



## Distribuição Longitudinal da Potência de Canal e da Potência de Canal Específica: Proposta Metodológica Baseada em *Softwares* Livres

### *Longitudinal Distribution of Total and Specific Stream Power: Methodological Proposal Based on Free Software*

Tainá Medeiros Suizu <sup>1</sup>, Leandro de Godoi Pinton <sup>2</sup> e Ricardo Vicente Ferreira <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal de Goiás, Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Goiânia, Brasil. E-mail: [taina.suizu@hotmail.com](mailto:taina.suizu@hotmail.com).

ORCID: <http://orcid.org/0000-0001-5019-1739>

<sup>2</sup> Universidade Federal do Triângulo Mineiro, Departamento de Geografia, Uberaba, Brasil. E-mail: [leandro.pinton@uftm.edu.br](mailto:leandro.pinton@uftm.edu.br).

ORCID: <http://orcid.org/0000-0003-4188-3893>

<sup>3</sup> Universidade Federal do Triângulo Mineiro, Departamento de Geografia, Uberaba, Brasil. E-mail: [ricardo.ferreira@uftm.edu.br](mailto:ricardo.ferreira@uftm.edu.br).

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9003-4834>

Recebido: 06.2020 | Aceito: 07.2020

**Resumo:** A capacidade de um rio realizar o seu trabalho geomórfico é determinada por meio das equações da potência de canal. Apesar da ampla influência dessas taxas de energia sobre os distintos aspectos do sistema fluvial, poucos trabalhos na literatura geomorfológica brasileira têm avaliado a sua distribuição em uma perspectiva longitudinal. Assim, o objetivo desse artigo é apresentar uma adaptação de proposta metodológica para a obtenção de gradientes espaciais da potência de canal e da potência de canal específica. Os procedimentos que envolvem a proposta foram aplicados no contexto da bacia hidrográfica do rio Aguapeí (SP), sendo fundamentados no uso de Modelos Digitais de Elevação e na extração de dados em Sistema de Informação Geográfica e a sua manipulação em ambiente de desenvolvimento integrado para computação estatística. A avaliação de ambas as potências de canal do rio Aguapeí (SP), com base na disposição longitudinal dos valores de largura, vazão de margens plenas e declividade do canal, demonstrou que essas três variáveis são proeminentes na configuração dos gradientes de energia. Ademais, verificou-se a existência de um padrão não linear da distribuição das potências de canal derivado, sobretudo, das variações litológicas que produzem declives anômalos ao longo desse rio. De modo geral, os resultados demonstraram o elevado potencial de replicabilidade da presente proposta metodológica, tendo em vista o emprego de *softwares* livres com código-fonte aberto e a possibilidade de utilização sem grandes restrições em relação às particularidades do sistema fluvial.

**Palavras-chave:** Geoprocessamento. Geomorfologia fluvial. Energia do rio.

**Abstract:** The capacity of a river to perform geomorphic work is determined by the stream power equations. Despite the wide influence of these rates of energy over distinct aspects of fluvial systems, few works in Brazilian geomorphological literature have evaluated its distribution from a longitudinal perspective. The purpose of this article is to present an adaptation of a methodological proposal to obtain spatial gradients of total stream power and specific stream power. The procedures involving the proposal were applied in the context of the Aguapeí river basin (SP); it is based on the use of Digital Elevation Models and the extraction of data in a Geographic Information System and its manipulation in an integrated development environment for statistical computing. The evaluation of both total and specific stream power for the Aguapeí river (SP), based on the longitudinal disposition of bankfull channel width and discharge as well as channel slope, showed that these three variables are prominent in the energy gradients configuration. Also, we verified the existence of a nonlinear pattern of stream power distribution derived above all from lithological variations that produce anomalous slopes along the river. In general, the results demonstrated the high potential for replicability of the present methodological proposal due to the use of free and open-source software and the possibility of use without great restrictions regarding the peculiarities of the fluvial system.

**Keywords:** Geoprocessing. Fluvial Geomorphology. River's energy.

# 1 INTRODUÇÃO

A energia derivada da declividade de um rio é gradualmente disponibilizada ao longo de seu perfil longitudinal para a execução dos trabalhos geomórficos de erosão e transporte de sedimentos (RHOADS, 1987; KNIGHTON, 1999). A capacidade de um rio realizar trabalho geomórfico é determinada por meio da equação da potência de canal, a qual permite mensurar o efeito combinado das principais forças motrizes que atuam sobre o sistema fluvial: a declividade e a vazão (BIZZI; LERNER, 2015).

O termo potência de canal (*stream power*) foi introduzido por Bagnold (1960, 1966) para designar a taxa de energia potencial disponível por unidade de comprimento do canal, que corresponde ao trabalho liberado na forma cinética dessa energia à medida que o fluxo desce em função da gravidade. Assim, a potência de canal ( $\Omega$ ) por unidade de comprimento ( $W\ m^{-1}$ ) pode ser expressa pela Eq. (1):

$$\Omega = \rho g QS \quad (1)$$

em que  $\rho$  é a densidade da água ( $998\ kg\ m^{-3}$  a  $20^\circ C$ );  $g$  é a aceleração da gravidade ( $9,8\ m\ s^{-2}$ );  $Q$  é a vazão ( $m^3\ s^{-1}$ ) e;  $S$  é o gradiente de energia adimensional (usualmente representado pela declividade da superfície da água).

Ao dividir  $\Omega$  pela largura de uma seção transversal ( $w$ ), Bagnold (1960, 1966) também definiu a energia média disponível por unidade de área do leito do canal ( $\omega$ ). Essa taxa é medida em watt por metro quadrado ( $W\ m^{-2}$ ), sendo comumente reportada na literatura como potência de canal específica (BULL, 1979; CHARLTON, 2008; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017):

$$\omega = \Omega/w \quad (2)$$

A potência de canal foi utilizada inicialmente na compreensão dos processos relacionados ao transporte de sedimentos dos rios (BAGNOLD, 1960, 1966, 1977, 1980). Posteriormente, distintos estudos revelaram a sua influência sobre outros importantes aspectos do sistema fluvial, tais como: o padrão de canal (CHANG, 1979; KNIGHTON; NANSON, 1993); a migração do canal (NANSON; HICKIN, 1986; MCEWEN, 1994); as características da planície fluvial (NANSON; CROKE, 1992); as feições erosivas e deposicionais (BULL, 1979; GALIA; ŠKARPICH, 2016) e; a efetividade geomórfica das vazões de inundação (MAGILLIGAN, 1992; YOCHUM et al., 2017).

Ao considerar a referida influência da potência de canal, Knighton (1999) admite a importância de seu conhecimento em uma perspectiva espacial para a compreensão da distribuição longitudinal dos ajustes no sistema fluvial. Com base nesse pressuposto, algumas pesquisas identificaram distintos locais de configuração dos picos de energia ao longo do canal (BULL, 1979; KNIGHTON, 1984; MAGILLIGAN, 1992; LAWLER, 1992, 1995; LECCE, 1997; ABERNETHY; RUTHERFURD, 1998; BARKER et al., 2009) e as suas implicações nos processos geomórficos (GRAF, 1983; BIZZI; LERNER, 2015; GARTNER et al., 2015; LEA; LEGLEITER, 2016).

Apesar de suas significativas contribuições à temática, tais trabalhos foram realizados em sistemas fluviais localizados em regiões temperadas. Na literatura geomorfológica brasileira, verifica-se um reduzido número de pesquisas que adotaram essa perspectiva (GON, 2012; LIMA; AMARAL, 2013).

De acordo com Gartner (2016), as geotecnologias atuais têm facilitado a obtenção de dados da potência de canal ao longo dos rios, tendo em vista que essa pode ser computada remotamente sem a necessidade de extensas medições em campo. O autor apresenta uma proposta metodológica para a extração desses dados fundamentada em Modelos Digitais de Elevação (MDEs). O uso de *softwares* comerciais no desenvolvimento dessa proposta dificulta a sua ampla disseminação entre os diversos usuários da comunidade científica.

No âmbito do cenário nacional, a aplicabilidade da proposta ainda é comprometida pelas seguintes limitações: a) os MDEs de alta resolução espacial, como o utilizado por Gartner (2016), apresentam um elevado custo de aquisição para o território brasileiro e; b) as relações empíricas empregadas pelo autor são passíveis de réplica somente em bacias hidrográficas que atendem a um conjunto de critérios específicos – morfologia, morfometria e intervenções antrópicas (BENT; WAITE, 2013), restringindo a sua adoção mediante a diversidade dos sistemas fluviais no Brasil.

Nessa conjuntura, este artigo teve como objetivo apresentar uma adaptação da proposta metodológica de Gartner (2016) para a obtenção de gradientes espaciais da potência de canal e da potência de canal específica com base em *softwares* livres. Os procedimentos que envolvem a proposta foram aplicados no contexto da bacia hidrográfica do rio Aguapeí (SP). A fim de avaliar os resultados, realizou-se uma análise preliminar da distribuição de ambas as potências de canal ao longo do curso principal dessa bacia em relação aos padrões comumente reportados na literatura.

## 2 ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do rio Aguapeí está localizada no extremo oeste do estado de São Paulo, entre as coordenadas geográficas 21°00' e 22°25' de latitude Sul e 49°52' e 51°71' de longitude Oeste (Figura 1). Essa bacia, orientada no sentido noroeste, possui área de 12.095 km<sup>2</sup>, sendo caracterizada por forma alongada (comprimento cinco vezes maior que a largura média). O seu curso principal é afluente da margem esquerda do rio Paraná e apresenta 470 km de extensão. Atualmente, os índices de sinuosidade do rio Aguapeí variam de 1,04 a 2,45, definindo setores tipicamente meandrantés.

Figura 1 – Localização da bacia hidrográfica do rio Aguapeí (SP).



Fonte: Os autores (2020).

Em relação ao relevo regional, a bacia hidrográfica do rio Aguapeí situa-se no Planalto Ocidental Paulista, caracterizado por colinas amplas e baixas de topos convexas a tabulares, declividades na faixa de 10 a 20% e altimetrias entre 300 a 600 m (ROSS; MOROZ, 1997).

O seu quadro litológico integra a Bacia Sedimentar do Paraná. Essa litoestrutura é constituída por rochas sedimentares e basálticas (ETCHEBEHERE et al., 2004), as quais são representadas na área de estudo por quatro formações, sendo três pertencentes ao Grupo Bauru – Formação Marília (Km), Formação Adamantina (Ka) e Formação Santo Anastácio (Ksa), e uma ao Grupo São Bento – Formação Serra Geral (JKsg) (INSTITUTO DE PESQUISA TECNOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT, 1981).

No que se refere ao clima, verifica-se o tipo Aw - tropical chuvoso (DUBREUIL et al., 2018). Entre os sistemas atmosféricos atuantes na região, destacam-se o Tropical Atlântico e o Tropical Continental (SANT'ANNA NETO; TOMMASELLI, 2009), que definem uma precipitação anual variando de 1.340 a 1.276 mm do curso superior ao inferior da bacia hidrográfica.

### 3 PROPOSTA METODOLÓGICA PARA A OBTENÇÃO DE GRADIENTES ESPACIAIS DA POTÊNCIA DE CANAL ( $\Omega$ ) E DA POTÊNCIA DE CANAL ESPECÍFICA ( $\omega$ )

Os procedimentos da presente proposta metodológica foram subdivididos em duas etapas, sendo a primeira realizada nos *softwares* QGIS<sup>®</sup> 3.10.6 e ILWIS<sup>®</sup> 3.8, e a segunda no RStudio<sup>®</sup> 1.2.5001, um ambiente de desenvolvimento integrado da linguagem de programação R<sup>®</sup>.

#### 3.1 Aquisição de dados em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG)

A base de dados utilizada na execução desse trabalho constitui-se do MDE *ALOS World 3D - 30m* (*AW3D30*), disponibilizado gratuitamente no site da Agência de Exploração Aeroespacial do Japão – *JAXA* (c1997). Estudos recentes têm demonstrado a elevada precisão vertical desse modelo em relação àqueles de mesma resolução espacial (~30 m) – *ASTER Global DEM Version 2*; *SRTM-30m* (SANTILLAN; MAKINANO-SANTILLAN, 2016; HU et al., 2017), e a sua aplicabilidade na modelagem hidrológica (TÜGEL et al., 2018).

##### 3.1.1 PREPARAÇÃO DO MDE

Para compor a área de estudo, foram necessários cinco arquivos do MDE *AW3D30* em formato GeoTIFF – S022W050; S022W051; S022W052; S023W050 e; S023W051, os quais são fornecidos em duas variantes conforme o método utilizado na reamostragem da versão do MDE de 5 m de resolução (*ALOS World 3D – AW3D*): AVE (média) e MED (mediana). Em concordância com os trabalhos de Santillan e Makinano-Santillan (2016), Hu et al. (2017) e Tügel et al. (2018), optou-se pela utilização dos arquivos AVE.

De posse desses arquivos, o primeiro passo foi a sua composição em único MDE por meio da ferramenta *Merge*. Posteriormente, o modelo gerado foi reprojetoado do sistema de coordenadas geográficas dos arquivos originais – WGS 1984 – para o sistema de coordenadas *Universal Transverse Mercator (UTM)*, mantendo o WGS 1984 como o seu datum horizontal.

##### 3.1.2 ANÁLISES HIDROLÓGICAS

A fim de obter um MDE adequado hidrológicamente para a determinação da área de drenagem e dos valores de elevação ao longo do rio Aguapeí, foram utilizadas funções disponíveis nos módulos SAGA e GRASS integrados ao QGIS.

Inicialmente, com o objetivo de preencher as depressões existentes no MDE, que se constituem em artefatos artificiais derivados de seu processo de construção, executou-se a função *Fill Sinks* do SAGA. O resultado foi a geração de um novo MDE de nome padrão *Filled DEM*. As ferramentas *Channel Network and Drainage Basins* (módulo SAGA) e *r.stream.extract* (módulo GRASS) foram utilizadas para obter, respectivamente, os limites da bacia hidrográfica e a sua rede de drenagem em formato vetorial. As bases de dados disponíveis no QGIS pela conexão *XYZ Tiles* auxiliaram na correção manual de pequenas imperfeições ao longo do curso principal gerado com base no MDE.

Na sequência, a utilização de *r.carve* (módulo GRASS) permitiu a predefinição da localização do rio Aguapeí no MDE preenchido. Para a operacionalização dessa função, é necessária a inserção do vetor linear constituído na etapa antecedente e correspondente ao canal desse rio. A sua aplicação segue a recomendação de Gartner (2016), que adverte sobre a incompatibilização entre os pontos mais baixos do relevo e a localização real dos canais em razão das sutis imprecisões inerentes aos MDEs. No âmbito do rio Aguapeí, a existência de uma ampla planície de inundação em seu baixo curso, com 1,7 km de largura média, tornou esse procedimento imprescindível. A definição do canal no MDE foi seguida por um novo preenchimento de depressões (*Fill Sinks*).

No *software* ILWIS, a execução das funções *Flow Direction* e *Flow Accumulation*, com base no último MDE, levou à geração de dois novos arquivos *rasters*, sendo o primeiro composto por informações numéricas sobre a direção dos fluxos na bacia hidrográfica, e o segundo contendo a área de contribuição hídrica superficial de cada uma das células do novo MDE preenchido. Ressalta-se a escolha desse *software* em razão

de sua melhor performance no processamento desses algoritmos.

### 3.1.3 EXTRAÇÃO DE DADOS

A última fase do trabalho em ambiente SIG se inicia com a criação de um *shapefile* do tipo ponto. A manipulação desse arquivo vetorial com base na ferramenta *points along geometry* (QGIS) levou à geração de um conjunto de pontos equidistantes dispostos ao longo da linha correspondente ao canal do rio principal. O intervalo entre os pontos na unidade da projeção do mapa (m) fica a critério do usuário. Ao considerar a ampla dimensão do rio Aguapeí, houve a definição da distância de 5.000 m entre os pontos.

A ferramenta *v.what.rast* (módulo GRASS) permitiu a extração dos valores da área de contribuição hídrica (*Flow Accumulation*) e da elevação (MDE preenchido) de cada um dos referidos pontos. Tais valores passaram a compor novas colunas da tabela de atributos desse *shapefile*.

## 3.2 Manipulação e representação gráfica dos dados derivados do SIG

No RStudio®, os seguintes pacotes foram instalados e carregados no editor de *script*: *sf*; *tidyverse* e; *RcppRoll* (Figura 2A e B). O pacote '*sf*' se constitui em um suporte para objetos no formato *Simple Feature*, padronizado para decodificar dados vetoriais espaciais (PEBESMA et al., 2020). O '*tidyverse*' consiste em uma coleção de pacotes R projetados para a ciência de dados, abrangendo tarefas relacionadas à importação, manipulação, visualização e programação de dados (WICKHAM et al., 2019). O '*RcppRoll*' fornece rotinas eficientes para operações com janela móvel (média, mediana, soma, produto, mínimo, máximo, desvio padrão e variância) (USHEY, 2018).

Figura 2 – Pacotes RStudio® e código desenvolvido para a obtenção das potências de canal ( $\Omega$  e  $\omega$ ).

```
install.packages("tidyverse")
install.packages("sf")
install.packages("RcppRoll") ] (A)

library(sf)
library(tidyverse) ] (B)
library(RcppRoll)

pontos_Aguapei.sf <- st_read("Pontos5000m.shp")
pontos_Aguapei <- data.frame(pontos_Aguapei.sf) ] (C)

Pw <- pontos_Aguapei %>%
  mutate(MM = roll_mean(altitude, n = 3, fill= c(631, 0, 262), align='center')) %>% (D)
  mutate(Dif = -(MM - lag(MM, default = MM[1]))) %>% (E)
  mutate(S = Dif/5000) %>% (F)
  mutate(Area_d = (flowacc*900)/1000000) %>% (G)
  mutate(Q = 125*(Area_d/3670)^1) %>% (H)
  mutate(W = 6.297*Q^0.476) %>% (I)
  mutate(Pw= 998*9.8*Q*S) %>% (J)
  mutate(S_Pw = Pw/W) (K)

Pw_sf <- st_as_sf(Pw) (L)
st_write(Pw_sf, "Pw.shp", driver="ESRI Shapefile") (M)
```

Fonte: Os autores (2020).

Para a extração dos dados contidos na tabela de atributos do *shapefile* produzido na etapa anterior, foi necessário transformar esse arquivo vetorial em um objeto do tipo *Simple Feature* (.sf), o qual foi posteriormente convertido em um quadro de dados (*data.frame*) (Figura 2C). A manipulação desse quadro ocorreu fundamentalmente por meio do uso do comando *mutate*, que permite adicionar novas variáveis ao conjunto de dados mediante funções derivadas de variáveis já existentes.

O estabelecimento da potência de canal se iniciou com a obtenção da declividade (*S*) (Figura 2F) com base na Eq. (3):

$$S = -\Delta H/L \quad (3)$$

onde  $\Delta H$  é a diferença de altitude (m) entre dois pontos;  $L$  é a distância (m) entre esses pontos ao longo do

canal e; o sinal negativo (-) denota decréscimo do gradiente a jusante (KNIGHTON, 1999).

A distância corresponde àquela estabelecida entre cada um dos pontos dispostos ao longo do canal – 5.000 m. No que se refere à altitude, foram identificados alguns valores inconsistentes (setores a jusante mais elevados que a montante) em decorrência de erros inerentes ao tipo de MDE. Para a resolução desse impasse, foi necessária a aplicação da função *roll\_mean* (Figura 2D), que efetua uma média móvel proporcionando a suavização do conjunto de valores. Na execução dessa função, é necessário indicar: o tamanho da janela de dados (**n**) sobre os quais a média será efetuada; um vetor de comprimento igual a três (*fill*) a fim de preencher as lacunas decorrentes do processo de deslocamento da média entre as células e; o tipo de média a ser executada entre as células (*align*), sendo *left* = média envolvendo apenas as células que antecedem um determinado valor; *right* = média envolvendo apenas as células que sucedem um determinado valor e; *center* = média envolvendo as células anteriores e posteriores a um determinado valor. É importante evidenciar que a escolha do alinhamento central da janela (*center*) levou à geração de duas lacunas correspondentes aos pontos de elevação inicial e final da área de estudo. Esses valores foram supridos com os dados de altitude original e combinados aos dados suavizados por meio de *fill* (Figura 2D). A diferença entre os valores de altitude suavizados (Figura 2E) para o equacionamento da declividade (Figura 2F) foi dada pela subtração de cada célula por aquela que antecede sua posição no conjunto de dados. As células antecessoras foram computadas por meio da função *lag*.

A próxima etapa envolveu a definição da área de drenagem a montante de cada um dos pontos dispostos ao longo do rio. Esse procedimento foi efetuado pela multiplicação do valor contido na coluna referente aos dados do *Flow Accumulation* (em unidade de número de células *raster*) pelo valor da área de cada célula (30 m x 30 m = 900 m<sup>2</sup>) para a conversão dos valores em m<sup>2</sup>, os quais foram transformados para km<sup>2</sup> (Figura 2G).

A medida de área supracitada foi obtida visando a estimativa da vazão de margens plenas ao longo do rio. Essa vazão, que preenche todo o canal, é usualmente adotada no cálculo da potência de canal (NANSON; CROKE, 1992; LECCE, 1997; KNIGHTON, 1999; BURAS et al., 2014) em razão de sua efetividade geomórfica (KNIGHTON, 1984; HICKIN, c2016).

A vazão de margens plenas foi estimada a cada 5.000 m com base na Eq. (4) (Figura 2H), que leva em conta os dados de uma estação fluviométrica existente ao longo do rio:

$$Q_x = Q_{ref} (A_x/A_{ref})^b \quad (4)$$

em que  $Q_x$  é a vazão a ser estimada na localização  $x$ ;  $Q_{ref}$  é a vazão conhecida em um local de referência próximo a  $x$ ;  $A_x$  é a área de contribuição na localização  $x$ ;  $A_{ref}$  é a área de contribuição no local de referência e;  $b$  é uma constante empiricamente derivada e comumente definida como 1 para a simplificação da equação (GARTNER, 2016).

A estação fluviométrica 7C-002 (Figura 1), localizada no médio-curso superior (área de drenagem = 3.670 km<sup>2</sup>) e pertence ao Departamento de Águas e Energia Elétrica do estado de São Paulo (DAEE), foi selecionada para a execução dessa etapa por apresentar uma série histórica longa e consistente ao longo do período 1966-2006. No cálculo da vazão de margens plenas dessa estação, considerou-se as premissas de Hickin (c2016). Esse autor revelou as dificuldades inerentes à mensuração do nível de margens em campo em razão dos estados transitórios dos canais em equilíbrio e do grau de incisão dos canais, admitindo a necessidade de utilizar uma medida estatística independente no cálculo dessa vazão. A vazão com tempo de retorno de 1,5 anos, em uma série de vazões máximas anuais, é amplamente aceita pelos cientistas como aquela representativa do nível de margens plenas (KONDOLF; PIÉGAY, 2016).

Para o cálculo de  $Q_{1,5}$ , os dados de vazão média diária disponibilizados em planilha eletrônica pelo banco de dados hidrológicos do DAEE (SÃO PAULO, [201-]) foram inicialmente organizados em duas colunas: a primeira contendo as datas dos registros de vazão e; a segunda contendo os valores de vazão ao longo da série histórica. É importante evidenciar que as células referentes às datas devem apresentar a formatação padrão para a sua leitura no R<sup>®</sup>: ano (4 dígitos), seguido do mês e depois do dia – aaaa-mm-dd.

Os dados organizados em planilha eletrônica foram exportados em formato de texto (.txt) e transformados em um quadro de dados no RStudio<sup>®</sup> por meio da função *read.table* (Figura 3A). Na sequência, foi necessário indicar ao *software* que os dados da segunda coluna do quadro se constituem em números com

separador decimal por vírgula (,) que deve ser substituído por ponto (.) em conformidade com a formatação do R® (Figura 3B). Os dados da primeira coluna foram definidos como datas (Figura 3C), das quais se mantiveram apenas a informação referente ao ano (Figura 3D).

Figura 3 – Código desenvolvido para o cálculo de  $Q_{1,5}$ .

```
Q <- read.table("Q_Aguapei.txt", header = TRUE) (A)
Q$Vazao <- as.numeric(stringr::str_replace(as.character(Q$Vazao), ",", ".")) (B)
Q$Data = as.Date(Q$Data, "%Y-%m-%d") (C)
Q$Data = as.factor(format(Q$Data, "%Y")) (D)

Q1.5 <- Q %>%
  group_by(Data) %>%
  summarise(Vazao = max(Vazao)) %>% (E)
  arrange(desc(Vazao)) %>% (F)
  add_column(Rank = 1:41) %>% (G)
  mutate(Tr = ((41+1)/Rank)) (H)
```

Fonte: Os autores (2020).

O cálculo de  $Q_{1,5}$  foi fundamentado na descrição realizada por Stevaux e Latrubesse (2017). Primeiramente, foi necessário identificar o pico máximo da cheia para cada ano da série por meio do comando *summarise* e da função *max* (Figura 3E). As cheias anuais da série foram então ordenadas de acordo com sua magnitude com o uso do comando *arrange* e da função *desc* (ordenamento decrescente) (Figura 3F). Uma nova coluna foi inserida ao conjunto de dados (comando *add\_column*) visando ranquear cada uma dessas vazões máximas (Figura 3G): a maior inundação da série recebe o número 1, e assim progressivamente, de modo que quanto menor for a cheia maior será o seu número. O tempo de retorno ( $T_r$ ) em anos foi dado pela Eq. (5) (Figura 3H):

$$T_r = (n + 1)/m \quad (5)$$

em que  $m$  é a ordem da cheia cujo tempo de retorno se quer saber e;  $n$  é o número de anos da série histórica.

No âmbito desse novo conjunto de dados, foi possível identificar que a vazão representativa do nível de margens plenas ( $Q_{1,5}$ ) corresponde a  $125 \text{ m}^3/\text{s}$  (Figura 2H).

A geometria da seção (largura e profundidade) e as características do fluxo correspondente (velocidade e vazão) nas estações fluviométricas 6C-005, 7C-002, 7C-011 e 8C-004 (Figura 1) foram utilizadas na estimativa da largura do canal ao nível de margens plenas mediante o uso dos modelos empíricos apresentados por Leopold e Maddock (1953) na forma de leis de potência (Eq. 6 a 8):

$$w = aQ^b \quad (6)$$

$$d = cQ^f \quad (7)$$

$$v = kQ^m \quad (8)$$

em que  $w$ ,  $d$  e  $v$  correspondem, respectivamente, às variáveis largura (m), profundidade média (m) e velocidade média ( $\text{m s}^{-1}$ ) da seção transversal;  $Q$  ( $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) corresponde a uma vazão de referência e;  $a$ ,  $c$ ,  $k$ ,  $b$ ,  $f$  e  $m$  são constantes numéricas. A soma dos expoentes ( $b$ ,  $f$  e  $m$ ) e o produto dos coeficientes ( $a$ ,  $c$  e  $k$ ) devem ser igual a 1.

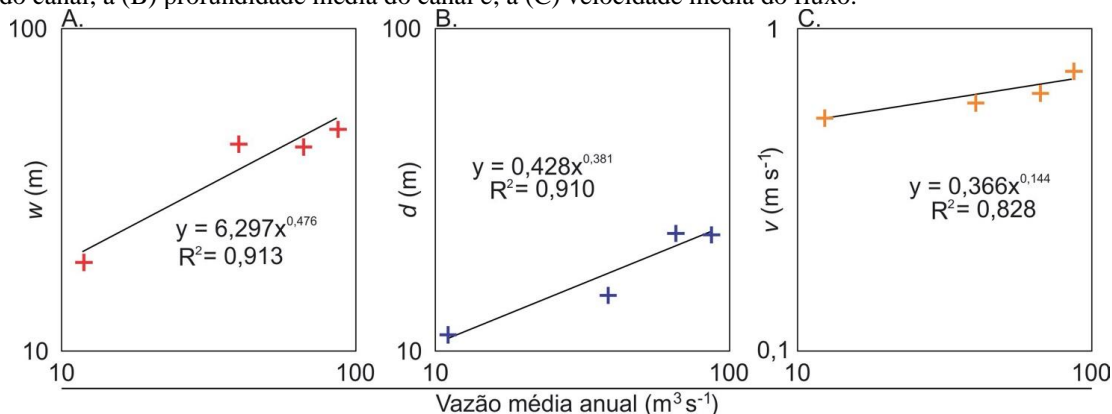
Esses modelos empíricos são denominados de relações de geometria hidráulica, e foram desenvolvidos em uma perspectiva longitudinal no contexto da área de estudo para o conhecimento dos ajustes da largura do canal aos incrementos da vazão a jusante.

Em conformidade com as premissas de Leopold e Maddock (1953) para a referida perspectiva, a vazão média anual de cada estação foi selecionada como a vazão de referência ( $Q$ ). A identificação, no registro das estações, da largura ( $w$ ), profundidade média ( $d$ ) e velocidade média ( $v$ ) correspondentes a essas descargas possibilitou o estabelecimento das relações de geometria hidráulica para o rio Aguapeí (Figura 4).

O coeficiente e o expoente das equações das retas da Figura 4 descrevem, respectivamente, a interceptação com o eixo  $y$  e a declividade de uma linha de tendência de potência, que foi atribuída aos gráficos

de dispersão logaritmicamente escalados da relação entre  $Q$  (variável independente) e  $w$ ,  $d$  ou  $v$  (ALEXANDER; ZELT; SCHAEPE, 2009).

Figura 4 – Relações de geometria hidráulica a jusante para o rio Aguapeí: relação entre a vazão média anual e a (A) largura do canal; a (B) profundidade média do canal e; a (C) velocidade média do fluxo.



Fonte: Os autores (2020).

Os coeficientes de determinação ( $R^2$ ) gerados para os modelos (Figura 4) indicam que entre 82 a 91% da variação na geometria a jusante pode ser explicada pelo aumento da vazão. Além disso, o produto dos coeficientes e a soma dos expoentes dos modelos apresentaram variação máxima de 0,02 da unidade, indicando a elevada confiabilidade da Eq. (6), ajustada para os dados do rio Aguapeí (Figura 4A), na aquisição da largura do canal ao nível de margens plenas (Figura 2I).

O conhecimento dos valores de declividade, vazão e largura do canal correspondente possibilitou a aplicação das Eq. (1) e (2) (Figura 2J e K) para a obtenção da potência de canal e da potência de canal específica em uma perspectiva longitudinal no rio Aguapeí (Figura 5). Ressalta-se que o novo conjunto de dados gerados no RStudio® se constituiu em nova tabela de atributos a ser manipulada em ambiente SIG mediante a sua transformação em objeto *Simple Feature* (Figura 2L) e, posteriormente, em um *shapefile* (Figura 2M).

#### 4 ANÁLISE PRELIMINAR DA DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL DA POTÊNCIA DE CANAL E DA POTÊNCIA DE CANAL ESPECÍFICA NO RIO AGUAPEÍ

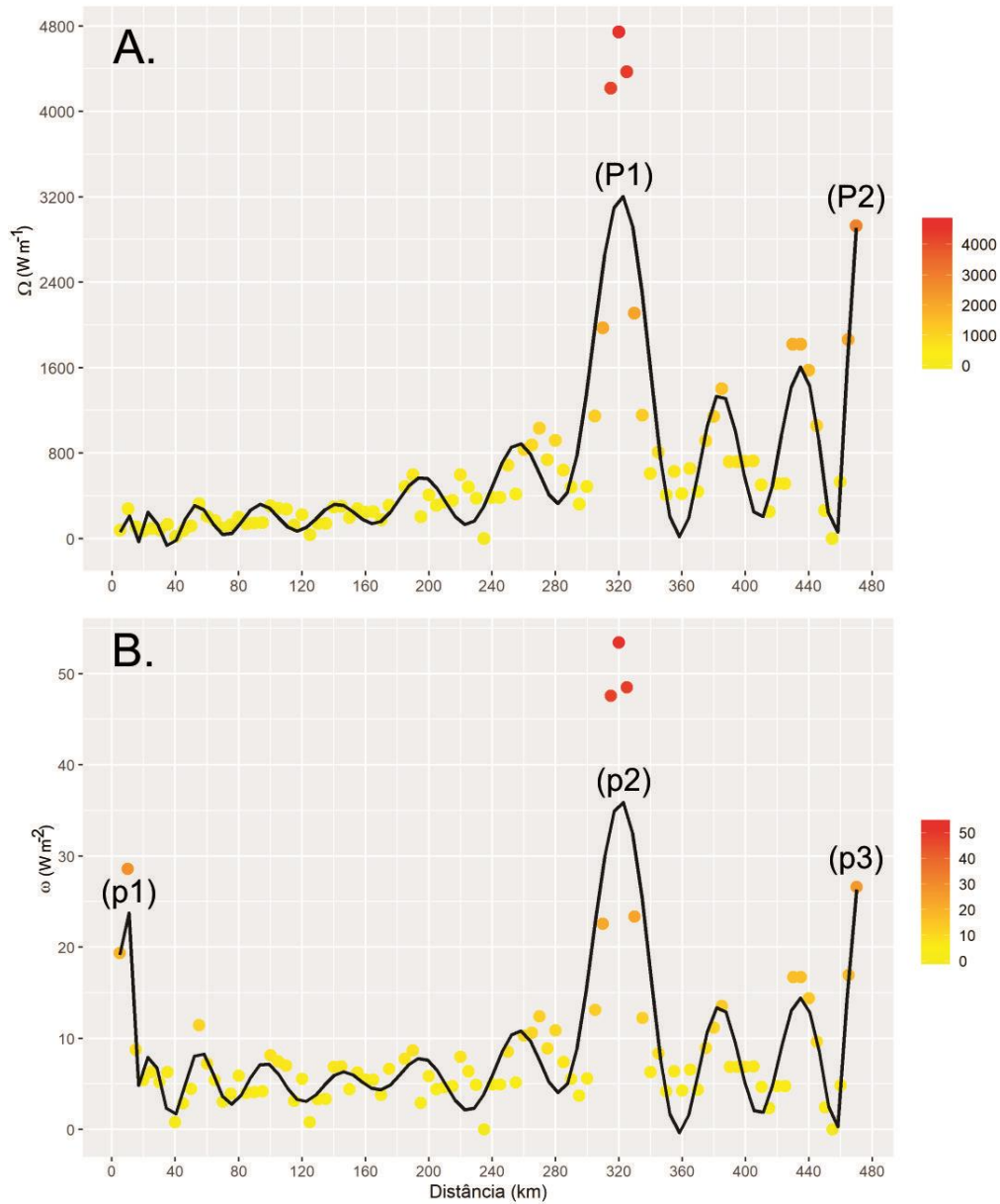
A distribuição espacial de ambas as potências de canal tem sido avaliada por meio de modelos conceituais (LAWLER, 1992, 1995; KNIGHTON, 1999) e de investigações empíricas (BULL, 1979; LEWIN, 1982; LECCE, 1997; REINFELDS et al., 2004) nos mais variados sistemas ambientais.

Com base em uma abordagem tradicional, fundamentada na manipulação das equações de geometria hidráulica, Bull (1979) concluiu que, em canais perenes, a potência de canal aumenta a jusante, enquanto a potência de canal específica diminui nessa direção. A progressão linear dessas taxas também foi evidenciada por Graf (1983) e Knighton (1984).

Contudo, mediante o desenvolvimento de modelo conceitual generalizado, Lawler (1992, 1995) demonstrou que, ao invés de aumentar ou diminuir monotonicamente a jusante, a potência de canal (Figura 6A) e a potência de canal específica (Figura 6B) devem atingir os seus valores máximos em algum local intermediário na bacia hidrográfica. Pautado nos estudos de Lewin (1982, 1983), o referido autor associou as reduzidas taxas nos setores a montante e a jusante, respectivamente, aos baixos valores de vazão e declividade. Ademais, Lawler (1995) admitiu a influência da dinâmica hidrossedimentar na configuração não linear do modelo. De acordo com o autor, os sedimentos nos trechos intermediários da bacia oferecem menor resistência à movimentação, determinando grande quantidade de energia disponível para o trabalho fluvial nesses setores.



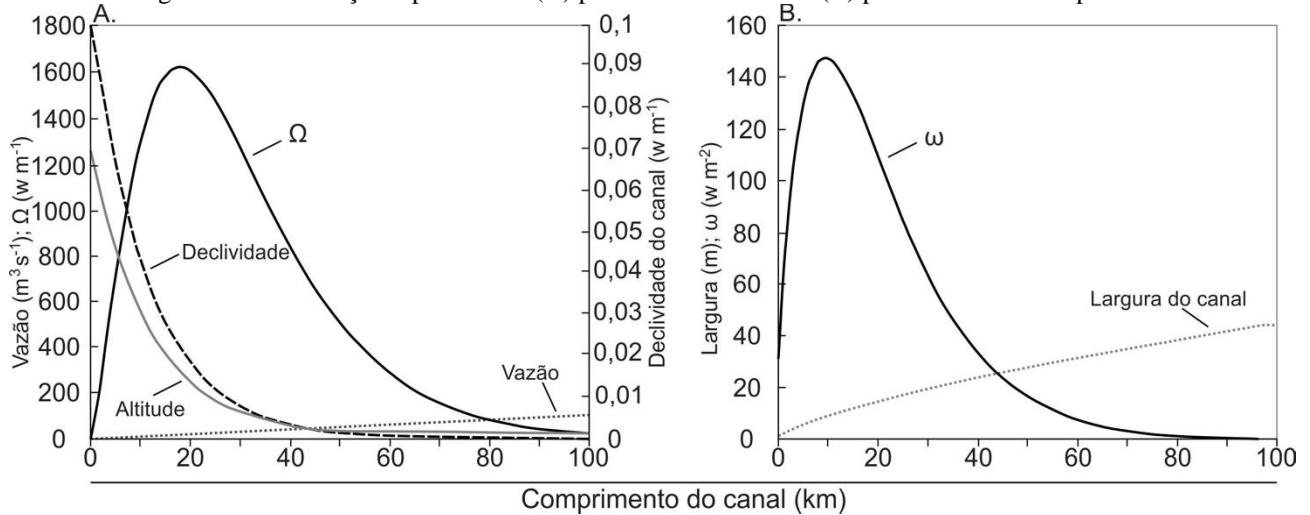
Figura 5 – Distribuição longitudinal da (A) potência de canal e da (B) potência de canal específica do rio Aguapeí (SP).



Px e px - Picos de energia

Fonte: Os autores (2020).

Figura 6 – Distribuição hipotética da (A) potência de canal e da (B) potência de canal específica.



Fonte: Adaptado de Lawler (1992, 1995).

Os princípios de Lawler (1992, 1995) foram testados e ratificados nos estudos de Abernethy e Rutherford (1998), Knighton (1999) e Reinfelds et al. (2004). Ademais, outros estudos empíricos (MAGILLIGAN, 1992; LECCE, 1997; BARKER et al., 2009) verificaram a ocorrência de picos na disposição de ambas as potências de canal em locais intermediários do rio.

Para Magilligan (1992), a posição desses picos responde às variações nos controles externos e intrínsecos ao sistema fluvial, que podem exacerbar os padrões de distribuição de energia disseminados na literatura.

A análise do gradiente espacial da potência de canal (Figura 5A) do rio Aguapeí demonstra a ocorrência de dois picos situados nos setores intermediário (P1) e final (P2), convergindo para o modelo de Lawler (1992, 1995) e outros estudos empíricos (MAGILLIGAN, 1992; ABERNETHY; RUTHERFURD, 1998; BARKER et al. 2009). A potência de canal específica (Figura 5B) ainda apresenta um setor adicional de elevada energia (p1) situado próximo à nascente em conformidade com os resultados de Knighton (1999).

A configuração dessas taxas deve ser avaliada com base na distribuição espacial da vazão de margens plenas, da largura do canal e da declividade (LECCE, 1997). A plotagem dessas variáveis no âmbito do rio Aguapeí é representada na Figura 7. Verifica-se que a vazão aumenta substancialmente a 185 km da nascente em razão do aporte hídrico de seu principal afluente – rio Tibiriçá. Posteriormente a esse aumento, a vazão se eleva gradualmente a jusante em decorrência da distribuição uniforme das áreas de contribuição dessa bacia hidrográfica de baixo fator de forma (0,045). A largura do canal, por sua vez, aumenta logaritmicamente em função dos incrementos da vazão. A configuração de um pico de energia adicional (p1) quando a largura do canal é contabilizada no cálculo da potência (Figura 5B) está atrelado à maior eficiência hidráulica que caracteriza os setores de reduzida razão largura/profundidade (NANSON, 2013). No que tange à declividade, essa diminui a jusante de modo irregular, sendo tal configuração possivelmente controlada pelas variações de resistência da litologia subjacente ao rio.

Os acentuados declives identificados na nascente estão relacionados à Formação Marília (Figura 7), caracterizada na área de estudo pela presença de estratos endurecidos de arenitos cimentados (calcretes do tipo Echaporã), que sustentam as partes mais altas do relevo regional – mesetas escarpadas – em razão de sua maior resistência à erosão (FERNANDES, 2010). Apesar de dispor dos maiores valores de declividade do rio Aguapeí, a reduzida vazão de margens plenas estimada para a nascente não possibilitou a configuração de valores significativos para a potências de canal (Figura 5A), sendo esse quadro compatível com as ponderações de Stevaux e Latrubesse (2017).

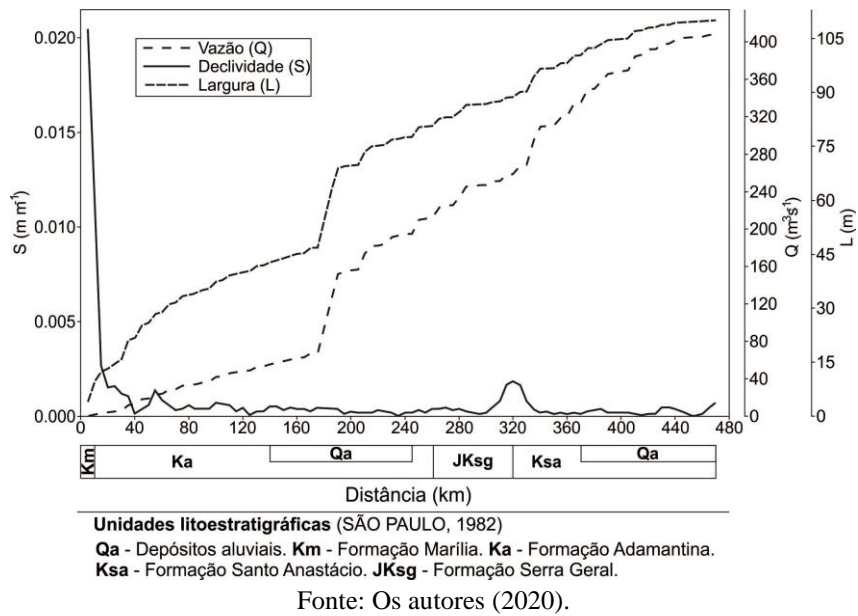
A partir do referido trecho, os valores de potência de canal do rio Aguapeí se elevam de modo não linear até atingir o seu pico (P1 e p2) mais alto a 320 km (Figura 5A e B), ou 68% da distância total do rio, devido à combinação de dois fatores (Figura 7): a) a elevada vazão de margens plenas em razão da amplitude de sua área de drenagem e; b) as declividades acentuadas que refletem o afloramento dos basaltos da Formação Serra Geral, os quais oferecem resistência ao entalhamento fluvial.

A jusante desse trecho de leito rochoso até a foz do rio Aguapeí, há a ocorrência da Formação Santo Anastácio (Figura 7), descrita por Soares et al. (1980) como um pacote predominantemente arenoso de granulação muito fina a média, baixo teor de argila e pobre em estruturas sedimentares. O material erodível que compõe essa unidade propicia os suaves declives identificados no baixo curso, os quais promovem a queda substancial nos valores da potência de canal no setor (Figura 5A e B). Sob essas condições litológicas, o trecho final do sistema ainda é marcado pela existência de um pico de energia (P2 e p3) de significativa dimensão (Figura 5A e B), que retrata a efetividade da vazão de margens plenas com valores máximos nesse segmento (Figura 7).

Além do controle geológico e dos incrementos do fluxo na rede de drenagem, uma avaliação consistente dos gradientes espaciais da potência de canal deve envolver ainda o conhecimento de outros importantes controles que interferem em sua configuração, como o condicionamento estrutural (GRAF, 1982), o tamanho dos sedimentos (LEWIN, 1983) e a evolução da rede de drenagem (BARKER et al., 2009).

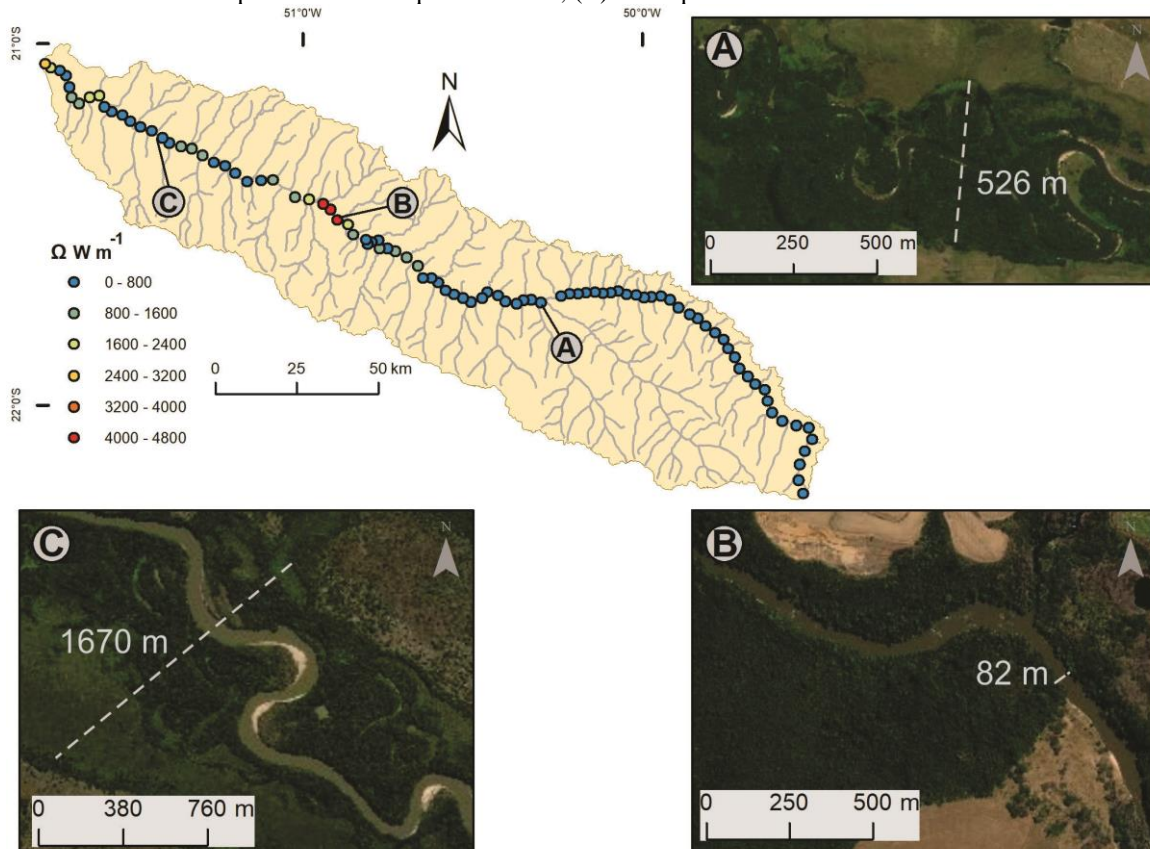
Não obstante, os resultados obtidos neste artigo corroboram os estudos de Graf (1982), Magilligan (1992), Lecce (1997) e Barker et al. (2009), sugerindo a existência de um padrão não linear da distribuição da potência de canal e da potência de canal específica derivado primordialmente das variações litológicas que produzem declives anômalos a jusante.

Figura 7 – Variação a jusante da vazão de margens plenas, largura do canal e declividade ao longo do rio Aguapeí (SP).



Os depósitos aluviais quaternários, que completam o quadro estratigráfico local, ocorrem em associação com os arenitos cretáceos (Figura 7) – Formação Adamantina e Formação Santo Anastácio – em setores caracterizados por baixos declives (Figura 7), vales amplos e reduzidos valores de potência de canal que se elevam com o montante da vazão próximo à foz (Figura 8A e C). Esse arranjo diverge daquele verificado em trecho de exposição do basalto, onde o vale estreito sobre a rocha está associado aos gradientes abruptos (Figura 7) e às elevadas taxas de energia (Figura 8B), as quais denotam ao predomínio dos processos de transporte de material.

Figura 8 – Características do vale e valores da potência de canal associados. (A) e (C) correspondem aos setores de ocorrência dos depósitos aluviais quaternários e; (B) corresponde ao setor de afloramento do basalto.



Nesse viés, em conformidade com os trabalhos de Bagnold (1966), Graf (1983) e Leece (1997), reitera-se a importância da potência de canal como uma medida efetiva da capacidade de transporte de sedimentos. A assimetria da distribuição das taxas de energia obtidas neste estudo evidencia a necessidade de análises detalhadas da dinâmica hidrossedimentar do rio Aguapeí, tendo em vista que as áreas propensas à erosão ou à deposição têm implicações diretas sobre as obras de infraestrutura e os processos ecológicos ribeirinhos (GARTNER et al., 2015).

## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A adaptação da proposta metodológica de Gartner (2016) para a obtenção de gradientes espaciais da potência de canal e da potência de canal específica apresentou as seguintes vantagens quanto a sua aplicação: a) a viabilidade de disseminação entre os distintos usuários pelo emprego de *softwares* livres com código-fonte aberto; b) a possibilidade de utilização sem grandes restrições em relação às particularidades do sistema fluvial e; c) o ganho significativo de tempo por não necessitar dos extensivos trabalhos de campo que, tradicionalmente, envolvem a determinação dessas taxas.

Para a ratificação desta contribuição inicial, recomenda-se a condução de levantamentos batimétricos da geometria do canal em campo visando o estabelecimento do nível de margens plenas e da declividade com maior acurácia mediante o aporte teórico-metodológico da Engenharia de Agrimensura e Cartográfica.

Por fim, ao considerar a efetividade da potência de canal na definição das áreas de atuação de processos morfodinâmicos, admite-se a importância de seu conhecimento em uma perspectiva espacial para o fornecimento de subsídios na gestão ambiental dos sistemas fluviais. Atualmente, poucos trabalhos na literatura geomorfológica brasileira têm refletido sobre a questão da distribuição da energia disponível a jusante nos rios, enfatizando a relevância da presente proposta metodológica, caracterizada por elevado potencial de replicabilidade.

### Contribuição dos Autores

Tainá Medeiros Suizu realizou os seguintes papéis nesta investigação: conceptualização; elaboração da metodologia; desenvolvimento de código e análise formal em ambiente de linguagem de programação R<sup>®</sup>; validação dos resultados e; redação. Leandro de Godoi Pinton atuou na análise formal, validação dos resultados no âmbito da Geomorfologia e redação. Ricardo Vicente Ferreira esteve envolvido na elaboração de procedimentos metodológicos em ambiente SIG.

### Conflitos de Interesse

Os autores declaram não haver conflitos de interesse.

### Referências

- ABERNETHY, B.; RUTHERFURD, I. D. Where along a river's length will vegetation most effectively stabilise stream banks? **Geomorphology**, v. 23, n. 1, p. 55–75, 1998. DOI: 10.1016/S0169-555X(97)00089-5.
- ALEXANDER, J. S.; ZELT, R. B.; SCHAEPE, N. J. **Geomorphic segmentation, hydraulic geometry, and hydraulic microhabitats of the Niobrara river, Nebraska – Methods and initial results**. Virginia: USGS, 2009. 51p. (Scientific Investigations Report, 2009 – 5008).
- BAGNOLD, R. A. **Sediment discharge and stream power – A preliminary announcement**. Washington: USGS, 1960. 23p. (Geological Survey Circular, 421).
- BAGNOLD, R. A. **An approach to the sediment transport problem from general physics**. Washington: U.S. Department of the Interior, 1966. 37p. (Geological Survey Professional Paper, 422-I).
- BAGNOLD, R. A. Bed load transport by natural rivers. **Water Resources Research**, v. 13, n. 2, p. 303–312, 1977. DOI: 10.1029/WR013i002p00303.

- BAGNOLD, R. A. An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers. **Proceedings of the Royal Society of London Series a – Mathematical Physical and Engineering Sciences**, v. 372, n. 1751, p. 453–473, 1980. DOI: 10.1098/rspa.1980.0122.
- BARKER, D. M.; LAWLER, D. M.; KNIGHT, D. W.; MORRIS, D. G.; DAVIES, H. N.; STEWART, E. J. Longitudinal distributions of river flood power: the combined automated flood, elevation and stream power (CAFES) methodology. **Earth Surf. Process. Landforms**, v. 34, n. 2, p. 280–290, 2009. DOI:10.1002/esp.1723.
- BENT, G. C.; WAITE, A. M. **Equations for estimating bankfull channel geometry and discharge for streams in Massachusetts**. Virginia: USGS, 2013. 74p. (Scientific Investigations Report, 2013 –5155).
- BIZZI, S.; LERNER, D. N. The Use of Stream Power as an Indicator of Channel Sensitivity to Erosion and Deposition Processes. **River Res. Applic.**, v. 31, n. 1, p. 16–27, 2015. DOI: 10.1002/rra.2717.
- BULL, W. B. Threshold of critical power in streams. **GSA Bulletin**, v. 90, n. 5, p. 453–464, 1979. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1979\)90<453:TOCPIS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1979)90<453:TOCPIS>2.0.CO;2).
- BURAAS, E. M.; RENSHAW, C. E.; MAGILLIGAN, F. J.; DADE, W. B. Impact of reach geometry on stream channel sensitivity to extreme floods. **Earth Surf. Process. Landforms**, v. 39, n. 13, p. 1778–1789, 2014. DOI: 10.1002/esp.3562.
- CHANG, H. H. Minimum stream power and river channel patterns. **Journal of Hydrology**, v. 41, n. 3, p. 303–327, 1979. DOI: 10.1016/0022-1694(79)90068-4.
- CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. London: Routledge, 2008.
- DUBREUIL, V.; FANTE, K. P.; PLANCHON, O.; SANT'ANNA NETO, J. L. Os tipos de climas anuais no Brasil: uma aplicação da classificação de Köppen de 1961 a 2015. **Confins** (Online), n. 37, 2018. DOI: <https://doi.org/10.4000/confins.15738>.
- ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. de J. Aplicação do índice Relação declividade-extensão – RDE na bacia do rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Geol. USP Sér. Cient.**, v. 4, n. 2, p. 43–56, 2004. DOI: 10.5327/S1519-874X2004000200004.
- FERNANDES, L. A. Calcretes e registros de paleossolos em depósitos continentais neocretáceos (Bacia Bauru, Formação Marília). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 40, n. 1, p. 19–35, 2010.
- GALIA, T.; ŠKARPICH, V. Do the coarsest bed fractions and stream power record contemporary trends in steep headwater channels?. **Geomorphology**, v. 272, n. 1, p. 115–126, 2016. DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.07.047.
- GARTNER, J. D.; DADE, W. B.; RENSHAW, C. E.; MAGILLIGAN, F. J.; BURAAS, E. M. Gradients in stream power influence lateral and downstream sediment flux in floods. **Geology**, v. 43, n. 11, p. 983–986, 2015. DOI: 10.1130/G36969.1.
- GARTNER, J. D. **Stream Power: origins, geomorphic applications, and GIS procedures**. Massachusetts: University of Massachusetts, 2016. 35p. (Water Publications, 1). Disponível em: <[http://scholarworks.umass.edu/water\\_publications/1](http://scholarworks.umass.edu/water_publications/1)>. Acesso em: 21 maio 2018.
- GON, P. P. **Morfologia e hidrodinâmica em rios multicanais (“anabranching”): exemplo do alto rio Paraná**. 2012. 69 f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2012.
- GRAF, W. L. Spatial variation of fluvial processes in semi-arid lands. In: THORN, C. E. (ed.). **Space and time in Geomorphology**. London: George Allen and Unwin, 1982. p. 193–217.
- GRAF, W. L. Downstream Changes in Stream Power in the Henry Mountains, Utah. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 73, n. 3, p. 373–387, 1983. DOI: 10.1111/j.1467-8306.1983.tb01423.x.
- HICKIN, E. J. **Hydrology and the size of a river**, c2016. Disponível em: <<http://www.sfu.ca/~hickin/RIVERS/Rivers2%28Hydrology%29.pdf>>. Acesso em: 21 maio 2018.
- HU, Z.; PENG, J.; HOU, Y.; SHAN, J. Evaluation of recently released open global digital elevation models of

- Hubei, China. **Remote Sensing**, v. 262, n. 9, p. 1–16, 2017. DOI: 10.3390/rs9030262.
- INSTITUTO DE PESQUISA TECNOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. **Mapa geológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: IPT, 1981. 1 mapa. Escala 1:500.000.
- KNIGHTON, A. D. **Fluvial forms and processes**. London: Arnold, 1984.
- KNIGHTON, A. D. Downstream variation in stream power. **Geomorphology**, v. 29, n. 3, p. 293–306, 1999. DOI: 10.1016/S0169-555X(99)00015-X.
- KNIGHTON, A. D.; NANSON, G. C. Anastomosis and the continuum of channel pattern. **Earth Surf. Process. Landforms**, v. 18, n. 7, p. 613–625, 1993. DOI: 10.1002/esp.3290180705.
- KONDOLF, G. M.; PIÉGAY, H. (ed.). **Tools in Fluvial Geomorphology**. 2 ed. Chichester: John Wiley & Sons, 2016.
- LAWLER, D. M. Process dominance in bank erosion systems. In: CARLING, P.A.; PETTS, G. E. (ed.). **Lowland floodplain rivers: geomorphological perspectives**. Chichester: Wiley, 1992. p. 117–143.
- LAWLER, D. M. The impact of scale on the processes of channel-side sediment supply: a conceptual model. In: ASSEMBLY OF THE INTERNATIONAL UNION OF GEODESY AND GEOPHYSICS, 21., 1995, Boulder, CO, USA. **Proceedings...** Boulder: International Association of Hydrological Sciences Publication 226, 1995. p. 175–184.
- LEA, D. M.; LEGLEITER, C. J. Mapping spatial patterns of stream power and channel change along a gravel-bed river in northern Yellowstone. **Geomorphology**, v. 252, n. 1, p. 66–79, 2016. DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.05.033.
- LECCE, S. A. Nonlinear Downstream Changes in Stream Power on Wisconsin's Blue river. **Annals of the Association of American Geographers**, v. 87, n. 3, 471–486, 1997. DOI:10.1111/1467-8306.00064.
- LEOPOLD, L. B.; MADDOCK, T. **The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications**. Washington: U.S. Department of the Interior, 1953. 57p. (U.S. Geological Survey Professional Paper, 252).
- LEWIN, J. British floodplains. In: ADLAM, B. H.; FENN, C. R.; MORRIS, L. (ed.). **Papers in Earth Studies**. Norwich, UK: Geo Books, 1982. p. 21–37.
- LEWIN, J. Changes of channel patterns and floodplains. In: Gregory, K. J. (ed.). **Background to Palaeohydrology**. Chichester: Wiley, 1983. p. 303–319.
- LIMA, A. G.; AMARAL, J. A. Variação da vazão e da potência do escoamento ao longo do rio das Pedras, Guarapuava - PR. In: LIMA, A. G. de; PIETROBELLI, G. (org.). **Água e solo na Geografia Física**. Guarapuava: Unicentro, 2013. p. 103–129.
- MAGILLIGAN, F. J. Thresholds and the spatial variability of flood power during extreme floods. **Geomorphology**, v. 5, n. 3, 373–390, 1992. DOI: 10.1016/0169-555x(92)90014-f.
- MCEWEN, L. J. Channel planform adjustment and stream power variations on the middle river Coe, Western Grampian Highlands, Scotland. **CATENA**, v. 21, n. 4, p. 357–374, 1994. DOI: 10.1016/0341-8162(94)90046-9.
- NANSON, G. C. Anabranching and anastomosing rivers. In: WOHL, E. (ed.). **Treatise on Geomorphology: Fluvial Geomorphology**. London: Elsevier, 2013. v. 9, p. 330-345.
- NANSON, G. C.; HICKIN, E. J. A statistical analysis of bank erosion and channel migration in western Canada. **GSA Bulletin**, v. 97, n. 4, p. 497–504, 1986. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<497:ASAOBE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<497:ASAOBE>2.0.CO;2).
- NANSON, G. C.; CROKE, J. C. A genetic classification of floodplains. **Geomorphology**, v. 4, n. 6, p. 459–486, 1992. DOI: 10.1016/0169-555x(92)90039-q.
- PEBESMA, E.; BIVAND, R.; RACINE, E.; SUMNER, M.; COOK, I.; KEITT, T.; LOVELACE, R.; WICKHAM, H.; OOMS, J.; MÜLLER, K.; PEDERSEN, T. L.; BASTON, D. **Package 'sf'**. 2020. Disponível em: <<https://cran.r-project.org/web/packages/sf/sf.pdf>>. Acesso em: 28 maio 2020.
- REINFELDS, I.; COHEN, T.; BATTEN, P.; BRIERLEY, G. Assessment of downstream trends in channel

- gradient, total and specific stream power: a GIS approach. **Geomorphology**, v. 60, n. 3, p. 403–416, 2004. DOI: 10.1016/j.geomorph.2003.10.003.
- RHOADS, B. L. Stream Power Terminology. **The Professional Geographer**, v. 39, p. 189–195, 1987. DOI:10.1111/j.0033-0124.1987.00189.x.
- ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: FAPESP, 1997. 1 mapa. Escala 1:500.000.
- SANT'ANNA NETO, J. L. A.; TOMMASELLI, J. T. G. **O tempo e o clima de Presidente Prudente**. Presidente Prudente: FCT-UNESP, 2009.
- SANTILLAN, J. R.; MAKINANO-SANTILLAN, M. Vertical accuracy assesment of 30-m resolution ALOS, ASTER, and SRTM Global DEMs over Northeastern Mindanao, Philippines. In: THE INTERNATIONAL ARCHIVES OF THE PHOTOGRAMMETRY, REMOTE SENSING AND SPATIAL INFORMATION SCIENCES, 23., 2016, Prague, Czech Republic. **Proceedings...** Prague: ISPRS, 2016. p. 149–156.
- SÃO PAULO (Estado). Secretaria de Obras e Meio Ambiente. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: DAEE, 1982. Escala 1:250.000.
- SÃO PAULO (Estado). **Banco de dados hidrológicos – DAEE**. [201-]. Disponível em: <<http://www.hidrologia.dae.sp.gov.br/>>. Acesso em: 26 maio 2018.
- SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FULFARO, V. J.; NETO, A. F. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 10, n. 3, p. 177–185, 1980.
- STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Oficina de Textos, 2017.
- TÜGEL, F.; ÖZGEN, I.; HINKELMANN, R.; HADIDI, A.; TRÖGER, U. Modeling of flash floods in Wadi Systems using a robust shallow water model—Case study El Gouna, Egypt. In: GOURBESVILLE, P.; CUNGE, J.; CAIGNAERT, G. (ed.). **Advances in Hydroinformatics**. Singapore: Springer, 2018. p. 579–593.
- USHEY, K. **Package ‘RcppRoll’**. 2018. Disponível em: <<https://cran.r-project.org/web/packages/RcppRoll/RcppRoll.pdf>>. Acesso em: 28 maio 2020.
- WICKHAM, H.; AVERICK, M.; BRYAN, J.; CHANG, W.; MCGOWAN, L. D.; FRANÇOIS, R.; GROLEMUND, G.; HAYES, A.; HENRY, L.; HESTER, J.; KUHN, M.; PEDERSEN, T. L.; MILER, E.; BACHE, S. M.; MÜLER, K.; OOMS, J.; ROBINSON, D.; SEIDEL, D. P.; SPINU, V.; TAKAHASHI, K.; VAUGHAN, D.; WILKE, C.; WO, K.; YUTANI, H. Welcome to the Tidyverse. **Journal of Open Source Software**, v. 4, n. 43, p. 1–6, 2019. <https://doi.org/10.21105/joss.01686>.
- YOCHUM, S. E.; SHOLTES, J. S.; SCOTT, J. A.; BLEDSOE, B. P. Stream power framework for predicting geomorphic change: The 2013 Colorado Front Range flood. **Geomorphology**, v. 292, n. 1, p. 178–192, 2017. DOI: 10.1016/j.geomorph.2017.03.004/

## Biografia do autor principal



Tainá Medeiros Suizu, nascida em Bastos, SP. Graduada em Geografia (Licenciatura e Bacharelado) pela Universidade Estadual Paulista (UNESP), Campus de Presidente Prudente/SP. Mestra em Geografia pela referida instituição, com período sanduíche na Universidade de Wollongong - Austrália. Atualmente é doutoranda em Ciências Ambientais pela Universidade Federal de Goiás (UFG). Possui experiência na área de Geografia Física, com ênfase em Geomorfologia Fluvial, atuando principalmente nos seguintes temas: sistemas aluviais modernos e canais meandrantés.



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