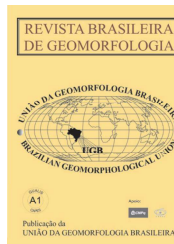


www.ugb.org.br  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 21, nº 1 (2020)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v21i1.1732>



# FERRAMENTAS MODERNAS PARA A EXTRAÇÃO DE MÉTRICAS DE GRADIENTES FLUVIAIS A PARTIR DE MDES: UMA REVISÃO

## MODERN TOOLS FOR QUANTIFYING CHANNEL STEEPNESS FROM DEMS: A REVIEW

**Daniel Peifer**

*GeotecLab, CPMTC, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais  
Av. Antônio Carlos, n. 6627, Belo Horizonte, Minas Gerais. CEP: 31270-901. Brasil  
ORCID: 0000-0001-9238-5072  
E-mail: peiferdaniel@gmail.com*

**Édipo Henrique Cremon**

*Instituto Federal de Goiás  
Campus Goiânia, R. 75, no .46, Goiânia. Goiás. CEP: 74055-110. Brasil  
ORCID: 0000-0003-3174-7273  
E-mail: edipo.cremon@ifg.edu.br*

**Fabio Correa Alves**

*Divisão de Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais  
Av. dos Astronautas, no. 1758, São José dos Campos. São Paulo. CEP: 12.245-970. Brasil  
ORCID: 0000-0002-2941-8393  
E-mail: alves.fabioc@gmail.com*

### Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):  
04/07/2019

Aceito (Accepted):  
28/10/2019

### Palavras-chave:

Análise Quantitativa da Topografia; Perfil Longitudinal; Gradiente Fluvial; Índices Geomórficos; Sensoriamento Remoto.

### Keywords:

Quantitative Analysis of Land Surface Topography; Longitudinal Profile; Channel Steepness; Geomorphic Indices; Remote Sensing.

### Resumo:

A análise quantitativa da topografia moderna se refere a um conjunto de métodos para a extração de informações topográficas a partir de modelos digitais de elevação (MDEs), objetivando investigar relações gerais entre as formas topográficas e os processos denudacionais e tectônicos, bem como inferir a variabilidade espacial dos processos motrizes de evolução geomórfica. A teoria por trás desses métodos se sustenta no controle exercido pelas formas topográficas na eficiência dos processos denudacionais em uma abordagem onde, de maneira geral, a taxa de incisão fluvial é o controle fundamental da evolução das paisagens erosivas. Assim, a análise quantitativa de perfis longitudinais se estabeleceu como o principal método de análise topográfica, sendo usada para inferir a variabilidade espacial de taxas de incisão e a dinâmica espacial e temporal de controles potenciais (tectônicos, litológicos e climáticos) da morfologia fluvial. Apesar dessa importância e dado o desenvolvimento recente de novos métodos para a análise quantitativa da topografia a partir de métricas de gradiente fluvial, existe uma lacuna quanto a uma discussão teórica atualizada sobre esse tema na comunidade geomorfológica nacional. Este trabalho é um artigo de revisão no qual discutimos a teoria por trás dos diferentes métodos usados para a extração de métricas de gradientes fluviais, suas limitações e

ferramentas modernas que vêm sendo amplamente utilizadas em nível internacional. Inicialmente, apresentamos uma abordagem geral sobre o papel das métricas de gradiente fluvial e seu significado geomórfico. Em seguida, apresentamos uma discussão em detalhe sobre o método *stream length-gradient index* (referido como índice SL ou índice de Hack) e suas variações, que foram amplamente utilizadas pela comunidade geomorfológica. Na sequência, apresentamos um aprofundamento teórico com relação às métricas baseadas no modelo *stream-power*, incluindo os índices de concavidade e de inclinação, bem como o índice de inclinação do canal normalizado ( $k_{sn}$ ), com ampla aceitação pela comunidade geomorfológica. Discutimos também a fundamentação teórica e a derivação da métrica  $k_{sn}$  a partir do método chi, um desenvolvimento metodológico que revolucionou a análise quantitativa da topografia de ambientes erosivos ao possibilitar estimativas mais precisas da variabilidade espacial de  $k_{sn}$ , culminando no desenvolvimento de uma série de novas ferramentas capazes de realizar análises topográficas complexas. Por fim, comparamos a distribuição das diferentes métricas de gradiente fluvial para uma mesma paisagem erosiva, o Quadrilátero Ferrífero, localizado na porção sudeste do Brasil. Nossos resultados, de maneira consistente com a literatura e também com a teoria, indicam que a métrica mais robusta de gradiente fluvial para o Quadrilátero Ferrífero é o  $k_{sn}$  extraído a partir da análise chi. Espera-se que esse artigo de revisão possa melhor difundir conceitos e ferramentas modernas com potencial para a análise quantitativa da topografia, mas que ainda hoje possuem aplicações escassas na literatura nacional.

### Abstract:

Quantitative analysis of digital topography refers to different methods and algorithms for the extraction of topographic information from digital elevation models (DEMs), which are primarily used to investigate relationships between topographic forms and denudational and tectonic processes, and to infer the spatial and temporal variability of different drivers of landscape evolution. The theory behind these methods is based on the first-order control exerted by topographic forms on the efficiency of denudational processes whereby, in general, the rate of fluvial incision is the fundamental control on the temp and style of landscape evolution in erosive settings. In this situation, for more than a century, the quantitative analysis of longitudinal profiles has been the ‘gold standard’ method for inferring the spatial variability of channel incision rates and the spatial and temporal dynamics of potential controls (tectonic, lithologic and climatic) of river morphology. This is a review article in which we discuss the theory behind the different methods used for extracting channel steepness, their limitations, and modern tools that have been widely used internationally. Initially, we present a general approach to the geomorphic role of channel steepness. Then, we discuss in depth the stream length-gradient index method (also known as the SL index) and its variations, which were widely used by the geomorphological community. Following, we present a theoretical discussion of the stream-power model, including channel concavity and steepness indices, as well as the normalized channel steepness index ( $k_{sn}$ ). We also discuss the theoretical foundation and derivation of  $k_{sn}$  from the chi method, an integration that transforms the horizontal coordinate into a variable with dimensions of length  $\chi$  (chi), allowing us to estimate  $k_{sn}$  more precisely. The chi method revolutionized the quantitative analysis of digital topography, culminating in the development of a series of new tools capable of performing complex topographic analysis. Finally, we compare the distribution of the different channel steepness indices for the same erosive landscape, the Quadrilátero Ferrífero (Brazil). Our results, which are consistent with the literature as well as the theory, suggest that the most robust channel steepness index for the Quadrilátero Ferrífero is the  $k_{sn}$  extracted using the chi method. Our ambition is that our review article will disseminate modern concepts and tools with potential for quantitative analysis of the digital topography but which still have scarce applications in the Brazilian literature.

### 1. Métricas de gradiente fluvial e seu significado geomórfico

Há mais de um século, Gilbert (1877) postulou que os processos de incisão fluvial (em rios de leito rochoso) são favorecidos por canais fluviais caracterizados por valores altos de vazão e declividade, e também pela exposição de rochas de baixa resistência frente aos

processos denudacionais. Essas noções iniciais foram aperfeiçoadas por um corpo significativo de trabalhos empíricos e numéricos que, a partir da investigação da topografia em ambientes tectonicamente ativos, demonstraram que a taxa de incisão fluvial de rios de leito rochoso é o principal controle dos padrões e taxas de evolução das paisagens erosivas não-glaciais (WHIPPLE e TUCKER, 1999, 2002; KIRBY e WHIPPLE,

2012). A classificação ‘rios de leito rochoso’ caracteriza canais fluviais que estão ativamente erodindo seu leito fluvial em longo-termo e que, ao erodir verticalmente seus leitos, determinam o nível de base local a partir do qual todos os canais e vertentes à montante irão se ajustar (WHIPPLE e TUCKER, 1999, 2002). Dentro desse contexto, os geomorfólogos têm procurado, por muitos anos, métodos para determinar quantitativamente a forma dos perfis longitudinais dos rios, com o objetivo de investigar a história geomórfica das paisagens (e.g., HACK, 1957, 1960, 1973; SEEBER e GORNITZ, 1983; HOWARD *et al.*, 1994; SNYDER *et al.*, 2000; WOBUS *et al.*, 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012; MUDD *et al.*, 2014).

Apesar de sabermos com alguma confiança que trechos fluviais declivosos erodem verticalmente a taxas mais rápidas que trechos caracterizados por morfologias suaves (AHNERT, 1970; HAREL *et al.*, 2016), a declividade local dos canais fluviais não pode ser usada de maneira direta para se extrair taxas de incisão fluvial, uma vez que a capacidade de incisão vertical de um rio também depende de sua vazão (KIRBY e WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014; MUDD *et al.*, 2018). Assim, para se extrair informações sobre taxas de incisão fluvial a partir da declividade dos canais é necessário executar uma normalização dos seus valores para a quantidade de água fluindo através do canal (KIRBY e WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014; MUDD *et al.*, 2018). Esse valor normalizado representa uma métrica de gradiente fluvial que, desde o trabalho seminal de Hack (1973), se tornou um dos métodos mais utilizados na literatura para a análise de perfis longitudinais (DEMOULIN *et al.*, 2017).

No entanto, dados de vazão com resolução adequada para o cálculo de métricas de gradiente fluvial são geralmente indisponíveis. Então, de maneira geral, as variáveis área de drenagem ( $A$ ) e distância a jusante ao longo do rio ( $x$ ) têm sido utilizadas como substitutas da vazão fluvial ( $Q$ ) para a extração de métricas de gradiente fluvial (KIRBY e WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014). Essa substituição de  $Q$  por  $A$  ou  $x$  se baseia em relações robustas estabelecidas através de trabalhos empíricos (e.g., HACK, 1957; LEOPOLD *et al.*, 1964; WHIPPLE, 2004; GALSTER *et al.*, 2006; JAIN *et al.*, 2006; Equações 1-3):

$$Q = a A^c \quad \text{eq.1}$$

$$Q = b x^d \quad \text{eq.2}$$

$$A = e x^f \quad \text{eq.3}$$

onde  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$ ,  $e$  e  $f$  são coeficientes empíricos; em geral, assume-se que  $c$  é  $\sim 1$  (GALSTER *et al.*, 2006), enquanto  $d$  é  $\sim 0,7$  (LEOPOLD *et al.*, 1964). As diferentes métricas de gradiente fluvial apresentam critérios e variações que modificam seu cálculo, mas, em geral, quando  $x$  é utilizado como substituto de  $Q$  a métrica é referida como índice  $SL$  (*stream length-gradient index*, também conhecido como índice de Hack), ou  $k_{sn}$  (*normalised channel steepness index*) quando  $A$  é utilizado no cálculo (DEMOULIN *et al.*, 2017).

Embora diversos autores tenham aplicado o índice  $SL$  para investigar a história geomórfica de diferentes ambientes erosivos, essa métrica é, hoje, relativamente pouco utilizada na literatura internacional (KIRBY e WHIPPLE, 2012). De maneira geral, um conjunto de aperfeiçoamentos teóricos e metodológicos resultaram no desenvolvimento do método  $k_{sn}$ , que gradualmente se popularizou, tornando-se o principal método de análise de perfis longitudinais a partir dos anos 2000. Nesse sentido, em primeiro lugar, aconteceram progressos teóricos no entendimento da física por trás dos diferentes processos de incisão fluvial como, por exemplo, abrasão e arrancamento (*plucking*) (e.g., SKLAR e DIETRICH, 1998). Em segundo lugar, houve um acúmulo de dados sobre taxas de processos denudacionais (e.g., AHNERT, 1970; PORTENGA e BIERMAN, 2011), bem como melhorias graduais nas técnicas de mensuração de denudação (e.g., GRANGER *et al.*, 1996), que culminaram no entendimento teórico e empírico da relação quantitativa entre os processos denudacionais e os gradientes topográficos (AHNERT, 1970; PORTENGA e BIERMAN, 2011; KIRBY e WHIPPLE, 2012). Em terceiro lugar, ocorreram melhorias significativas na representação digital do terreno e em algoritmos capazes de extrair informações quantitativas da topografia (e.g., MONTGOMERY e FOUFOULA-GEORGIU, 1993; SNYDER *et al.*, 2000; WOBUS *et al.*, 2006; SCHWANGHART e KUHN, 2010). Atualmente, a análise quantitativa da topografia compõe um cenário dinâmico em que novas ferramentas e algoritmos são publicados com frequência (FORTE e WHIPPLE, 2019; MUDD *et al.*, 2019a). No entanto, resume-se que os diversos avanços metodológicos experimentados nos últimos anos pela comunidade geomorfológica para a análise de perfis longitudinais são ainda pouco difundidos na literatura nacional.

Nesse trabalho, discutimos os principais métodos para a análise de perfis longitudinais utilizados atu-

almente na literatura internacional, focando tanto no desenvolvimento teórico dos métodos (incluindo seus diversos critérios e variações), quanto nas diferentes ferramentas modernas capazes de extrair essas informações a partir de modelos digitais de elevação (MDEs). Embora a descrição teórica das técnicas quantitativas aqui discutidas estejam disponíveis de maneira esparsa entre outros trabalhos em língua inglesa (e.g., KIRBY e WHIPPLE, 2012; PERRON e ROYDEN, 2013; MUDD *et al.*, 2014; DEMOULIN *et al.*, 2017; MUDD *et al.*, 2018), a quase completa ausência de suas aplicações na literatura nacional justificam o nosso esforço de revisão.

## 2. Derivando a métrica SL (índice de Hack)

Em um trabalho empírico que explorou perfis longitudinais de rios de leito misto aluvial-rochoso – isto é, rios que apresentam trechos onde seu leito é coberto por sedimentos e trechos em que as rochas subjacentes estão expostas – em uma paisagem tectonicamente quiescente por centenas de milhões de anos (*i.e.*, Montanhas Apalachianas), Hack (1957, 1973) demonstrou que a maior parte desses rios exibe um perfil longitudinal em que a elevação do leito do canal ( $z$ ) decresce logaritmicamente à medida em que  $x$  aumenta em direção a jusante (Equação 4):

$$z = z_{source} - k_h \ln x \quad eq.4$$

onde  $z_{source}$  representa a elevação da nascente do rio e  $k_h$  determina um coeficiente positivo. A derivação da Equação 4 com respeito a  $x$  resulta em uma expressão onde a declividade local do canal fluvial ( $S$ ) é uma função de  $x$  (Equação 5):

$$S = k_h x^{-1} \quad eq.5$$

O coeficiente  $k_h$  – definido matematicamente como o produto entre  $S$  e  $x$  – determina o quão rápido  $S$  decresce (de maneira logarítmica) com o aumento à jusante em  $x$ . Segundo Hack (1973),  $k_h$  representa uma métrica, referida como índice SL (ou índice de Hack), que está positivamente relacionada com a competência local de um canal fluvial, ou seja, com o tamanho máximo de material que o rio pode transportar no trecho analisado. Nesse sentido, Hack (1957) demonstrou uma relação empírica entre o tamanho médio da carga de

leito ( $M$ ),  $S$  e  $x$  (Equação 6):

$$S = 25M^{0.6} x^{-1} \quad eq.6$$

Portanto,  $M$  e o índice SL são variáveis correlacionadas, de modo que, um aumento em  $M$  determina um aumento em valores de índice SL, e vice-versa. Por exemplo, se o índice SL for 100 m,  $M$  será ~63 mm; se o índice SL for 500 m,  $M$  será ~148 mm; por fim, se o índice SL for 1000 m,  $M$  será ~468 mm.

A quantificação de valores de índice SL para uma rede de drenagem pode ser realizada a partir de qualquer carta topográfica (Figura 1), bastando que sejam determinados: (i) a variação em elevação entre dois pontos ao longo de um perfil longitudinal ( $\Delta z$ ), (ii) a distância percorrida ao longo do perfil entre os dois pontos mensurados ( $x_t$ ), e (iii) a distância ao longo do perfil entre a nascente do rio e o ponto médio entre os dois pontos analisados ( $x_c$ ) (Equação 7) (HACK, 1973):

$$k_h = \frac{\Delta z}{x_t} x_c \quad eq.7$$

Para que o índice SL tenha significado geomórfico,  $x$  precisa ser proporcional a  $Q$  (e também a  $A$ ). Para isso, o comprimento do maior curso fluvial à montante do trecho para o qual está sendo calculado o índice deve ser usado para a quantificação de  $x_c$ , mesmo que ocorram junções com outros rios de menor comprimento (HACK, 1973). É comum que o parâmetro  $\Delta z$  seja fixado a priori para o cálculo do índice SL, usando-se, nesse caso, a equidistância de curvas de nível (e.g., HACK, 1973; FONT *et al.*, 2010; VIVEEN *et al.* 2012; TROIANI *et al.* 2014). No entanto, esse procedimento resulta na concentração de valores SL onde as curvas de nível são mais próximas, o que levou alguns autores a fixarem  $x_t$  ao invés de  $\Delta z$  de modo a alcançar uma distribuição mais regular de valores SL (e.g., PEREZ-PEÑA *et al.*, 2009; TROIANI *et al.* 2014).

De maneira geral, o uso do índice SL como método de análise geomórfica pressupõe que a distribuição espacial de valores de índice SL para a rede de drenagem analisada está diretamente relacionada com a variabilidade espacial da resistência das rochas expostas, a não ser que haja razões para que isso não ocorra (HACK, 1973). Assim, enquanto Hack (1973) originalmente propôs o índice SL como um método

para a identificação de controles litológicos na morfologia dos canais fluviais (Figura 1), gradualmente, esse método se popularizou para a identificação de sinais de desequilíbrio em perfis longitudinais resultantes de perturbações tectônicas ou climáticas (e.g., MERRITTS e VINCENT, 1989; KELLER e PINTER, 1996; BROOKFIELD, 1998; ETCHEBEHERE *et al.*, 2004, 2006). Para isso, identificam-se valores anormalmente altos ou baixos de índice SL para uma determinada litologia (e.g., MERRITTS e VINCENT, 1989; KELLER e PINTER, 1996; BROOKFIELD, 1998). No entanto, não existem critérios objetivos que determinam valores anômalos para esse índice (GOLDRICK e BISHOP, 2007). Então, diferentes autores propuseram técnicas

complementares para tornar mais consistente a interpretação dos resultados obtidos com o método SL. Entre essas, se destacam: (i) a filtragem dos valores de índice SL pelas diferentes litologias expostas usando métodos estatísticos (e.g., FONT *et al.*, 2010; VIVEEN *et al.*, 2012; GAO *et al.*, 2013; TROIANI *et al.*, 2014); e (ii) a comparação com resultados obtidos a partir de outras métricas geomórficas que também são usadas para identificar perturbações tectônicas ou climáticas, tais como sinuosidade de frente de montanha ( $S_{mf}$ ), razão entre a largura do fundo do vale e a sua elevação ( $V_f$ ), fator de assimetria (AF), e as curvas hipsométricas (e.g., PEREZ-PEÑA *et al.*, 2010; DELCAILLAU *et al.*, 2011; VIVEEN *et al.*, 2012; GAO *et al.*, 2013).

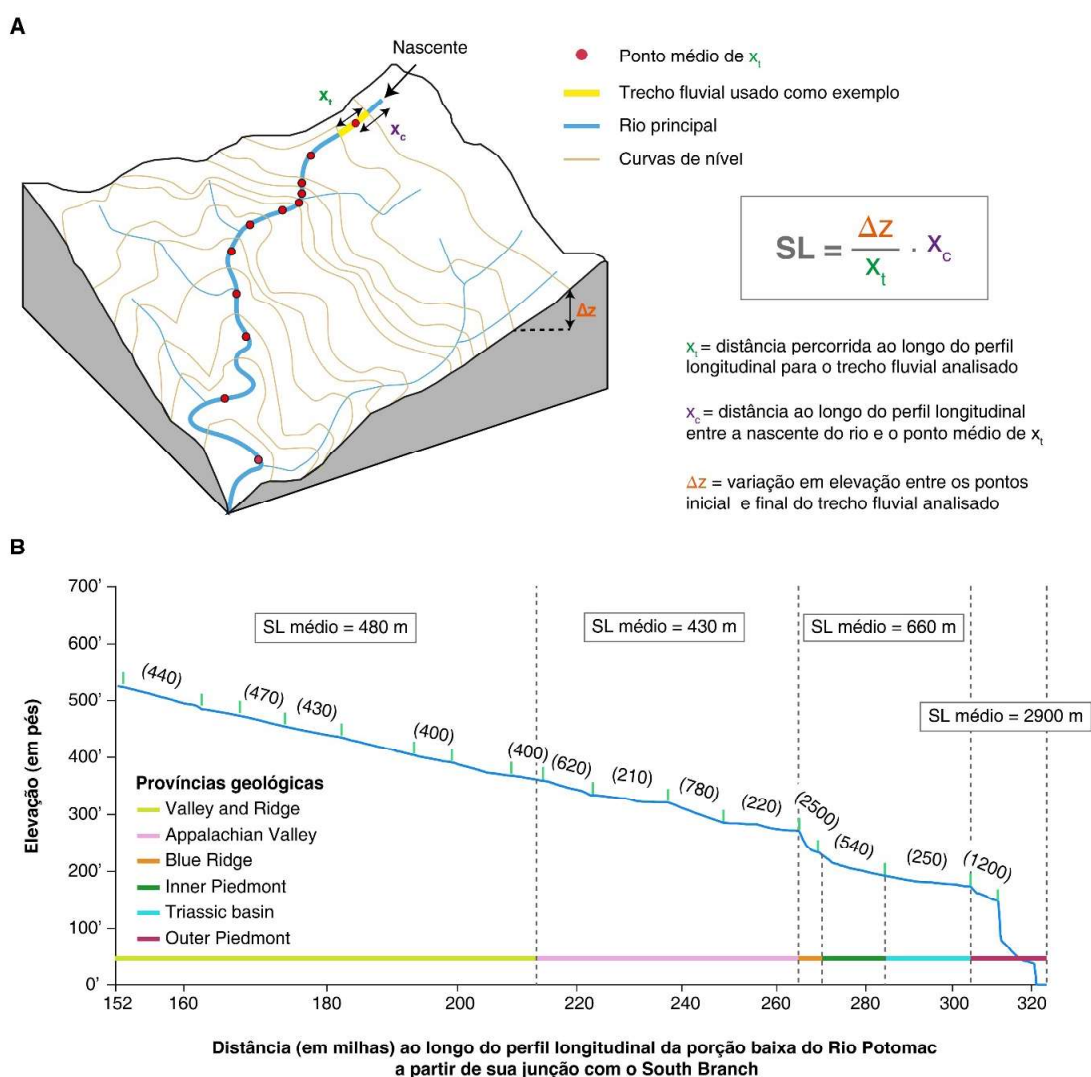


Figura 1 - (A) Parâmetros usados para o cálculo do índice SL, e (B) uso clássico do método SL para a identificação da influência litológica na morfologia do canal. Linhas pontilhadas em (B) representam variações bruscas em resistência litológica responsáveis pelas inflexões no perfil longitudinal da porção baixa do Rio Potomac segundo Hack (1973). Valores entre parênteses ao longo do perfil longitudinal em (B) representam valores locais de índice SL. De maneira geral, a resistência litológica aumenta em direção a jusante ao longo do Rio Potomac. A figura (B) foi modificada a partir de Hack, 1973.

Alguns autores propuseram modificações no cálculo e aplicação do método SL (e.g., SEEBER e GORNITZ, 1983; GOLDRICK e BISHOP, 2007; PEREZ-PEÑA *et al.*, 2009). Por exemplo, Seeber e Gornitz (1983) propuseram que fossem comparados os valores de índice SL para trechos fluviais analisados com um valor, referido como  $SL_k$ , que representasse o índice SL do rio como um todo (ou seja, da cabeceira até a foz ou até a confluência com um rio mais extenso; isto é, a confluência com um rio caracterizado por um valor maior de  $x$ ). Calcula-se  $SL_k$  a partir da Equação 8:

$$SL_k = \frac{(z_{source} - z_{outlet})}{\ln x_{total}} \quad eq.8$$

onde  $z_{source}$  e  $z_{outlet}$  se referem, respectivamente, à elevação do ponto mais alto e mais baixo do rio analisado, e  $x_{total}$  corresponde à distância ao longo do perfil entre  $z_{source}$  e  $z_{outlet}$ . Nessa abordagem, trechos fluviais que apresentem valores de índice SL muito acima de seu valor  $SL_k$  (e.g., índice  $SL \geq 5 SL_k$ ) são classificados como potencialmente ‘anômalos’ e, portanto, são alvos prioritários de investigação detalhada (SEEBER e GORNITZ, 1983). Seeber e Gornitz (1983) demonstraram que esse método foi capaz de identificar a assinatura da tectônica ativa na topografia da porção central dos Himalaias, a partir de um padrão espacial de concentração de trechos fluviais declivosos associados com valores de índice SL muito mais elevados que seus valores  $SL_k$ , que não poderiam ser explicados por variações espaciais de rochas com resistência diferentes. No caso dos Himalaias, Seeber e Gornitz (1983) observaram que trechos fluviais com índice  $SL \geq 10 SL_k$  estavam associados em campo com cachoeiras, representadas como pontos de ruptura nos perfis longitudinais (*knickpoints*), embora reconhecessem esse limiar como arbitrário. Essa abordagem se tornou relativamente popular, sendo aplicada em diferentes ambientes erosivos (e.g., ETCHEBEHERE *et al.*, 2006; PEREZ-PEÑA *et al.*, 2009). No entanto, é importante notar que a comparação entre  $SL_k$  e índice SL é relativa somente ao rio analisado e, assim, qualquer rio definido por valores baixos de  $SL_k$  tenderá a apresentar trechos ‘anômalos’ mesmo para valores baixos de índice SL, e vice-versa.

A formulação DS (*Distance-Slope*; GOLDRICK e BISHOP, 2007) é outra abordagem desenvolvida a partir de modificações do método SL. Nessa abordagem, os autores indicaram que gráficos DS (isto é, gráficos  $\ln[S]$ -

$-\ln[x]$ ) poderiam ser usados para diferenciar a causa dos desequilíbrios observados em perfis longitudinais (e.g., diferenciar desequilíbrios causados por perturbações tectônicas de desequilíbrios causados pela exposição de rochas com contraste significativo em resistência), diferenciação esta que o método SL não é capaz de executar (GOLDRICK e BISHOP, 2007). A formulação DS é fundamentada na maneira como  $S$  se modifica com o acúmulo de  $x$  em direção a jusante (Equações 9 e 10):

$$S = k_b x^{-d} \quad eq.9$$

$$\ln S = \ln k_b - d \ln x \quad eq.10$$

onde  $d$  designa o expoente de  $x$  na Equação 2 (e, portanto,  $d$  determina como  $x$  se relaciona com  $Q$ ), e  $k_b$  é o intercepto-Y do gráfico DS. Caso  $d$  seja igual a 1,  $k_b$  será igual a  $k_h$  (veja a Equação 5), e então a métrica DS corresponderá ao índice SL. No entanto, Goldrick e Bishop (2007) sugeriram que é mais comum que, o que implica que o perfil longitudinal de um rio em equilíbrio seja descrito como (Equação 11):

$$z = z_{source} - k_b \frac{x^{1-d}}{1-d} \quad eq.11$$

Assim, o método DS exige que se determine o valor desconhecido  $d$  para calcular valores de  $k_b$ , o que é realizado, geralmente, através de uma regressão linear em um gráfico DS combinando os dados de  $S$  e  $x$  de todos os rios analisados (GOLDRICK e BISHOP, 2007). Mesmo pequenas variações em  $d$  resultam em grandes variações nos valores de  $k_b$  e, por isso, é importante avaliar a variabilidade de  $d$  para a área analisada (GOLDRICK e BISHOP, 2007). De maneira geral, o método DS não alcançou a popularidade do índice SL na literatura geomórfica.

Em resumo, o método SL foi desenvolvido na década de 1970 como uma técnica ágil para a identificação de controles geomórficos em perfis longitudinais de rios em diferentes ambientes, que gradativamente se difundiu na literatura geomorfológica. Esse foi um dos principais métodos de análise de perfis longitudinais até meados dos anos 2000 (na literatura internacional), onde essa abordagem foi paulatinamente preterida em favor do modelo *stream-power* e da métrica  $k_{sn}$  (KIRBY E WHIPPLE, 2012), discutidos na sequência.

### 3. Derivando $k_{sn}$ a partir do modelo de incisão fluvial *stream-power*

Dado o papel central dos rios na evolução do relevo das paisagens não-glaciais (e.g., GILBERT, 1877), diferentes modelos matemáticos de incisão fluvial, que estabelecem uma ligação quantitativa entre a evolução temporal da morfologia dos canais fluviais, da geometria das redes de drenagem e das perturbações tectônicas e/ou climáticas, têm sido propostos na literatura. Dentre esses, o modelo de incisão fluvial *stream-power* é amplamente utilizado em pesquisas geomórficas, sobretudo para prever padrões de deformação tectônica a partir da inversão de perfis longitudinais ou para modelar a migração a montante de *knickpoints* e a evolução das paisagens erosivas ao longo do tempo (LAGUE, 2014).

Nesse sentido, o modelo *stream-power* assume que a taxa de incisão de rios de leito rochoso ( $E$ ) é uma função exponencial da área de drenagem ( $A$ ), da declividade local dos canais fluviais ( $S$ ), e de um coeficiente de erodibilidade ( $K$ ) que incorpora tanto a resistência das rochas expostas frente aos processos erosivos, quanto parâmetros climáticos e hidrológicos (WHIPPLE e TUCKER, 1999; KIRBY e WHIPPLE, 2012; Equação 12):

$$E = KA^m S^n \quad eq.12$$

onde  $m$  e  $n$  são coeficientes positivos empíricos, dependentes da hidrologia da bacia, da geometria dos canais fluviais e dos processos de incisão fluvial dominantes (e.g., abrasão e arrancamento) (WHIPPLE e TUCKER, 1999; KIRBY e WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014).

Esse modelo foi expresso matematicamente pela primeira vez por Howard e Kerby (1983), embora tenha sido relacionado à teoria anteriormente por Bagnold (1966). De maneira geral, o modelo *stream-power* pode ser derivado a partir de um conjunto de relações empíricas entre  $Q$ ,  $A$ , a hidráulica dos canais fluviais e os processos de incisão fluvial (WHIPPLE e TUCKER, 1999; LAGUE, 2014). Além disso, pode-se derivar matematicamente o modelo *stream-power* usando uma formulação que leve em conta tanto o *shear stress* médio do leito fluvial (e.g., HOWARD e KERBY, 1983; WHIPPLE e TUCKER, 1999), quanto considerações

energéticas usando o modelo *unit stream-power*, onde *stream-power* representa a taxa de gasto de energia potencial por unidade de comprimento do canal, e a denominação *unit* designa que a incisão fluvial é linear com  $S$ , usando  $m = 0,5$  e  $n = 1$  (KIRBY e WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014). Revisões compreensivas sobre a derivação e as limitações do modelo *stream-power* podem ser encontradas em Whipple (2004), Kirby e Whipple (2012) e Lague (2014).

Com base no modelo *stream-power* e assumindo o princípio de conservação da massa (e.g., HOWARD *et al.*, 1994; DiBIASE *et al.*, 2010), a evolução da topografia de uma área ao longo do tempo, ou seja, a taxa de mudança da elevação ( $z$ ) pelo tempo ( $t$ ), é descrita como a diferença entre a taxa de soerguimento de rocha ( $U$ ) e a taxa de incisão vertical do leito fluvial ( $E$ ) (Equação 13):

$$\frac{dz}{dt} = U - E = U - KA^m S^n \quad eq.13$$

Supondo a condição de estado estacionário onde  $U$ ,  $E$ , clima e litologia não variam espacialmente e, portanto,  $U$  é igual a  $E$  em todos os lugares da paisagem (KIRBY e WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014), é possível reescrever a Equação 13 considerando  $dz/dt = 0$  (Equação 14):

$$U = KA^m S^n \quad eq.14$$

A Equação 14 expressa que  $S$  é inversamente proporcional a  $A$  elevado a uma potência para um rio de leito rochoso em estado estacionário. Então, a Equação 14 pode ser rearranjada como (Equação 15):

$$S = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} A^{-\frac{m}{n}} \quad eq.15$$

Embora a relação inversa entre  $S$  e  $A$  expressa na Equação 15 só seja aplicável à ambientes em estado estacionário, com frequência, observa-se que essa relação se mantém para ambientes transientes (e.g., HACK, 1957; WHIPPLE e TUCKER, 2002). De toda forma, a Equação (15) pode ser reescrita como (Equação 16):

$$S = k_s A^{-\frac{m}{n}} = k_s A^{-\theta} \quad eq.16$$

em que  $k_s$  descreve o gradiente do canal fluvial (referido *channel steepness index*, isto é, índice de inclinação do canal) e  $\theta$  (referido *concavity index* ou índice de concavidade do canal) descreve o quão rápido  $S$  decresce com o acúmulo de  $A$  a jusante, definindo, portanto, o quão côncavo é o perfil longitudinal de um rio (KIRBY e WHIPPLE, 2012). É possível estimar  $k_s$  e  $\theta$  a partir de regressões lineares em gráficos  $\log[S]$ - $\log[A]$  usando a Equação 17 (WOBUS *et al.*, 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012):

$$\log_{10} S = \log_{10} K_s - \theta \log_{10} A$$

Assim, quando o  $\log_{10} S$  é plotado versus o  $\log_{10} A$  para um determinado rio, obtêm-se uma reta com um coeficiente angular igual a  $-\theta$  (ou  $-m/n$ ) e intercepto-Y igual a  $\log_{10} k_s$  (Figura 2) (WOBUS *et al.*, 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012). De maneira geral, trabalhos empíricos e numéricos sugerem que  $\theta$  não se modifica de maneira estatisticamente significativa com mudanças sistemáticas em  $U$ , em  $K$ , nas condições climáticas, nas taxas de incisão fluvial, na granulometria dos sedimentos ou nos expoentes de incisão fluvial ( $m$  e  $n$ ) (e.g., DUVALL *et al.*, 2004; KIRBY e WHIPPLE, 2001; SNYDER *et al.*, 2000; LAGUE, 2014). Assim, um intervalo de valores de  $\theta \sim 0,3-0,6$  é assumido como típico para rios em diferentes contextos geomórficos (e.g., HACK, 1957; DUVALL *et al.*, 2004; WHIPPLE, 2004; KIRBY e WHIPPLE, 2012). No entanto, alguns autores demonstraram que  $\theta$  pode variar localmente caso  $U$  ou  $K$  variem espacialmente; por exemplo, um aumento súbito em  $U$  a jusante pode resultar em valores locais negativos de  $\theta$  (e.g., KIRBY e WHIPPLE, 2001). Por outro lado, o parâmetro  $K_s$  é bastante sensível a variações temporais e espaciais em  $U$ , em  $K$  ou nas condições climáticas (WOBUS *et al.*, 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012). Assim, observa-se frequentemente que gráficos  $\log[S]$ - $\log[A]$  de diferentes rios aparecem segmentados, e que cada ‘segmento’ é caracterizado por valores similares de  $\theta$ , mas com diferenças marcantes em  $k_s$  (Figura 2; KIRBY e WHIPPLE, 2012). É importante notar que essas observações aplicam-se apenas para valores de  $A$  superiores a uma área de drenagem crítica (tipicamente de 0,1-5 km<sup>2</sup>), que separa áreas dominadas por processos difusivos de vertentes de áreas dominadas por processos de incisão fluvial (MONTGOMERY e FOUFOULA-GEORGIOU, 1993; STOCK e DIETRICH, 2003).

Uma consequência importante das Equações 16 e 17 é a covariabilidade entre os parâmetros  $\theta$  e  $k_s$  (KIRBY e WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014). Uma vez que  $n$  é componente de ambos os parâmetros, a variação de quaisquer desses parâmetros determina uma modificação no parâmetro não alterado que não corresponde a uma mudança real (KIRBY e WHIPPLE, 2012). Assim, o procedimento padrão para normalizar a autocorrelação entre esses parâmetros é definir um índice de concavidade de referência fixo ( $\theta_{ref}$ ) e quantificar um índice de inclinação do canal normalizado ( $k_{sn}$ ) baseado em  $\theta_{ref}$  (WOBUS *et al.*, 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012). Portanto, o índice de inclinação do canal normalizado ( $k_{sn}$ ) representa a inclinação local do canal fluvial corrigida para a sua área de drenagem. De maneira geral, um valor de  $\theta_{ref}$  de 0,45 é frequentemente usado para facilitar a comparação de valores de  $k_{sn}$  entre diferentes paisagens (e.g., WOBUS *et al.*, 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012). Quando a autocorrelação entre  $\theta$  e  $k_s$  é levada em consideração, têm-se (Equação 18):

$$S = K_{sn} A^{-\theta_{ref}} \quad eq.18$$

Muitos trabalhos empíricos e numéricos demonstraram uma relação positiva, muitas vezes não linear, entre taxas de denudação e valores médios de  $k_{sn}$  por bacia hidrográfica (e.g., WOBUS, 2006; OUIMET *et al.*, 2009; DiBIASE *et al.*, 2010; KIRBY e WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014; HAREL *et al.*, 2016). Isto é, bacias caracterizadas por valores altos de  $k_{sn}$  apresentam também taxas altas de denudação. A frequente não-linearidade da relação positiva observada entre  $k_{sn}$  e taxas de denudação é possivelmente reflexo de três conjunturas principais: (i) do grau de não-linearidade relacionado à mecânica do processo de incisão fluvial dominante parametrizado pelo expoente  $n$  (WHIPPLE, 2004; KIRBY e WHIPPLE, 2012); (ii) da influência de limiares de incisão – isto é, a premissa de que rios erodem verticalmente seus leitos apenas quando  $Q$  é suficientemente alto para mobilizar sedimentos (e.g., DiBIASE *et al.*, 2011) – nas relações entre a declividade local do canal fluvial, clima e tectônica (LAGUE *et al.*, 2005; SNYDER *et al.*, 2003); e (iii) a frequência e magnitude de eventos extremos de precipitação (KIRBY e WHIPPLE, 2012).



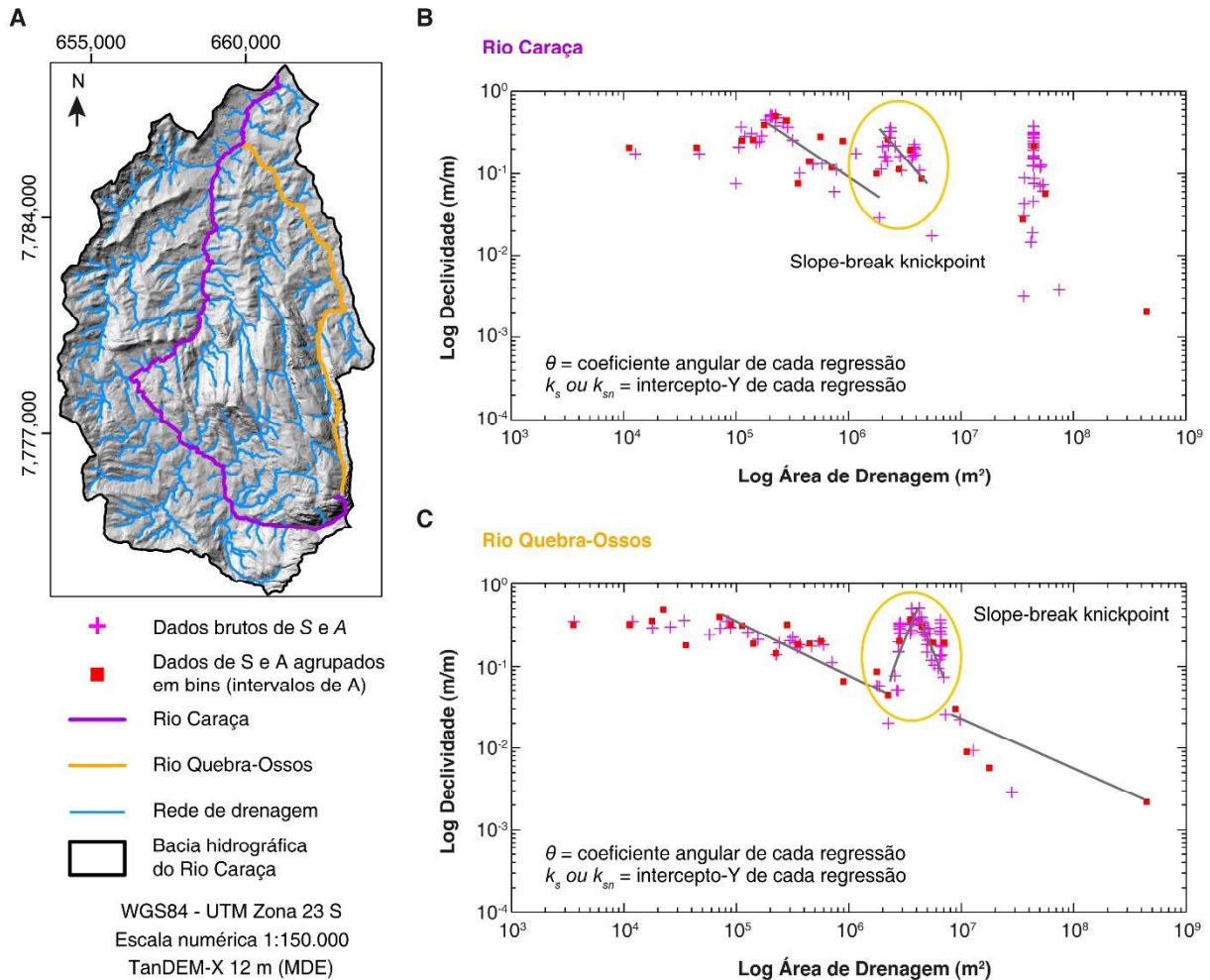


Figura 2 - Gráficos  $\log[S]-\log[A]$  para dois rios declivosos que fluem a partir da Serra do Caraça, no Quadrilátero Ferrífero (Brasil). (A) Contexto espacial dos rios representados em (B) e (C), e também na Figura 3, sobre um modelo de sombreamento a partir de um MDE TanDEM-X com 12 m de resolução espacial. Ambos os rios apresentam  $> 1.000$  m de desnível vertical por cerca de 10 km de distância percorrida ao longo de cada perfil longitudinal. (B) e (C) representam gráficos  $\log[S]-\log[A]$  caracterizados por knickpoints de quebra de gradiente (slope-break knickpoints), associados com um aumento súbito na declividade local do canal (intercepto-Y da regressão) e marcado por  $\theta$  (coeficiente angular da linha de regressão) localmente negativo no 'início' do knickpoint. As figuras (B) e (C) representam os outputs da ferramenta StreamProfiler, a primeira ferramenta de referência desenvolvida para a análise de gráficos  $\log[S]-\log[A]$ . Nessa ferramenta, os limites das regressões são determinados pelo usuário (implicando em um problema de subjetividade e não-reprodutibilidade).

Em síntese, o modelo *stream-power* alcançou ampla aceitação na comunidade geomórfica (KIRBY e WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014), resultado, sobretudo, de sua formulação matemática simples que engloba a teoria física por trás dos processos de incisão fluvial (LAGUE, 2014). No entanto, diferentes trabalhos empíricos e numéricos apontaram limitações deste modelo (WHIPPLE e TUCKER, 2002; WHITTAKER *et al.*, 2007; KIRBY e WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014). Por

exemplo, o modelo *stream-power* não leva em conta o papel dual do sedimento na incisão fluvial que, a depender do volume e calibre do fluxo de sedimentos fornecido aos canais fluviais, pode atuar tanto como agente erosivo, ao providenciar 'ferramentas' capazes de escavar o leito fluvial, quanto como inibidores da incisão fluvial, por recobrirem o leito fluvial com depósitos, protendendo-o dos processos erosivos (e.g., SKLAR e DIETRICH, 2001; FINNEGAN *et al.*, 2007; COOK *et al.*, 2013).

Outro aspecto desconsiderado pelo modelo *stream-power* diz respeito à possibilidade de mobilidade dos interflúvios ao longo do tempo que, recentemente, têm sido apontada como mais comum na natureza do que se assumia anteriormente (BONNET, 2009; WILLETT *et al.*, 2014; YANG *et al.*, 2015; WHIPPLE *et al.*, 2017a, 2017b). Nesse caso, a mudança de posição dos interflúvios resulta em modificações temporais nas áreas de contribuição das bacias hidrográficas adjacentes aos interflúvios que são ignoradas pelo modelo *stream-power* (WILLETT *et al.*, 2014; YANG *et al.*, 2015; WHIPPLE *et al.*, 2017a, 2017b) e, necessariamente, modificam o significado geomórfico de parâmetros como o  $k_{sn}$ . Embora hoje se reconheça que o fenômeno de modificações temporais na topologia das redes de drenagem seja importante para a investigação da história geomórfica de diferentes ambientes erosivos, suas implicações são ainda relativamente desconhecidas (WHIPPLE *et al.*, 2017a, 2017b).

Além disso, existem outros aspectos não considerados pelo modelo *stream-power*, dentre os quais são frequentemente citados (i) a ausência de limiares de erosão e sua relação com eventos extremos de precipitação (*e.g.*, SNYDER *et al.*, 2003; LAGUE *et al.*, 2005), e (ii) o efeito das variações espaciais e temporais em taxas de incisão fluvial na largura dos canais fluviais, onde, de maneira geral, se espera que a largura do canal diminua com o aumento da taxa de incisão fluvial (WHITTAKER *et al.*, 2007; LAGUE, 2014). Uma discussão compreensiva sobre as limitações e potencialidades desse modelo é encontrada em Lague (2014). Por fim, embora presente um conjunto significativo de limitações, o modelo *stream-power* mais simples (referido como ‘linear’, com  $m = 0,5$  e  $n = 1$ ) é ainda o modelo matemático de incisão fluvial atualmente mais utilizado na literatura geomorfológica (KIRBY e WHIPPLE, 2012; LAGUE, 2014; HERGARTEN *et al.*, 2016).

#### 4. Derivando o $k_{sn}$ a partir da análise chi

A derivação da métrica  $k_{sn}$  exige que se mensure, de maneira espacialmente contínua, a área de contribuição ( $A$ ) e a declividade local do canal fluvial ( $S$ ), que se acumulam à medida em que se aumenta a distância ( $x$ ) ao longo do perfil longitudinal de um rio em direção a jusante, o que era impraticável antes do desenvolvimento dos MDEs (KIRBY e WHIPPLE, 2012). Por sua vez, os atributos topográficos extraídos de MDEs

são inerentes de erros, resultado tanto de incertezas no processo construção dos MDEs, quanto por feições geomórficas locais e suas relações com a resolução espacial do MDE (*e.g.*, ECKERT *et al.*, 2005). Além disso, uma vez que os dados de elevação extraídos de MDEs são afetados por incertezas (erros e artefatos), a derivação da declividade (*i.e.*,  $S = dz/dx$ ), pode propagar ainda mais os erros nos valores estimados de  $k_{sn}$  (WOBUS *et al.*, 2006).

Visando diminuir erros e incertezas aos dados de elevação extraídos de MDEs para a análise de gradientes fluviais, Perron e Royden (2013) e Royden e Perron (2013) desenvolveram um método que permite a extração de  $k_{sn}$  sem que seja necessário derivar  $S$  a partir do MDE de interesse. Nesse método, referido como análise chi ( $\chi$ ) ou análise integral, realiza-se, através de uma integração, a transformação da coordenada horizontal do perfil longitudinal ( $x$ ) em uma variável  $\chi$  com dimensões de comprimento que é linearmente relacionada à elevação ao longo do perfil longitudinal analisado (PERRON e ROYDEN, 2013; ROYDEN e PERRON, 2013; MUDD *et al.*, 2014; MUDD *et al.*, 2018). Nesse sentido, para se chegar a  $\chi$ , a Equação 15 é reescrita substituindo  $S$  por  $e$ , então, separando  $z$  de  $x$  (Equação 19):

$$dz = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} A^{-m/n} dx \quad eq.19$$

em seguida, integra-se ambos os lados da Equação 19 a partir do ponto de menor elevação considerado (o nível de base arbitrário denominado  $x_b$  que representa a posição  $x$  do nível de base onde  $x_b = 0$ ) ao longo do perfil longitudinal em direção a montante, ou seja, ao longo de  $x$  (Equação 20):

$$\int_{x_b}^x dz = \int_{x_b}^x \left(\frac{U}{K A^m}\right)^{\frac{1}{n}} dx \quad eq.20$$

A solução da Equação 20 depende da variabilidade espacial de  $U$  e  $K$  para a rede de drenagem analisada. Caso  $U$  e  $K$  não sejam homogêneos, essa solução é expressa pela Equação 21. Quando  $U$  e  $K$  são constantes no espaço, a equação do perfil longitudinal transformado se reduz à forma mais simples (Equação 22):

$$z(x) = z(x_b) + \int_{x_b}^x \left(\frac{U(x)}{K(x) A(x)^m}\right)^{\frac{1}{n}} dx \quad eq.21$$

$$z(x) = z(x_b) + \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} \int_{x_b}^x \left(\frac{dx}{A(x)^{\frac{m}{n}}}\right) \quad eq.22$$

Embora haja duas soluções possíveis para a Equação 20, na prática, realiza-se a transformação- $\chi$  a partir da Equação 22, mesmo para redes de drenagem caracterizadas por mudanças espaciais em  $U$  ou  $K$ , uma vez que essas perturbações serão identificadas pelo método chi (e.g., HERGARTEN *et al.*, 2016; GALLEN e WEGMANN, 2017; NEELY *et al.*, 2017; MUDD *et al.*, 2018). Por convenção estabelecida por Perron e Royden (2013), introduz-se uma área de drenagem de referência ( $A_0$  na Equação 22) que transforma em adimensionais os termos referentes à área de contribuição ( $A$  e  $A_0$ ), determinando, assim, que os perfis longitudinais transformados a partir do método chi sejam caracterizados por unidades de comprimento em ambos os eixos (Equação 23):

$$z(x) = z(x_b) + \left( \frac{U}{KA_0^m} \right)^{\frac{1}{n}} \chi \quad \text{eq.23}$$

onde a coordenada longitudinal chi ( $\chi$ ) é definida como (Equação 24):

$$\chi = \int_{x_b}^x \left( \frac{A_0}{A(x)} \right)^{\theta} dx \quad \text{eq.24}$$

Assim,  $z(x)$  é uma função linear da coordenada transformada  $\chi$ . De maneira geral, rios que obedecem às Equações 23 e 24 são caracterizados por uma linha reta em um gráfico no qual a variável dependente é  $z$  e a variável independente é  $\chi$ , frequentemente referido como *chi plot* (gráfico chi; Figura 3). Nesse caso, a intersecção-Y do gráfico chi refere-se à elevação do canal fluvial na posição  $x_b$ , enquanto sua inclinação é igual a  $(U/K)^{1/n} / A_0^{m/n}$ . Então, caso  $A_0$  seja igual a 1 (e esse é o valor mais frequente arbitrado para  $A_0$ ), a inclinação do gráfico chi representa o gradiente do canal fluvial ( $k_s$ ), ou  $k_{sn}$ , caso  $\theta$  (isto é,  $m/n$ ; veja Equação 16) seja fixado (MUDD *et al.*, 2014; HERGARTEN *et al.*, 2016; MUDD *et al.*, 2018).

A análise chi determina que todos os canais fluviais contabilizados a partir de um mesmo nível de base  $x_b$  sejam descritos pela mesma equação diferencial desde que  $U$ , a erodibilidade das rochas e as taxas de precipitação não variem espacialmente para a rede de drenagem analisada. Por consequência, o gráfico chi composto incluindo todos os rios de uma mesma bacia hidrográfica (integrados a partir de  $x_b$ ) deverá ser linear em um espaço  $z$ - $\chi$  (isto é, elevação versus chi), com os perfis chi dos tributários superpostos ao perfil do rio principal (PERRON e ROYDEN, 2013; MUDD *et al.*, 2014; HERGARTEN *et al.*, 2016). Assim, variações na

inclinação de gráficos chi compostos (ou seja, variações em valores  $k_{sn}$  ou  $k_s$  ao longo dos perfis chi), indicam possíveis ocorrências de mudanças espaciais e temporais em  $U$ , na erodibilidade das rochas, ou no clima, para rios de uma mesma bacia hidrográfica (MUDD *et al.*, 2014; HERGARTEN *et al.*, 2016; GALLEN e WEGMANN, 2017; MUDD *et al.*, 2018).

É importante ressaltar que a análise chi e a extração de  $k_{sn}$  dependem da relação entre  $m$  e  $n$ , ou seja, do valor de  $\theta$  escolhido para a rede de drenagem analisada. Nesse sentido, o valor numérico de  $k_{sn}$  é diretamente modificado pela escolha de  $\theta_{ref}$  (Equação 18), de modo que, para um mesmo trecho fluvial, maiores valores de  $\theta_{ref}$  resultam em maiores magnitudes de  $k_{sn}$  (MUDD *et al.*, 2018; GAILLETON *et al.*, 2019). Embora um valor de referência entre 0,45-0,5 para o  $\theta_{ref}$  seja amplamente utilizado para a determinação de  $k_{sn}$  (WOBUS *et al.*, 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012), trabalhos recentes indicam que a determinação correta do valor de melhor-ajuste de  $\theta_{ref}$  permite alcançar resultados mais precisos de  $k_{sn}$  e da análise chi para a área de estudo (MUDD *et al.*, 2018; GAILLETON *et al.*, 2019). Nesse sentido, é possível estimar o melhor-ajuste de  $\theta_{ref}$  baseado tanto em regressões lineares de gráficos  $\log[S]$ - $\log[A]$ , como a partir da análise chi, onde, de maneira geral, determina-se iterativamente qual o valor de  $\theta_{ref}$  que maximiza a co-linearidade entre os tributários e o rio principal (ou a linearidade do rio principal) em um gráfico chi composto (MUDD *et al.*, 2018). Uma discussão compreensiva dos diferentes métodos de extração do melhor-ajuste para  $\theta_{ref}$  pode ser encontrada em Mudd *et al.*, (2018). De maneira geral, esses autores sugerem que os métodos baseados na análise chi são os mais eficientes na determinação de melhor-ajuste de  $\theta_{ref}$  (MUDD *et al.*, 2018).

## 5. Ferramentas modernas para a extração de informações quantitativas de MDEs

A análise quantitativa de perfis longitudinais foi, inicialmente, realizada através da extração direta de informações a partir de cartas topográficas (WOBUS *et al.*, 2006). Por exemplo, o índice SL foi desenvolvido na década de 1970 como um método de análise geomórfica que poderia ser executado a partir de qualquer carta topográfica com o auxílio de um curvímeter (HACK, 1973). Posteriormente, a análise quantitativa da topografia passou a ser realizada com base no processamento de MDES, sobretudo a partir dos anos 2000 (SNYDER *et al.*, 2000; WOBUS *et al.*, 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012).

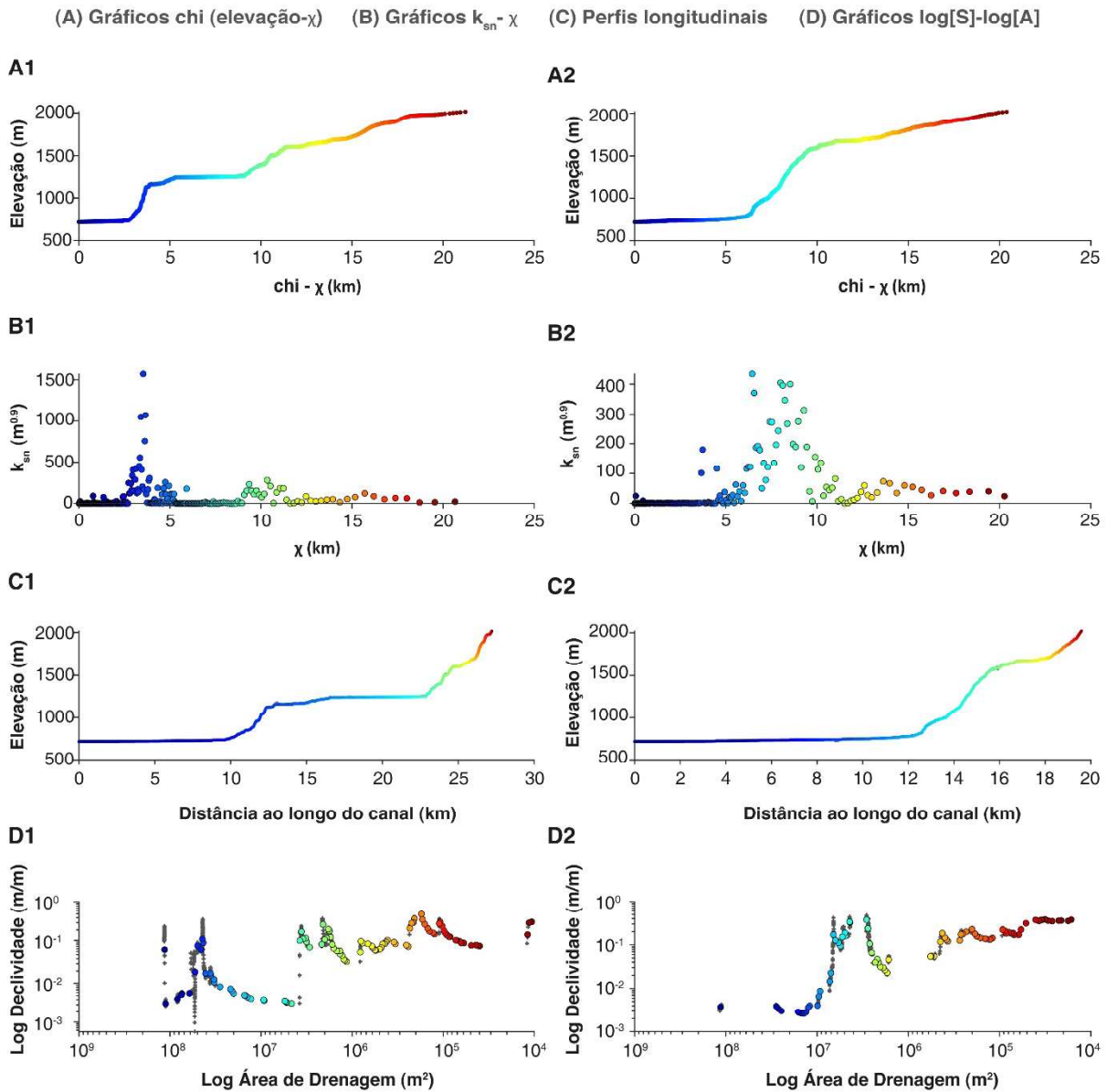


Figura 3 - Conjunto de perfis representando o resultado dos diferentes métodos discutidos no texto, para os mesmos rios analisados na figura 2: (1) Rio Caraça e (2) Rio Quebra-Ossos. Gráficos elevação- $\chi$  são apresentados em (A); gráficos  $k_{sn}$ - $\chi$  são apresentados em (B); perfis longitudinais são exibidos em (C); e gráficos log[S]-log[A] são mostrados em (D). A rampa de cores permite a identificação dos diferentes segmentos dos rios analisados em todos os gráficos. Repare que os gráficos de perfis longitudinais (bem como os outros gráficos) representam o eixo X com direção reversa. As cores ao longo dos perfis (A-D) representam posição ao longo desses perfis, tendo sido introduzidas para facilitar a comparação entre os diferentes gráficos para um mesmo rio. De maneira geral, as inflexões em todos os gráficos estão relacionadas entre si; e.g., inflexões nos gráficos chi em (A) estão associadas com aumentos em  $k_{sn}$  no gráfico (B). Todos os perfis foram gerados através da ferramenta TopographicAnalysisKit (FORTE e WHIPPLE, 2019), com  $\theta = 0,45$  e com um limiar de  $1 \text{ km}^2$  para a definição dos canais fluviais.

Em um primeiro momento, a extração de informações quantitativas de MDEs se realizou a partir de algoritmos de análise espacial e modelagem numérica implementados em softwares de Sistemas de Informações Geográficas (SIGs) (WOBUS *et al.*, 2006; KIRBY e

WHIPPLE, 2012). Essas análises topográficas incipientes, realizadas no contexto de SIGs, eram caracterizadas pela execução de longas sequências de algoritmos ‘isolados’ para se chegar às informações topográficas desejadas (e.g., extração de rede de drenagem), dificultando, por

consequência, a reprodutibilidade dos resultados reportados na literatura (MUDD *et al.*, 2019a). Além disso, existia uma relativa carência de funções específicas para a análise de perfis longitudinais, que eram então baseadas em adaptações entre várias funções incorporadas aos SIGs e pacotes externos de estatística (WOBUS *et al.*, 2006; SCHWANGHART e SCHERLER, 2014; MUDD *et al.*, 2019a; FORTE e WHIPPLE, 2019).

Mais recentemente, um número crescente de ferramentas modernas – incluindo programas livres capazes de realizar análises topográficas complexas, assim como algoritmos implementados em programas de análise espacial de dados em ambientes SIG (*e.g.*, ArcGIS, QGIS) e não-SIG (*e.g.*, MATLAB) – foram desenvolvidos especificamente para extrair informações quantitativas de MDEs, com foco na análise de perfis longitudinais. Nesse sentido, o *StreamProfiler* foi a primeira ferramenta de referência desenvolvida para a análise de gráficos  $\log[S]-\log[A]$  e para a extração de  $k_{sn}$  em escala regional (WOBUS *et al.*, 2006; FORTE e WHIPPLE, 2019; Figura 2). Essa ferramenta consiste em uma rotina de algoritmos que integram os programas ArcGIS e MATLAB, onde, de maneira geral, o primeiro software é usado para a preparação dos dados digitais de elevação, extração da rede de drenagem e seleção dos rios a serem analisados, enquanto o segundo software executa análises de gráficos  $\log[S]-\log[A]$ , além da extração de  $k_{sn}$  para a rede de drenagem analisada (WOBUS *et al.*, 2006; FORTE e WHIPPLE, 2019).

O desenvolvimento da análise chi coincidiu com a dinamização do cenário de ferramentas para análises topográficas, culminando na criação de diferentes ‘plataformas’ modernas capazes de executar as mesmas funções incorporadas nos SIGs convencionais (*e.g.*, ArcGIS e QGIS), mas com maior rapidez, além de incorporar os últimos avanços teóricos em análises topográficas (SCHWANGHART e KUHN, 2010; SCHWANGHART e SCHERLER, 2014; MUDD *et al.*, 2014, 2018, 2019a; FORTE e WHIPPLE, 2019). De maneira geral, essas plataformas consistem em conjuntos de algoritmos capazes de executar análises topográficas complexas a partir de comandos básicos, sem exigir a execução de inúmeros processos isolados (SCHWANGHART e SCHERLER, 2014; MUDD *et al.*, 2019a). Assim, hoje é possível reproduzir análises topográficas executadas a partir dessas plataformas, desde que se tenha acesso ao MDE da área analisada (MUDD *et al.*, 2019a). Dentre as ferramentas recentes usadas para a análise quantitativa da topografia, destacam-se o TopoToolbox (SCHWANGHART e

KUHN, 2010; SCHWANGHART e SCHERLER, 2014), o LSDTopoTools (MUDD *et al.*, 2019a) e o software TecDEM (SHAHZAD e GLOAGUEN, 2011). Esses programas se destacam por apresentarem interface de linha de comandos, extensa documentação de suporte ao usuário, comunidade de usuários numerosa, e por incorporarem inovações de maneira frequente.

Hoje, a ferramenta mais utilizada para a extração de informações quantitativas de MDEs é, provavelmente, o TopoToolbox, um programa que reúne um conjunto extenso de funções desenvolvidas em linguagem MATLAB para a análise do relevo e das redes de drenagem (SCHWANGHART e SCHERLER, 2014). Embora a utilização do TopoToolbox exija certo entendimento da linguagem de programação MATLAB, todas as suas funcionalidades possuem documentação detalhada explicando seus diferentes códigos e as sintaxes aplicáveis. Exemplos de uso de várias das funções do TopoToolbox estão disponíveis em blog (link de acesso: <https://topotoolbox.wordpress.com/>). O TopoToolbox inclui interfaces gráficas do usuário (GUI) que permitem a exploração visual de produtos topográficos (*e.g.*, perfis longitudinais) durante e após a parametrização das análises, e os arquivos resultantes podem ser exportados em formatos compatíveis com os SIGs convencionais ou softwares de edição de imagens (SCHWANGHART e SCHERLER, 2014). Adicionalmente, as funcionalidades do TopoToolbox servem de base para a execução de diversos outros algoritmos para análises topográficas complexas, incluindo, por exemplo, as ferramentas: *ChiProfiler* (GALLEN e WEGMANN, 2017), *KZ-Picker* (NEELY *et al.*, 2017), *DiviteTools* (FORTE e WHIPPLE, 2018), e *TopographicAnalysisKit* (FORTE e WHIPPLE, 2018; Figura 3).

O LSDTopoTools é, por sua vez, um software livre para a análise quantitativa da topografia desenvolvido para sistemas Linux, mas que pode ser também utilizado em Windows e MacOS a partir de uma máquina virtual (MUDD *et al.*, 2019a). Assim, a utilização do LSDTopoTools requer certo conhecimento de navegação em Linux, porém a documentação disponível (link de acesso: [https://lsdtopotools.github.io/LSDTT\\_documentation/](https://lsdtopotools.github.io/LSDTT_documentation/)) engloba tutoriais completos incluindo desde a instalação do software até informações passo-a-passo para a execução das análises desejadas (MUDD *et al.*, 2019a). Além das aplicações mais básicas, o LSDTopoTools oferece também análises topográficas complexas, que geralmente estão associadas a publicações específicas (*e.g.*, MUDD *et al.*, 2014, 2016, 2018, 2019b; CLUBB *et al.*, 2014, 2017; MILODOWSKI *et al.*, 2015; GAILLETON *et al.*, 2019). Dentre essas aná-

lises, destacam-se: a extração da rede de drenagem através de algoritmos de alto desempenho (CLUBB *et al.*, 2014); a análise chi (MUDD *et al.*, 2014, 2018; GAILLETON *et al.*, 2019); métodos estatísticos robustos para a extração do  $\theta_{ref}$  e o  $k_{sn}$  (MUDD *et al.*, 2014); a extração de *knickpoints* usando métodos estatísticos robustos (GAILLETON *et al.*, 2019); e a quantificação de taxas médias de erosão por bacia hidrográfica baseada em concentrações de  $^{10}\text{Be}$  e  $^{26}\text{Al}$  (MUDD *et al.*, 2016). Diferentemente do TopoToolbox, o LSDTopoTools não possui GUIs, de modo que, para a visualização dos resultados das análises executadas, o usuário deve utilizar SIGs ou os códigos escritos em linguagem de programação *Python* através da ferramenta *LSDMappingTools* (MUDD *et al.*, 2019b).

## 6. Comparando diferentes métricas de gradiente fluvial em uma mesma paisagem erosiva

Assume-se, de maneira geral, que a métrica  $k_{sn}$  seja mais robusta que o índice SL (*e.g.*, KIRBY e WHIPPLE, 2012) e que o  $k_{sn}$  extraído a partir da análise chi seja mais preciso que o  $k_{sn}$  extraído de dados *S-A* (*e.g.*, PERRON e ROYDEN, 2013; MUDD *et al.*, 2014, 2018). Razões teóricas para a superioridade assumida da métrica  $k_{sn}$  sobre o índice SL incluem (*cf.* KIRBY e WHIPPLE, 2012): (i) a correlação robusta, demonstrada em diversos trabalhos empíricos, entre valores médios de  $k_{sn}$  por bacia hidrográfica e taxas médias de denudação; (ii) a correlação praticamente linear entre  $A$  e  $Q$  ( $k_{sn}$  é quantificado a partir de  $A$ ), contrastando com correlações mais fracas entre  $x$  e  $Q$  (o índice SL é quantificado a partir de  $x$ ); (iii) o método SL apresenta significado geomórfico apenas quando  $x$  é proporcional a  $Q$ , e essa relação é dependente da forma da bacia analisada. Por contraste, a métrica  $k_{sn}$  é independente da forma da bacia; (iv) enquanto a métrica  $k_{sn}$  é derivada a partir dos modelos matemáticos de incisão fluvial vigentes, o índice SL é, de maneira geral, derivado de dados empíricos; (v) a quantificação de  $k_{sn}$  leva em consideração mudanças abruptas em  $A$  ao longo dos perfis longitudinais, o que contrasta com o cálculo do índice SL que, geralmente, não quantifica o efeito de junções com tributários. Por sua vez, por não exigir que  $S$  seja derivado do MDE analisado, presume-se que a análise chi produza resultados de  $k_{sn}$  mais precisos do que o método tradicional de regressões em gráficos  $\log[S]$ - $\log[A]$  e estudos empíricos indicam que essas suposições são consistentes (*e.g.*, MUDD *et al.*, 2018).

Para ilustrar as diferenças entre o método SL, o  $k_{sn}$  derivado a partir da análise chi, e o  $k_{sn}$  derivado a partir

de dados *S-A*, extraímos essas métricas geomórficas com base nas ferramentas disponíveis no TopoToolbox para uma mesma paisagem erosiva, o Quadrilátero Ferrífero, localizado na porção sudeste do Brasil. O Quadrilátero Ferrífero é uma paisagem pós-orogênica de relevo montanhoso, caracterizada por uma elevação máxima de 2.076 m (DORR, 1969). O relevo local é complexo e caracterizado por diversas formas de relevo, tais como picos altos e escarpas íngremes, platôs elevados com formas suaves, vales amplos e levemente inclinados com morros em meia-laranja, cânions profundos e meandros encaixados (DORR, 1969). Assim, o relevo local é caracterizado por grandes variações espaciais, podendo atingir amplitudes altimétricas de até ~1200 m em uma janela circular de 2 km de diâmetro em algumas áreas –sobretudo em sua porção oriental, ao longo da Serra do Caraça – ou em algumas áreas, sobretudo na porção central/sudoeste do Quadrilátero Ferrífero, a amplitude local de elevação não ultrapassa algumas dezenas de metros para uma mesma janela circular de referência (PEIFER BEZERRA, 2018).

Assim, utilizamos o MDE TanDEM-X (TerraSAR-X add-on for Digital Elevation Measurement) de 12 m de resolução espacial, que foi hidrológicamente corrigido usando procedimentos padrões de fluxo hidrológico (*e.g.*, WANG e LIU, 2006). Extraímos a rede de drenagem a partir desse MDE usando um algoritmo D8 e uma área crítica fixa para a iniciação da drenagem de 1.000.000 m<sup>2</sup> (*e.g.*, WOBUS *et al.*, 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012). O índice SL foi extraído usando um procedimento semiautomático em que curvas de nível foram usadas para fixar  $\Delta z$  e o algoritmo *distance* do software TopoToolbox (SCHWANGHART e SCHERLER, 2014) foi utilizado para extrair distâncias ao longo dos perfis longitudinais. O  $k_{sn}$  derivado a partir da análise chi foi extraído a partir da ferramenta *ChiProfiler* (GALLEN e WEGMANN, 2017) com  $\theta_{ref} = 0,45$  (*e.g.*, WOBUS *et al.*, 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012). Por sua vez, o  $k_{sn}$  derivado a partir de dados *S-A* foi extraído usando o algoritmo *gradient* do software TopoToolbox (SCHWANGHART e SCHERLER, 2014) com  $\theta_{ref} = 0,45$  (*e.g.*, WOBUS *et al.*, 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012).

A comparação visual entre a distribuição de valores de índice SL e  $k_{sn}$  para o Quadrilátero Ferrífero (Figura 4) indica que existe um certo grau de consistência visual na distribuição dessas variáveis, ou seja, áreas associadas com altos valores de  $k_{sn}$  são também caracterizadas por valores altos de índice SL, e vice-versa. No entanto, existem diferenças marcantes na distribuição dessas métricas para o Quadrilátero Ferrífero, que são realçadas quando essas



variáveis são analisadas através de gráficos de dispersão e análises de regressão de valores médios por bacia hidrográfica – quantificados para todas as bacias hidrográficas do Quadrilátero Ferrífero de segunda ordem ou superior ( $n = 2791$ ) extraídas usando o código de Clubb *et al.*, (2019) – com valores médios por bacia hidrográfica do parâmetro amplitude local de elevação (*local relief*), um indicador geomórfico essencial para o entendimento do padrão e o estilo de evolução da paisagem em ambientes erosivos por ser positivamente correlacionado com taxas de denudação (AHNERT, 1970; PORTENGA e BIERMAN, 2011; KIRBY e WHIPPLE, 2012; HAREL *et al.*, 2016). Nesse sentido, os valores médios de índice SL e  $k_{sn}$  derivados tanto a partir de dados *S-A* quanto pelo método chi, demonstram que, de maneira geral, o  $k_{sn}$  está correlacionado de maneira mais próxima com a amplitude local de elevação do que o índice SL ( $k_{sn}$  derivado a partir

do método chi:  $R^2 = 0,76$ ; valor- $p < 0,05$ ;  $k_{sn}$  derivado a partir de dados *S-A*:  $R^2 = 0,74$ ; valor- $p < 0,05$ ; índice SL:  $R^2 = 0,41$ ; valor- $p < 0,05$ ) no Quadrilátero Ferrífero (Figura 5). Esses resultados sugerem que o  $k_{sn}$  é, de maneira geral, uma métrica de gradiente fluvial mais robusta do que o índice SL para a aproximação da energia local do canal fluvial. De maneira consistente, a regressão entre os valores médios de  $k_{sn}$  extraídos a partir dos métodos chi e *S-A* é mais robusta ( $R^2 = 0,97$ ; valor- $p < 0,05$ ) que a correlação entre o  $k_{sn}$  extraído a partir do método chi e valores médios de índice SL ( $R^2 = 0,73$ ; valor- $p < 0,05$ ). Assim, observamos uma proximidade entre os resultados obtidos para o  $k_{sn}$  extraído a partir do método chi e do  $k_{sn}$  extraído de dados *S-A*, ainda que o ajuste entre o  $k_{sn}$  extraído a partir do método chi e a amplitude local de elevação seja ligeiramente superior ao mesmo ajuste para o  $k_{sn}$  extraído de dados *S-A*.

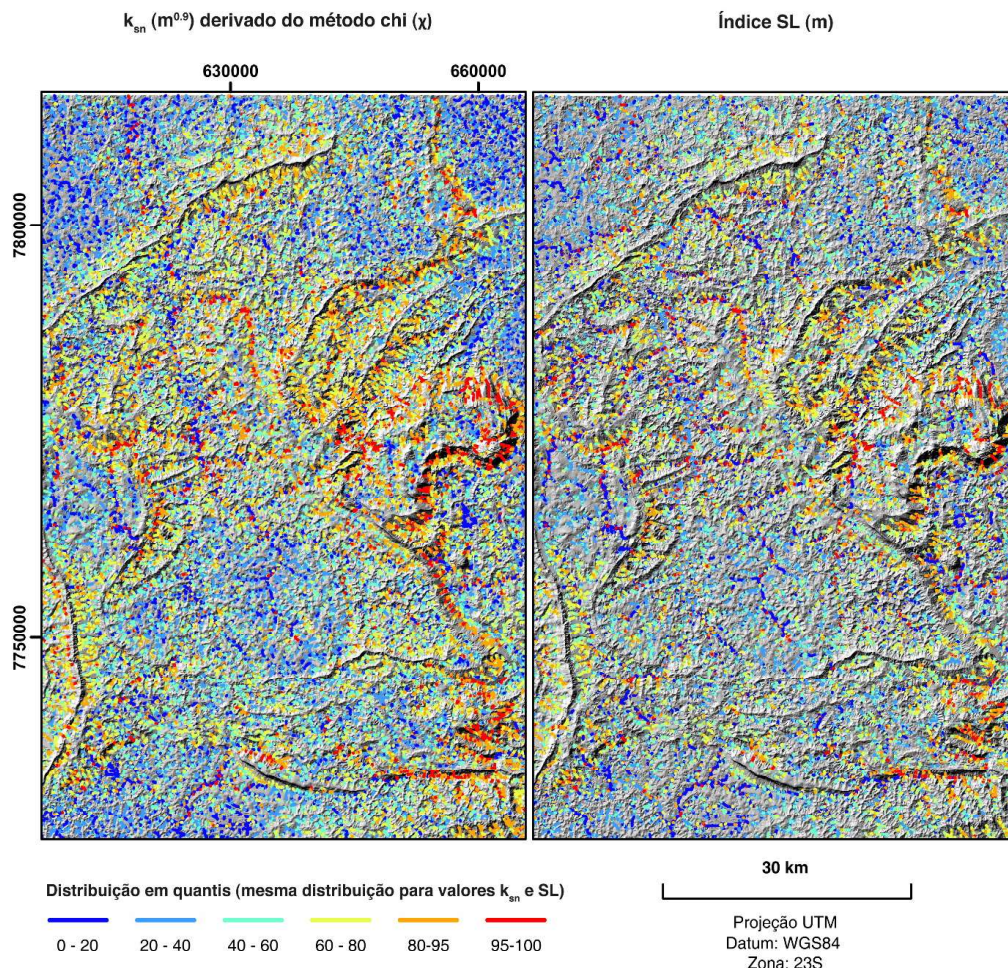


Figura 4 - Distribuição espacial dos valores de  $k_{sn}$  quantificados a partir do método chi (mapa à esquerda) e de índice SL (mapa à direita) para o Quadrilátero Ferrífero. A distribuição de valores segue a mesma distribuição em quantis tanto para a distribuição de valores  $k_{sn}$  quanto para os valores de índice SL. Os valores de índice SL foram quantificados conforme a formulação original de Hack (1973), em que prescreve que canais de primeira ordem de pequena extensão não tenham valores de índice SL extraídos para que seja menor que ; usamos, nesse caso, um limiar de 1 km de extensão. Portanto, a densidade de valores quantificados do índice SL é menor que a densidade dos valores de  $k_{sn}$ .

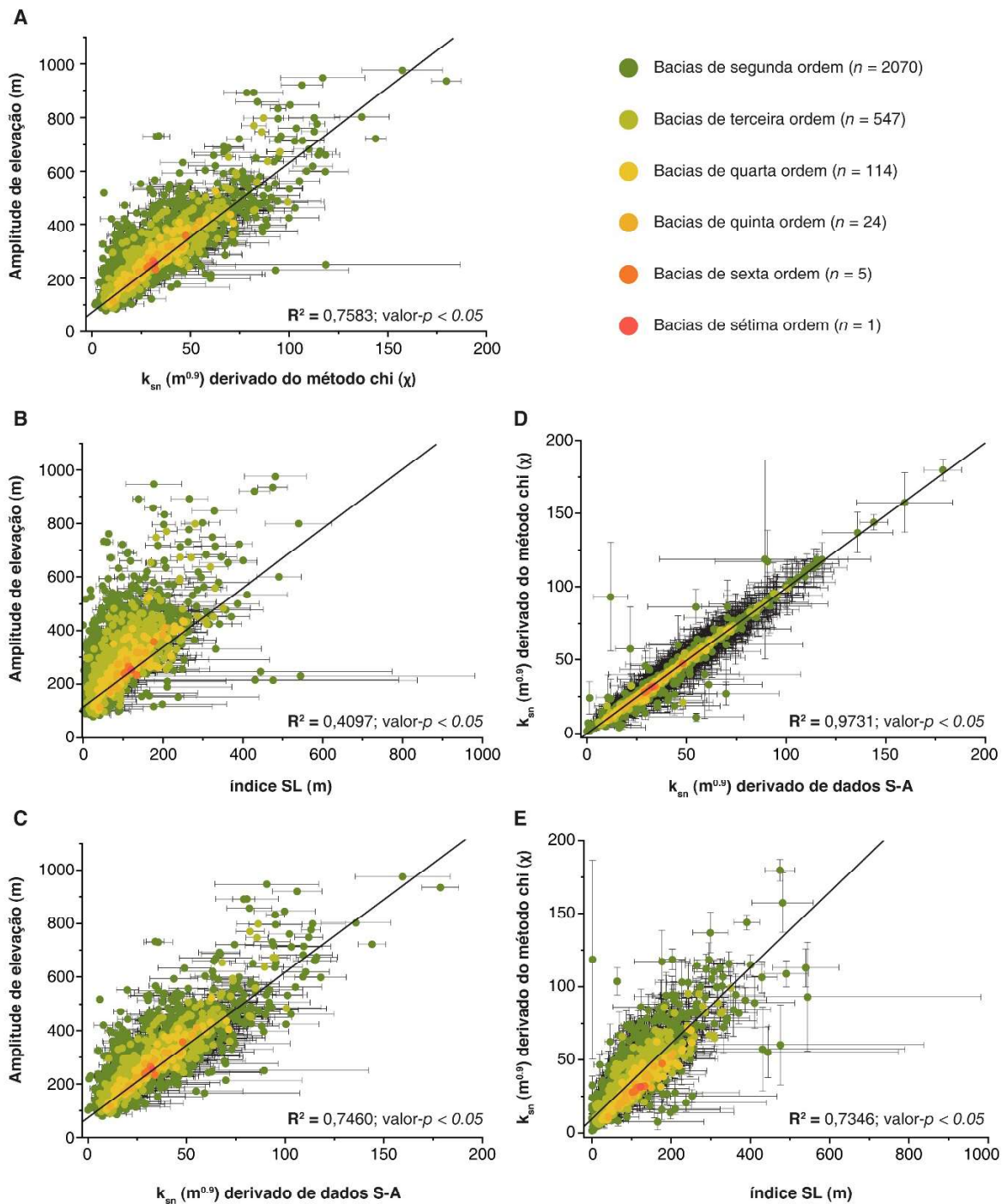


Figura 5 - Regressões lineares entre as variáveis: (A) amplitude de elevação vs.  $k_{sn}$  derivado do método chi; (B) amplitude de elevação vs. índice SL; (C) amplitude de elevação vs.  $k_{sn}$  derivado de dados S-A; (D)  $k_{sn}$  derivado do método chi vs.  $k_{sn}$  derivado de dados S-A; (E)  $k_{sn}$  derivado do método chi vs. índice SL. Todas as bacias hidrográficas do Quadrilátero Ferrífero de segunda ordem ou superior ( $n = 2791$ ) tiveram valores médios de  $k_{sn}$ , índice SL e amplitude de elevação extraídos a partir de um MDE TanDEM-X de 12 m de resolução espacial. Barras de erro das métricas de gradiente fluviais representam o erro padrão da média.

Por fim, ilustramos como rios caracterizados por morfologias contrastantes são representados em perfis chi compostos a partir de exemplos de rios localizados no Quadrilátero Ferrífero (Figura 6). Nesse caso, os

perfis compostos representam de maneira conjunta rios declivosos que estão fluindo a partir da Serra do Caraça, na porção oriental do Quadrilátero Ferrífero (representados por variações de cores avermelhadas na Figura 6),



e rios de morfologias suaves que estão fluindo ao longo da alta bacia do Alto Rio das Velhas (representados por variações de cores esverdeadas na Figura 6). Por um lado, os rios que fluem a partir da Serra do Caraça têm suas cabeceiras em altitudes elevadas (~2000 m) e seus perfis longitudinais exibem muitas convexidades, quedas de elevação substanciais (com até 1.400 m de desnível vertical por menos de 5 km de distância ao longo do perfil) e gradientes muito elevados de canais e encostas adjacentes. Os perfis chi desses rios são caracterizados por muitas inflexões ao longo do perfil, que significam um aumento à jusante dos valores de  $k_{sn}$  (Figura 6). É nesse sentido que um perfil chi se diferencia de um perfil longitudinal tradicional: enquanto

no perfil longitudinal tradicional as inflexões indicam variações na declividade local dos canais fluviais, as inflexões em perfis chi denotam variações em  $k_{sn}$  ao longo do perfil longitudinal que, portanto, designam variações na declividade local do canal fluvial normalizadas por sua vazão – ou seja, variações em taxas de incisão fluvial ao longo do perfil. Por contraste, os rios fluindo ao longo da parte alta da bacia do Alto Rio Das Velhas exibem perfis longitudinais caracteristicamente côncavos, com quedas de elevação suaves (de até 400 m por aproximadamente 10-25 km de distância ao longo do perfil longitudinal). Os perfis chi desses rios são praticamente retilíneos, indicando pequenas inflexões de  $k_{sn}$  ao longo dos perfis (Figura 6).

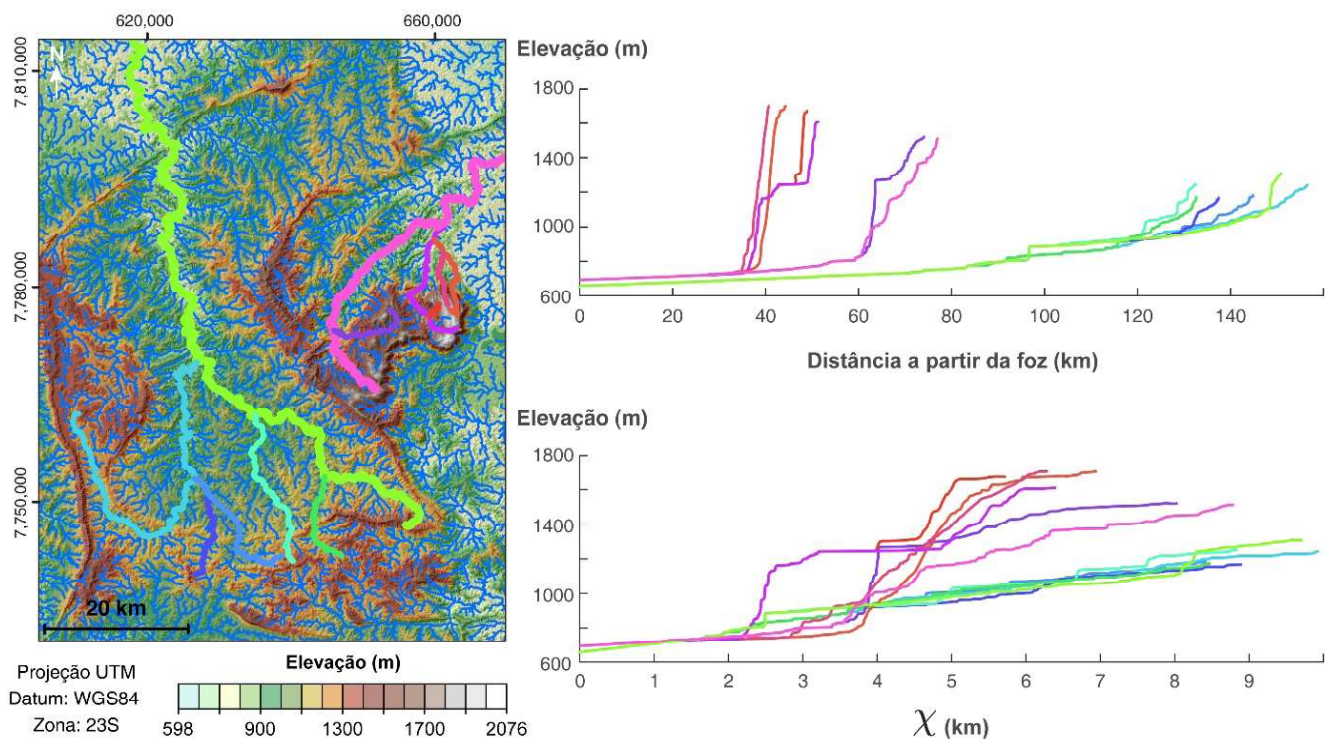


Figura 6 - Exemplos de perfis longitudinais e perfis chi compostos para rios caracterizados por morfologias contrastantes do Quadrilátero Ferrífero. Perfis longitudinais foram extraídos a partir da ferramenta TopographicAnalysisKit (FORTE e WHIPPLE, 2019) a partir de um MDE TanDEM-X de 12 m de resolução espacial, com  $\theta = 0,45$  e um limiar de  $1.000.000 \text{ m}^2$  para a definição dos canais fluviais (e.g. WOBUS et al., 2006; KIRBY e WHIPPLE, 2012).

## 7. Considerações finais

A morfologia dos canais fluviais foi identificada, há mais de um século, como um dos principais controles na evolução dos ambientes erosivos. Então, diferentes métodos de quantificação do gradiente local dos canais cujo propósito é representar a variabilidade espacial de taxas de incisão fluvial, foram propostos na literatura.

Até o presente momento, não existe comparação sistemática do quão bem as diferentes métricas de gradiente fluvial discutidas aqui, extraídas segundo uma metodologia padrão a partir de um mesmo MDE, refletem taxas de incisão fluvial determinadas a partir de métodos independentes. Recentemente, o desenvolvimento do método chi revolucionou a maneira a partir da qual

extraímos métricas de gradientes fluviais da topografia, culminando no desenvolvimento de uma série de novas ferramentas capazes de realizar análises topográficas complexas. Nossos resultados, em consonância com a vanguarda de estudos quantitativos da topografia (e.g., SCHWANGHART e SCHERLER, 2014; GALLEN e WEGMANN, 2017; MUDD *et al.*, 2018; GAILLETON et al., 2019), indicam que a extração de  $k_{sn}$  a partir do método chi seja a melhor escolha dentre os diferentes métodos para a análise da topografia digital, sobretudo por não exigir que  $S$  seja derivado do MDE analisado.

Por fim, espera-se com essa síntese estimular a aplicação de métodos e técnicas modernas para a investigação quantitativa da topografia na literatura nacional. Não temos a pretensão de encerrar as discussões sobre a análise quantitativa de perfis longitudinais, mas, por outro lado, estimular essa discussão dentro da geomorfologia brasileira. Como a maioria dos trabalhos que desenvolveram as técnicas aqui discutidas foram realizados em ambientes tectonicamente ativos, existe ainda a necessidade de investigações dessa natureza em ambientes pós-orogênicos ou cratônicos.

## 8. Agradecimentos

Agradecemos à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo suporte financeiro à pesquisa. F.C.A teve apoio da CAPES no âmbito de uma Bolsa de Doutorado (código de financiamento 001). D.P.B teve apoio da CAPES no âmbito de uma bolsa CAPES-PrInt de Pós-Doutorado (nº 88887.367976/2019-00). Agradecemos ao Centro Aeroespacial Alemão (DLR), que nos concedeu acesso aos dados TanDEM-X como parte do projeto DEM\_GEOL1345.

## 9. Referências Bibliográficas

AHNERT, F. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins. **American Journal of Science**, v. 268, n. 3, p. 243-263, 1970. DOI: 10.2475/ajs.268.3.243

BAGNOLD, R.A. An approach to the sediment transport problem from general physics. **Geological Survey Professional Paper**, v. 4221, p.1-37, 1966. DOI: 10.3133/pp4221

BONNET, S. Shrinking and splitting of drainage basins in orogenic landscapes from the migration of the main drainage

divide. **Nature Geoscience**, v. 2, n. 11, p. 766-771, 2009. DOI: 10.1038/NGEO666

BROOKFIELD, M. E. The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic India-Asia collision: rivers draining southwards. **Geomorphology**, v. 22, n. 3-4, p. 285-312, 1998. DOI: 10.1016/S0169-555X(97)00082-2

CLUBB, F.J.; MUDD, S.M.; MILODOWSKI, D.T.; HURST, M.D.; SLATER, L.J. Objective extraction of channel heads from high-resolution topographic data. **Water Resources Research**, v. 50, n. 5, p. 4283-4304, 2014. DOI: 10.1002/2013WR015167

CLUBB, F.J.; MUDD, S.M.; MILODOWSKI, D.T.; VALTERS, D.A.; SLATER, L.J.; HURST, M.D.; LIMAYE, A.B. Geomorphometric delineation of floodplains and terraces from objectively defined topographic thresholds. **Earth Surface Dynamics**, v. 5, n. 3, 2017. DOI: 10.5194/esurf-5-369-2017

CLUBB, F.J.; BOOKHAGEN, B.; RHEINWALT, A. Clustering River Profiles to Classify Geomorphic Domains. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 124, 2019. DOI: 10.1029/2019JF005025

COOK, K.L.; TUROWSKI, J.M.; HOVIUS, N. A demonstration of the importance of bedload transport for fluvial bedrock erosion and knickpoint propagation. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 7, p. 683-695, 2013. DOI: 10.1002/esp.3313

DELCAILLAU, B.; AMRHAR, M.; NAMOUS, M.; LAVILLE, E.; PEDOJA, K.; DUGUÉ, O. Transpressional tectonics in the Marrakech High Atlas: insight by the geomorphic evolution of drainage basins. **Geomorphology**, v. 134, n. 3-4, p. 344-362, 2011. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.07.010

DEMOULIN, A.; MATHER, A.; WHITTAKER, A. Fluvial archives, a valuable record of vertical crustal deformation. **Quaternary Science Reviews**, v. 166, p. 10-37, 2017. DOI: 10.1016/j.quascirev.2016.11.011

DIBIASE, R.A.; WHIPPLE, K.X.; HEIMSATH, A.M.; OUMET, W.B. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 289, n. 1-2, p. 134-144, 2010. DOI: 10.1016/j.epsl.2009.10.036

DIBIASE, R.A.; WHIPPLE, K.X. The influence of erosion thresholds and runoff variability on the relationships among topography, climate, and erosion rate. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 116, n. F4, p.1-17, 2011. DOI: 10.1029/2011JF002095

DORR, J.V.N. Physiographic, stratigraphic, and structural

- development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: **U.S. Geological Survey Professional Paper**, no. 641-A1969. DOI: 10.3133/pp641A.
- DUVALL, A.; KIRBY, E.; BURBANK, D. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 109, n. F3, 2004. DOI: 10.1029/2003JF000086
- ECKERT, S.; KELLENBERGER, T.; ITTEN, K. Accuracy assessment of automatically derived digital elevation models from ASTER data in mountainous terrain. **International Journal of Remote Sensing**, v. 26, n. 9, p. 1943-1957, 2005. DOI: 10.1080/0143116042000298306
- ETCHEBEHERE, M.L.; SAAD, A.R.; FULFARO, V.J.; de JESUS PERINOTTO, J.A. Aplicação do Índice “Relação Declividade-Extensão-RDE” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Geologia USP. Série Científica**, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004. DOI: 10.5327/S1519-874X2004000200004
- ETCHEBEHERE, M.L.; SAAD, A.R.; SANTONI, G.; da COSTA CASADO, F.; FULFARO, V.J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Geociências (São Paulo)**, v. 25, n. 3, p. 271-287, 2006.
- FINNEGAN, N.J.; SKLAR, L.S.; FULLER, T.K. Interplay of sediment supply, river incision, and channel morphology revealed by the transient evolution of an experimental bedrock channel. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 112, n. F3, p.1-17, 2007. DOI: 10.1029/2006JF000569
- FONT, M.; AMORESE, D.; LAGARDE, J. DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: the Normandy intraplate area (NW France). **Geomorphology**, v. 119, n. 3-4, p. 172-180, 2010. DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.03.017
- FORTE, A.M.; WHIPPLE, K.X. Criteria and tools for determining drainage divide stability. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 493, p. 102-117, 2018. DOI: 10.1016/j.epsl.2018.04.026
- FORTE, A.M.; WHIPPLE, K.X. The Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. **Earth Surface Dynamics**, v. 7, n. 1, p. 87-95, 2019. DOI: 10.5194/esurf-7-87-2019
- GAILLETON, B.; MUDD, S.M.; CLUBB, F.J.; PEIFER, D.; HURST, M.D. A segmentation approach for the reproducible extraction and quantification of knickpoints from river long profiles. **Earth Surface Dynamics**, v. 7, n. 1, p. 211-230, 2019. DOI: 10.5194/esurf-7-211-2019
- GALLEN, S.F.; WEGMANN, K.W. River profile response to normal fault growth and linkage: an example from the Hellenic forearc of south-central Crete, Greece. **Earth Surface Dynamics**, v. 5, n. 1, p. 161, 2017. DOI: 10.5194/esurf-5-161-2017
- GALSTER, J. C.; PAZZAGLIA, F. J.; HARGREAVES, B. R.; MORRIS, D. P.; PETERS, S. C.; WEISMAN, R. N. Effects of urbanization on watershed hydrology: The scaling of discharge with drainage area. **Geology**, v. 34, n. 9, p. 713-716, 2006. DOI: 10.1130/G22633.1
- GAO, M.; ZEILINGER, G.; XU, X.; WANG, Q.; HAO, M. DEM and GIS analysis of geomorphic indices for evaluating recent uplift of the northeastern margin of the Tibetan Plateau, China. **Geomorphology**, v. 190, p. 61-72, 2013. DOI:10.1016/j.geomorph.2013.02.008
- GILBERT, G. K. **Report of the geology of the Henry Mountains**. Washington: U.S. Government Printing Office, 1877. 160 p.
- GOLDRICK, G.; BISHOP, P. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack’s SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, n. 5, p. 649-671, 2007. DOI: 10.1002/esp.1413
- GRANGER, D.E.; KIRCHNER, J.W.; FINKEL, R. Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. **The Journal of Geology**, v. 104, n. 3, p. 249-257, 1996. DOI: 10.1086/629823
- HACK, J.T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. **U.S. Geological Survey Professional Paper**, v. 294-B, p.1-91, 1957.
- HACK, J.T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal of Science**, v. 258, pp.80-97, 1960.
- HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **US Geological Survey Journal of Research**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.
- HAREL, M.A.; MUDD, S.M.; ATTAL, M. Global analysis of the stream power law parameters based on worldwide <sup>10</sup>Be denudation rates. **Geomorphology**, v. 268, p. 184-196, 2016. DOI: 10.1016/j.geomorph.2016.05.035
- HERGARTEN, S.; ROBL, J.; STÜWE, K. Tectonic geomorphology at small catchment sizes—extensions of the stream-power approach and the  $\chi$  method. **Earth Surface Dynamics**, v. 4, n. 1, p. 1-9, 2016. DOI: 10.5194/esurf-4-1-2016

- HOWARD, A.D.; KERBY, G. Channel changes in badlands. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, n. 6, p. 739-752, 1983. DOI: 10.1130/0016-7606(1983)94<739:CCIB>2.0.CO;2
- HOWARD, A.D.; DIETRICH, W.E.; SEIDL, M.A. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B7, p. 13971-13986, 1994. DOI: 10.1029/94JB00744
- JAIN, V.; PRESTON, N.; FRYIRS, K.; BRIERLEY, G. Comparative assessment of three approaches for deriving stream power plots along long profiles in the upper Hunter River catchment, New South Wales, Australia. **Geomorphology**, v. 74, n. 1-4, p. 297-317, 2006. DOI: 10.1016/j.geomorph.2005.08.012
- KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active tectonics**. New Jersey: Prentice Hall, 1996. 338p.
- KIRBY, E.; WHIPPLE, K. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. **Geology**, v. 29, n. 5, p. 415-418, 2001. DOI: 10.1130/0091-7613(2001)029<0415:QDRURV>2.0.CO;2
- KIRBY, E.; WHIPPLE, K.X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, p. 54-75, 2012. DOI: 10.1016/j.jsg.2012.07.009
- LAGUE, D. The stream power river incision model: evidence, theory and beyond. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 1, p. 38-61, 2014. DOI: 10.1002/esp.3462
- LAGUE, D.; HOVIUS, N.; DAVY, P. Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 110, n. F4, p.1-17, 2005. DOI: 10.1029/2004JF000259
- LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G.; MILLER, J.P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco: W.H. Freeman and Co., 1964, 522 p.
- MERRITTS, D.; VINCENT, K.R. Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Medocino triple junction region, northern California. **Geological Society of America Bulletin**, v. 101, n. 11, p. 1373-1388, 1989. DOI: 10.1130/0016-7606(1989)101<1373:GROCST>2.3.CO;2
- MILODOWSKI, D.T.; MUDD, S.M.; MITCHARD, E.T. A. Topographic roughness as a signature of the emergence of bedrock in eroding landscapes. **Earth Surface Dynamics**, v. 3, n. 4, p. 483-499, 2015. DOI: 10.5194/esurf-3-483-2015
- MONTGOMERY, D.R.; FOUFOULA-GEORGIU, E.F. Channel network source representation using digital elevation models. **Water Resources Research**, v. 29, n. 12, p. 3925-3934, 1993. DOI: 10.1029/93WR02463
- MUDD, S.M.; ATTAL, M.; MILODOWSKI, D.T.; GRIEVE, S.W.; VALTERS, D.A. A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis, **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 119, p. 138-152, 2014. DOI: 10.1002/2013JF002981.
- MUDD, S.M.; CLUBB, F.J.; GAILLETON, B.; Hurst, M.D. How concave are river channels? **Earth Surface Dynamics**, v. 6, p. 505-523, 2018. DOI: 10.5194/esurf-6-505-2018.
- MUDD, S.M.; CLUBB, F.J.; GAILLETON, B.; GRIEVE, S.W.D.; VALTERS, D.A.; HURST, M.D. LSDTopoTools Documentation (Version v2.0). **Zenodo**, 2019a. DOI: 10.5281/zenodo.2560224.
- MUDD, S.M.; CLUBB, F.J.; GAILLETON, B.; VALTERS, D.A.; HURST, M.D.; GRIEVE, S.W.D. LSDMappingTools (Version v0.1). **Zenodo**, 2019b. DOI: 10.5281/zenodo.2560166.
- MUDD, S.M.; HAREL, M.A.; HURST, M.D.; GRIEVE, S.W.; MARRERO, S.M. The CAIRN method: automated, reproducible calculation of catchment-averaged denudation rates from cosmogenic nuclide concentrations. **Earth Surface Dynamics**, v. 4, n. 3, p. 655-674, 2016. DOI: 10.5194/esurf-4-655-2016
- NEELY, A. B.; BOOKHAGEN, B.; BURBANK, D. W. An automated knickzone selection algorithm (KZ-Picker) to analyze transient landscapes: Calibration and validation. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 122, n. 6, p. 1236-1261, 2017. DOI: doi.org/10.1002/2017JF004250
- OUIMET, W.B.; WHIPPLE, K.X.; GRANGER, D.E. Beyond threshold hillslopes: Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. **Geology**, v. 37, n. 7, p. 579-582, 2009. DOI: 10.1130/G30013A.1
- PEIFER BEZERRA, D. **The pattern and style of landscape evolution in post-orogenic settings**. Tese (Doutorado em Geociências). School of Geographical & Earth Sciences, University of Glasgow, Glasgow. 2018. 274p.
- PEREZ-PEÑA, J.V.; AZAÑÓN, J.M.; AZOR, A.; DELGADO, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F. Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 34, n. 1, p. 16-25, 2009. DOI: 10.1002/esp.1684
- PEREZ-PEÑA, J.V.; AZOR, A.; AZAÑÓN, J.M.; KELLER, E. A. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. **Geomorphology**, v. 119, n. 1-2, p. 74-87, 2010. DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.02.020

- PERRON, J.T.; ROYDEN, L. An integral approach to bedrock river profile analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 6, p. 570-576, 2013. DOI: 10.1002/esp.3302
- PORTENGA, E.W.; BIERMAN, P. R. Understanding Earth's eroding surface with 10 Be. **GSA today**, v. 21, n. 8, p. 4-10, 2011. DOI: 10.1130/G111A.1
- ROYDEN, L.; PERRON, J.T. Solutions of the stream power equation and application to the evolution of river longitudinal profiles. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 118, n. 2, p. 497-518, 2013. DOI: 10.1002/jgrf.20031
- SCHWANGHART, W.; KUHN, N.J. TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. **Environmental Modelling & Software**, v. 25, n. 6, p. 770-781, 2010. DOI: 10.1016/j.envsoft.2009.12.002
- SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. TopoToolbox 2—MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. **Earth Surface Dynamics**, v. 2, n. 1, p. 1-7, 2014. DOI: 10.5194/esurf-2-1-2014
- SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, n. 4, p. 335-367, 1983. DOI: 10.1016/0040-1951(83)90201-9
- SHAHZAD, F.; GLOAGUEN, R. TecDEM: A MATLAB based toolbox for tectonic geomorphology, Part 1: Drainage network preprocessing and stream profile analysis. **Computers & Geosciences**, v. 37, n. 2, p. 250-260, 2011. DOI: 10.1016/j.cageo.2010.06.008
- SKLAR, L.S.; DIETRICH, W.E. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. **Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels**, v. 107, p. 237-260, 1998. DOI: 10.1029/GM107p0237
- SKLAR, L.S.; DIETRICH, W.E. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. **Geology**, v. 29, n. 12, p. 1087-1090, 2001. DOI: 10.1130/0091-7613(2001)029<1087:SA RSCO>2.0.CO;2
- SNYDER, N.P.; WHIPPLE, K.X.; TUCKER, G.E.; MERRITTS, D.J. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. **Geological Society of America Bulletin**, v. 112, n. 8, p. 1250-1263, 2000. DOI: 10.1130/0016-7606(2000)112<1250:LRTTFD>2.0.CO;2
- SNYDER, N.P.; WHIPPLE, K.X.; TUCKER, G.E.; MERRITTS, D.J. Importance of a stochastic distribution of floods and erosion thresholds in the bedrock river incision problem. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 108, n. B2, p.17.1-17.15, 2003. DOI: 10.1029/2001JB001655
- STOCK, J.; DIETRICH, W.E. Valley incision by debris flows: Evidence of a topographic signature. **Water Resources Research**, v. 39, n. 4, p.1-25, 2003. DOI: 10.1029/2001WR001057
- TROIANI, F.; GALVE, J.P.; PIACENTINI, D.; DELLA SETA, M.; GUERRERO, J. Spatial analysis of stream length-gradient (SL) index for detecting hillslope processes: a case of the Gállego River headwaters (Central Pyrenees, Spain). **Geomorphology**, v. 214, p. 183-197, 2014. DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.02.004
- VIVEEN, W.; VAN BALEN, R.T.; SCHOORL, J.M.; VELDKAMP, A.; TEMME, A.J.A.M.; VIDAL-ROMANI, J.R. Assessment of recent tectonic activity on the NW Iberian Atlantic Margin by means of geomorphic indices and field studies of the Lower Miño River terraces. **Tectonophysics**, v. 544, p. 13-30, 2012. DOI: 10.1016/j.tecto.2012.03.029
- WANG, L.; LIU, H. An efficient method for identifying and filling surface depressions in digital elevation models for hydrologic analysis and modelling. **International Journal of Geographical Information Science**, v. 20(2), 2006. DOI: 10.1080/13658810500433453
- WHIPPLE, K.X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 32, p. 151-185, 2004. DOI: 10.1146/annurev.earth.32.101802.120356
- WHIPPLE, K.X.; DIBIASE, R.A.; OUIOMET, W.B.; FORTE, A.M. Preservation or piracy: Diagnosing low-relief, high-elevation surface formation mechanisms. **Geology**, v. 45, n. 1, p. 91-94, 2017a. DOI: 10.1130/G38490.1
- WHIPPLE, K.X.; FORTE, A.M.; DIBIASE, R.A.; GASPARINI, N.M.; OUIOMET, W.B. Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 122, n. 1, p. 248-273, 2017b. DOI: 10.1002/2016JF003973
- WHIPPLE, K.X.; TUCKER, G.E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 104, n. B8, p. 17661-17674, 1999. DOI: 10.1029/1999JB900120
- WHIPPLE, K.X.; TUCKER, G.E. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 107, n. B2, p. ETG 3-1-ETG 3-20, 2002. DOI: 10.1029/2000JB000044
- WHITTAKER, A.C.; COWIE, P.A.; ATTAL, M.; TUCKER,

G.E.; ROBERTS, G.P. Contrasting transient and steady-state rivers crossing active normal faults: new field observations from the Central Apennines, Italy. **Basin Research**, v. 19, n. 4, p. 529-556, 2007. DOI: 10.1111/j.1365-2117.2007.00337.x

WILLETT, S.D.; MCCOY, S.W.; PERRON, J.T.; GOREN, L.; CHEN, C.Y. Dynamic reorganization of river basins. **Science**, v. 343, n. 6175, p. 1248765, 2014. DOI: 10.1126/science.1248765

WOBUS, C.; WHIPPLE, K.X.; KIRBY, E.; SNYDER, N.;

JOHNSON, J.; SPYROPOLOU, K.; CROSBY, B.; SHEEHAN, D. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. **Special papers-geological society of america**, v. 398, p. 55, 2006. DOI: 10.1130/2006.2398(04)

YANG, R.; WILLETT, S.D.; GOREN, L. In situ low-relief landscape formation as a result of river network disruption. **Nature**, v. 520, n. 7548, p. 526-530, 2015. DOI: 10.1038/nature14354