado do Paraná**. Curitiba, Banco BADEP, UFPR, IBPT. 1968, 350p.
- 473 35. MARTINEZ, M.; HAYAKAWA, E.H.; STEVAUX, J.C.; PROFETA, J.D. SL index as indicator of anomalies in the
 474 longitudinal profile of the Pirapó River. **Geociências UNESP**, São Paulo, v. 30, n. 1, p 63-76, 2011.
- 475 36. MILLER, J.R. The influence of bedrock geology on knickpoint development and channel-bed degradation along
 476 downcutting stream in south-central Indiana. **J. Geol.**, 99:591-605, 1991.
- 477 37. MILLER, J.R.; CLUER, L.B. Modeling considerations for simulation of flow in bedrock channels. In: TINKER, K.; WOHL,
 478 E.E., Eds., **Rivers over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels**, American Geophysical Union, Washington, DC,
 479 1998.
- 480 38. MINEROPAR- Minerais do Paraná S.A. **Atlas Geomorfológico do Estado do Paraná**. Universidade Federal do Paraná,
 481 Curitiba, 2006.
- 482 39. MORISAWA, M. **Stream, their dynamics and morphology**. New York: McGraw- Hill Book Company, 1968. 175 p.
- 483 40. ORFEO, O. 1995. **Sedimentología del río Paraná en el área de suconfluencia con el río Paraguay**. Facultad de Ciencias
 484 **Naturales y Museo, Universidad Nacional de LaPlata**, Tesis Doctoral, 289 p.
- 485 41. PAES, R., STEVAUX, J.C., ETCHEBEHERE, M.L.C., LELI, I.T., 2008. Dinâmica e morfologia do canal de confluência dos
 486 rios Paraná e Paranapanema pelo método do mapeamento temporal. **Geografia**, Londrina 17, 37-47.
 487 <http://www.uel.br/revistas/geografia>.
- 488 42. PAROLIN, M.; GUERREIRO, R.L.; KUERTEN, S.; MENEZES, H.R. Bacias hidrográficas paranaenses. In. PAROLIN, M.;
 489 VOLKMER-RIBEIRO, C.; LENADRINI, J.A. (Org). **Abordagem ambiental interdisciplinar em bacias hidrográficas no**
 490 **Estado do Paraná**. Campo Mourão: Ed. Fecilcam, 2010, p. 59-104.
- 491 43. PARSONS, D.R.; JACKSON, P.R.; CZUBA, J.A.; ENGEL, F.L.; RHOADS, B.L.; ORBERG, K.A.; BEST, J.L; MUELLER, D.S.;
 492 JOHNSON, K.K.; RILEY, J.D. Velocity Mapping ToolBox (VMT): a processing and visualization suite for moving-vessel
 493 ADCP measurements. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, p. 1244-1260, 2013.

- 494 44. PIRES NETO, A.G; BARTORELLI, A.; VARGAS. M.S. A planície do rio Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, 42,
495 217-229, 1994.
- 496 45. RAMONELL, C.G.; AMSLER, M.L.; ORFEO, O.; MONTAGNINI, M.D.; PEREZ, M. Ajustes morfológicos-sedimentários
497 del río Bermejo em torno al puente Lavalle (Chaco Argentino). **Tecer Simpósio Regional sobre hidráulica de rios**, UNC,
498 2007.
- 499 46. REMOR, M.B.; SAMPAIO, S.C.; DAMATTO, S.R.; CASTILHOS, Z.C.; STEVAUX, J.C.; VILAS BOAS, M. A.; DOS REIS, R.
500 R. Geochemistry of the Upper Paraná River floodplain: study of the Garças Pond and Patos Pond. **Journal of**
501 **Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, v. 305, p. 409-418, 2015.
- 502 47. ROISOVSKII, J.L. 1957. Flow of water in bends of open channels. In: **Academy of Sciences of the Ukrainian SSR**; Kiev [
503 translated from Russian by the Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1961].
- 504 48. SANTOS, M.D, STEVAUX, J.C, GASPARETTO, N.V.L.; SOUZA FILHO. E.E. Geologia e geomorfologia da planície aluvial
505 do rio Ivaí-PR. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, p. 23-34, 2008.
- 506 49. SANTOS, V.C.; STEVAUX, J.C.; SZUPIANY, R.N. Confluence analysis at basin scale in a tropical bedrock river - The Ivaí
507 River, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 116, p. 103877, 2022.
- 508 50. SOUZA JR.; M.D.; SOUZA, M.L.; SALAMUNI, E.; STEVAUX, J.C.; MORALES, N. Análise morfotectônica da bacia
509 hidrográfica do rio Ivaí-PR, curso inferior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.14, n.2, (Abr-Jun) p.213-220, 201v. 2013.
- 510 51. STEVAUX, J.C. The Upper Paraná River (Brazil): geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary**
511 **International**, Londres, v 21, p.143-161, 1994.
- 512 52. STEVAUX, J.C.; SOUZA, I. Floodplain construction in an anastomose driver. **Quaternary International**, Amsterdam, v.
513 114, p.55-66, 2004.
- 514 53. STEVAUX, J.C.; PAES, R.; FRANCO, A.A.; ETCHEBEHERE, M.L.; FUJITA, R.H. Morphodynamics in the confluence of
515 large regulated rivers: the case of Paraná and Paranapanema Rivers. **Latin American Journal of Sedimentology and Basin**
516 **Analysis**, v. 16, p. 101-109, 2009.
- 517 54. STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. Iguazu Falls: A history of differentialfluvial incision. In: Piotr Migon. (Org.).
518 Geomorphological landscapes of the world. Londres: Springer, 2010, v., p. 102-110.
- 519 55. STEVAUX, J.C.; LATRUBESSE, E.M. **Geomorfologia Fluvial**. Oficina de Textos. São Paulo, 2017.
- 520 56. STEVAUX, J.C.; GON, P.P., LELI, I.T.; FUJITA, R.H. Why do large rivers tend to form multichannel? A field study in the
521 Upper Paraná River. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, p. 967-985, 2021.
- 522 57. SUGUIO, K. Introdução à sedimentologia. Edgard Blucher, Ed. da Universidade de São Paulo. 1973.
- 523 58. SUGUIO, K.; BIGARELLA, J.J. **Ambiente Fluvial**. Associação de Defesa e Educação Ambiental (ADEA), Curitiba: Editora
524 da Universidade Federal do Paraná, 1979.
- 525 59. SZUPIANY, R.N.; AMSLER, M.L.; PARSONS, D.R.; BEST, J.L. Morphology, flow structure, and suspended bed sediment
526 transport in two large braid-bar confluences. **Water Resources Research**, v. 45, 2009.
- 527 60. SZUPIANY, R.N.; AMSLER, M.L.; HERNANDEZ, J.; PARSONS, D.R.; BEST, J.L.; FORNARI, E.; TRENTO, A. Flow fields,
528 bed shear stresses, and suspended bed sediment dynamics in bifurcations of a large river. **Water Resources Research**, v.
529 48, p. 1-20, 2012.
- 530 61. TIRON, L. J.; COZ, J. L.; PROVANSAL, M.; PANIN, N.; RACCASI, G.; DRAMAIS, D.; DUSSOUILLEZ, P. Flow and
531 sediment processes in a cutoff meander of the Danube Delta during episodic flooding. **Geomorphology**, 106, 2009, p. 186-
532 197.
- 533 62. TUROWSKI, J. M.; HOVIUS, N.; HSIEH, M. L.; LAGUE, D.; CHEN, M. C. Distribution of erosion across bedrock channels.
534 **Earth Surf. Proc. Land.**, 33, 353-363,2008, DOI: 10.1002/esp.1559.

- 535 63. WEIBEL, C. L.; SZUPIANY, R.; LATOSINSKI, F.; AMSLER, M.; REPASCH, M. Sources and temporal dynamics of
536 suspended sediment transport along the Paraná River system. **Journal of South America Earth Science**, v. 1, p. 1-13, 2022.
537 DOI: 10.1016/j.jsames.2022.103968.
- 538 64. WHIPPLE, K.X., Beyond bedrock river process and form. In, THINKLER, K.J.; WOHL, E.E. (Eds.) Rivers over Rock –
539 Fluvial processes in bedrock channels. P. 35-60, **American Geophysical Union**, Washington, DC, 1998.
- 540 65. YOUSEFI, S.; POURGHASEMI, H. R.; HOOKE, J.; NAVRATIL, O.; KIDOVÁ, A. Changes in morphometric meander
541 parameters identified on the Karoon River, Iran, using remote sensing data. **Geomorphology**, 271, 2016, p.55-64.
542



Esta obra está licenciada com uma Licença Creative Commons Atribuição 4.0 Internacional (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) – CC BY. Esta licença permite que outros distribuíam, remixem, adaptem e criem a partir do seu trabalho, mesmo para fins comerciais, desde que lhe atribuíam o devido crédito pela criação original.

543