

# USO DA RELAÇÃO DECLIVE-ÁREA PARA AVALIAÇÃO DE INTERFERÊNCIAS NEOTECTÔNICAS EM PERFIL LONGITUDINAL DE RIO

*Use of slope-area relationship for evaluation of neotectonic interferences in river longitudinal profile*

**Adalto Gonçalves Lima<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>**Universidade Estadual do Centro-Oeste**

**Departamento de Geografia**

Rua Simeão Varela de Sá, 03, CEP 85015-080, Guarapuava - PR

adalto@unicentro.br

## RESUMO

A relação declive-área tem sido usada como meio de identificar perturbações tectônicas em larga escala em canais fluviais. Embora a eficiência da relação declive-área como ferramenta de interpretação geológica tenha sido demonstrada por vários trabalhos, vislumbra-se um grande potencial ainda inexplorado de sua aplicação. No presente artigo, analisa-se a relação declive-área nos detalhes da sua variabilidade e verificando sua aplicabilidade para interpretação neotectônica em área intraplaca, com movimentações recentes e pequenas. O alvo do estudo foi um canal de baixa ordem desenvolvido sobre os basaltos da Bacia do Paraná, e que possui morfologia com segmentos convexos, côncavos e rupturas de declive. Efetuou-se uma análise morfoestrutural independente, relacionada ao perfil longitudinal do canal e suas interações com as estruturas geológicas e as características litológicas. Posteriormente, conduziu-se análise da relação declive-área para verificar sua eficiência interpretativa, comparando com as informações da análise anterior. A base de dados foi obtida em carta topográfica de detalhe (escala 1: 10.000) e levantamento em campo. A análise convencional revelou que o canal se desenvolve sobre zonas diferenciadas dos derrames basálticos (vesicular e maciço) e cruza blocos basculados e falhas. A morfologia do perfil é controlada pelas características litológicas ou pelas estruturas tectônicas. Combinada com a análise convencional, a análise da relação declive-área melhora a discriminação dos setores morfológicos do perfil e permite reconhecer anomalias de declive relacionadas à tectônica e diferenciá-las das feições produzidas por controle litológico. Isoladamente, a análise declive-área apenas aponta anomalias e padrões de comportamento morfológico que sugerem controles a serem investigados por outros meios.

**Palavras chave:** Relação declive-área. Perfil fluvial. Neotectônica. Basaltos.

## ABSTRACT

The slope-area ratio has been used as a means to identify tectonic perturbations on a large scale. Although the efficiency of slope-area ratio as a tool for geological interpretation has been demonstrated by several studies, there is a large untapped potential of its application. In this paper, we analyze the details of the slope-area ratio and its applicability to neotectonic interpretation in the area, characterized by recent and small movements. The study was conducted in a low-order channel developed on the basalts of the Paraná Basin, with knickpoints, convex and concave segments. We conducted an independently morphostructural analysis, related to the longitudinal profile of the channel and its interactions with the geological structures and lithological characteristics. Subsequently, we conducted analysis of the slope-area ratio to check their interpretative efficiency compared with the information from the previous analysis. The database was obtained in topographic map (scale 1: 10,000) and field survey. The conventional analysis revealed that the channel is developed on different areas of basalt flows (vesicular and massive) and cross faults and tilted fault blocks. The morphology of the profile is controlled by lithological properties or by tectonic structures. Combined with conventional analysis, slope-area ratio improves the discrimination of morphological sections of the profile and can recognize anomalies related to tectonic slope and differentiate them from features produced by lithologic control. Separately, the slope-area analysis only points anomalies and patterns of the morphology that suggest controls to be investigated by other means.

**Keywords:** Slope-area relationship. River profile. Neotectonics. Basalts.

## 1 INTRODUÇÃO

Uma grande preocupação no estudo dos perfis longitudinais de rios sempre foi distinguir neles a evolução erosiva da paisagem e os mecanismos fundamentais do seu ajuste morfológico (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964; FLINT, 1974; OHMORI, 1996; SINHA; PARKER, 1997; RICE; CHURCH, 2001). Com os trabalhos de Hack (1957;1973) sobre a relação entre a declividade dos perfis e a distância da nascente (comprimento do canal), houve um avanço nas abordagens e que resultou na possibilidade de extrair informações geológicas a partir da morfologia dos perfis. Essa tendência nos estudos necessitava, ainda, de melhor compreensão de como acontecia a erosão fluvial de longo prazo. Suprindo essa lacuna, trabalhos como os de Howard e Kerby (1983), Howard, Dietrich e Seidl (1994) e Seidl, Dietrich e Kirchner (1994), deram a base para novos direcionamentos da pesquisa.

Os modelos matemáticos formulados para compreensão do comportamento erosivo de longo prazo serviram para tentativas de extração de informações tectônicas a partir dos perfis (KIRBY; WHIPPLE, 2001; DUVALL, KIRBY; BURBANK, 2004; SPAGNOLO; PAZZAGLIA, 2005; WOBUS; WHIPPLE; KIRBY, 2006; WHITTACKER; ATTAL; COWIE, 2008; entre outros). O modelo base foi derivado dos trabalhos de Howard e Kerby, (1983) que enfatizava o fato de a erosão em leitos rochosos estar relacionada à potência do escoamento (*stream power*). Nesse modelo, chamado declive-área, revive-se a proposta formulada por Flint (1974), na qual a declividade de um canal (S) é uma função da área de drenagem (A), ou seja, da vazão, como mostrada na seguinte equação:

$$S = kA^{-\theta} \quad (1)$$

onde k é um coeficiente considerado como índice de declividade e  $\theta$  é uma constante empírica considerada como índice de concavidade (FLINT, 1974; WHIPPLE, 2004). Nota-se que os índices de declividade e concavidade são influenciados por uma série de variáveis geológicas, sedimentológicas e hidráulicas (WHIPPLE, 2004; WOBUS; WHIPPLE; KIRBY, 2006).

A relação declive-área tem sido aplicada em regiões de tectônica ativa, sendo útil na discriminação de áreas sujeitas a diferentes taxas de soerguimento (KIRBY; WHIPPLE, 2001; KOBOR; ROERING, 2004; SPAGNOLLO; PAZZAGLIA, 2005). A noção de soerguimento é baseada nos valores relativos do índice de declividade e também do índice de concavidade, que são parâmetros resultantes do ajuste de uma linha de tendência (equação 1).

Embora a utilidade da relação declive-área como ferramenta de interpretação geológica tenha sido demonstrada por vários trabalhos, vislumbra-se um grande potencial ainda inexplorado de sua aplicação. Para isso, deve-se analisar a relação declive-área em toda a sua configuração, ou seja, nos detalhes da sua variabilidade e não somente levando em consideração os citados índices de concavidade e declividade. Outra possibilidade ainda pouco explorada é a sua aplicação em áreas intraplacas, com movimentações tectônicas muito pequenas.

No presente trabalho essas duas lacunas analíticas são observadas. Exploram-se as possibilidades da relação declive-área como ferramenta de interpretação tectônica de um pequeno canal fluvial desenvolvido em área da Província Basáltica do Paraná. A morfologia do perfil longitudinal do canal é avaliada à luz da análise morfoestrutural convencional e da relação declive-área.

O aperfeiçoamento operacional da relação declive-área, com a adoção de uma análise mais detalhada, pode agilizar o progresso do conhecimento acerca do comportamento erosivo dos rios frente às interferências tectônicas. Áreas intraplaca como a Província Basáltica do Paraná e outras áreas similares, pela adequada compreensão da relação geologia-geomorfologia, podem ser mais bem entendidas quanto a seus aspectos neotectônicos.

## 2 MATERIAIS E MÉTODOS

Para verificar o potencial da análise declive-área para interpretação das interferências neotectônicas, foi necessário conhecer de modo independente a morfologia do perfil longitudinal do canal estudado. Além disso, a identificação dos lineamentos estruturais e atitudes de blocos falhados também constituiu etapa fundamental para reconhecer o condicionamento estrutural da área.

O canal escolhido para a presente análise possui base cartográfica planialtimétrica, digital, na escala 1: 10.000, sobre a qual foram levantados, em ambiente SIG, os dados do perfil longitudinal, das estruturas geológicas e das áreas de drenagem, estas últimas necessárias para a relação declive-área. As estruturas geológicas foram definidas com base na interpretação das anomalias de drenagem e relevo.

O levantamento do perfil longitudinal do rio e das áreas de drenagem a intervalos predefinidos, que usualmente são intervalos altitudinais, pode ser uma tarefa sujeita a imprecisões, considerando a natureza dos documentos - sobretudo a escala - ou a experiência de quem faz manualmente a delimitação. Sem uma base topográfica, ou um modelo digital do terreno (MDT), em escala adequada, o cálculo das subáreas pode sofrer incoerências, com efeito sobre a interpretação da relação declive-área gerada a partir desses dados.

Foram medidos os comprimentos dos trechos situados entre duas curvas de nível consecutivas (intervalo altimétrico de 5 m), bem como as áreas de drenagem relativas a cada trecho. Os dados foram trabalhados em planilha eletrônica para cálculo das declividades e geração dos gráficos. Sobre a mesma base cartográfica efetuou-se identificação dos lineamentos e assimetrias de rede de drenagem e relevo, com vistas à análise estrutural.

Em campo foi efetuado levantamento ao longo do canal para verificação das características litológicas e conferência da morfologia identificada no perfil longitudinal obtido cartograficamente. As características litológicas, neste caso, referem-se à diferenciação entre zonas vesiculares-amidaloidais e maciças dos derrames basálticos. Além disso, verificaram-se as características do fraturamento nas rochas do leito.

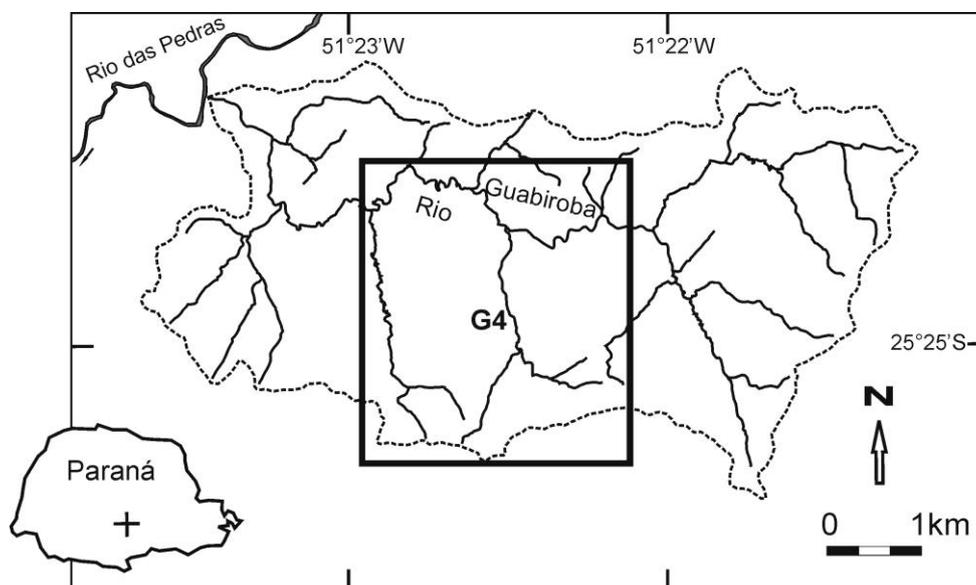
Ainda em campo, levantou-se uma seção transversal no trecho final do canal. O objetivo foi estimar a vazão, especialmente o valor máximo, considerado geomorfologicamente mais eficiente ao se tratar de canais de leito rochoso (BAKER; KALE, 1998). O cálculo foi efetuado com base na equação de Dingman e Sharma (1997).

## 3 ÁREA DE ESTUDO

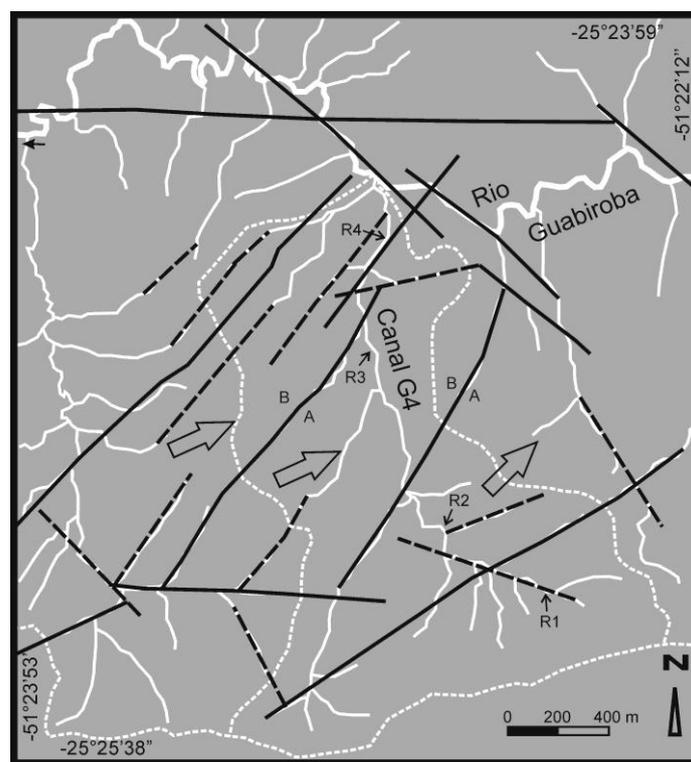
O canal escolhido para estudo, aqui denominado de G4, possui 2,7 km de extensão. É afluente do Rio Guabiroba, que está situado na região centro sul do Estado do Paraná, município de Guarapuava, compondo a bacia do Rio das Pedras (Figura 1). A bacia do Rio Guabiroba tem sido alvo de diversos estudos geomorfológicos, devido sua facilidade de acesso, sua condição rural, e a disponibilidade de base cartográfica em escala de detalhe. Além disso, a bacia do Rio Guabiroba possui diversos atributos geológicos e geomorfológicos que permitem estudar a relação entre a neotectônica e o comportamento dos canais fluviais nas condições do Planalto Basáltico Paranaense, transformando-a em um laboratório natural.

O substrato da bacia do canal G4 é formado por basaltos da Formação Serra Geral, oriundos do vulcanismo fissural associado ao rompimento do Gondwana e com idades em torno de 130 Ma (RENNE; ERNESTO; PACCA et al., 1992; 1996; TURNER; REGELOUS; KELLEY et al., 1994). A bacia está entalhada em pelo menos três derrames basálticos com espessura média de 50 m cada. A grande espessura de zonas vesiculares-amidaloidais, além de feições de deformação de lava, encontradas na porção média do canal, sugerem a presença de derrames do tipo *pahoehoe* (WAICHEL; LIMA; LUBACHESKI et al., 2006). Uma zona de brecha/peperito foi identificada em

R4 (Figura 2), com blocos decimétricos de basalto vesicular. Nas zonas centrais dos derrames a textura é microfanerítica. As zonas amidaloidais constatadas em campo apresentam amídalas com quartzo e calcedônia, eventualmente formando veios de espessuras milimétricas. Encimando a crista dos divisores da bacia aparecem remanescentes da cobertura de riolacitos.



**Figura 1:** Localização da área de estudo. O quadro interno, onde está o canal G4, corresponde à área mapeada na Figura 2.



- |     |                       |  |                     |
|-----|-----------------------|--|---------------------|
|     | Lineamento principal  |  | Divisor de drenagem |
|     | Lineamento secundário |  | Drenagem            |
|     | Mergulho geral        |  | Ruptura de declive  |
| A B | Bloco alto/baixo      |  |                     |

**Figura 2:** Mapa de análise estrutural da área de estudo. São aqui denominados de lineamentos principais aqueles mais bem configurados no relevo, em termos de continuidade e extensão. A caracterização de falha, com blocos soerguidos ou rebaixados, se deu com base na interpretação do relevo e do perfil longitudinal do canal G4.

A rede de drenagem do canal G4 é assimétrica em seus dois terços finais, com os canais mais longos (todos de primeira ordem) situados na margem esquerda (Figura 2). No terço inicial, ou zona de cabeceira, a rede de canais é simétrica, mas o vale é assimétrico. Essa configuração, associada aos lineamentos mapeados, indica a presença de três blocos falhados e basculados para NE (Figura 2).

O leito do canal G4 é do tipo misto rochoso-aluvial. O predomínio de um ou outro tipo é condicionado pela declividade e morfologia do perfil longitudinal (ver detalhamento na seção 4.1). Nos trechos rochosos a ação erosiva é predominantemente por arrancamento, devido ao diaclasamento dos basaltos.

O clima atual da região favorece o fluxo permanente de água nos canais, e intemperização química acelerada dos basaltos. A precipitação média anual é da ordem de 1200 mm, sem registro de uma estação seca definida. As médias mensais estão acima de 100 mm, com os meses mais chuvosos sendo outubro e janeiro e os menos chuvosos, julho e agosto (THOMAZ; VESTENA, 2003). Eventos extremos, e que resultam em vazão com maior eficiência erosiva nos canais, são mais restritos aos meses de outono. O levantamento efetuado em uma seção situada cerca de 200 m da foz do canal G4, com declividade de 0,0349 m/m, permitiu estimar uma vazão máxima de 3,35 m<sup>3</sup>/s. Essa vazão está associada ao preenchimento do canal até a borda do terraço (altura em relação ao talvegue  $\approx$  1,7 m). Em nível de margens plenas - ou seja, no nível da enchente mais comum, com profundidade média de 0,7 m - a vazão calculada é de 0,48 m<sup>3</sup>/s.

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 Perfil longitudinal: descrição

O canal G4 possui uma morfologia bastante peculiar em seu perfil longitudinal (Figura 3), com segmentos convexos, côncavos e rupturas de declive (*knickpoints*). Os segmentos convexos são formados por várias rupturas de declive, justificando o uso da expressão zona de ruptura (*knickzone*).

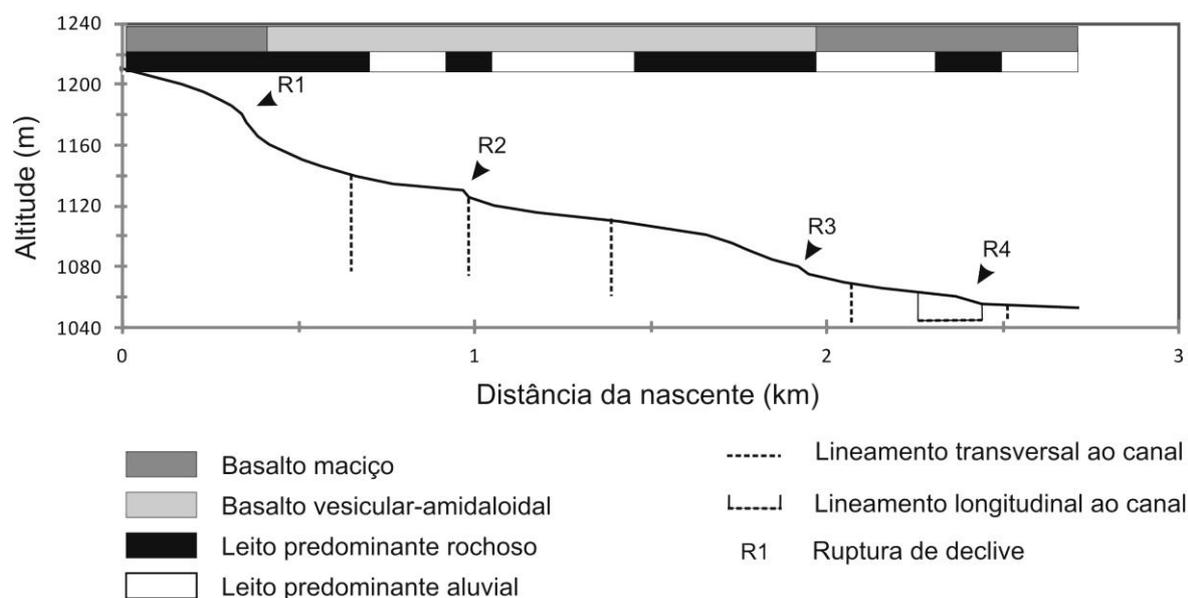
Dois segmentos convexos são bem evidentes: o primeiro é delineado no início do canal, por cerca de 400 metros, enquanto o segundo aparece na porção intermediária e se estende por cerca de 1000 metros. Esses segmentos possuem leito predominantemente rochoso. Em campo pode-se constatar que no segundo segmento convexo aparecem três cachoeiras com alturas em torno de dois metros cada uma e esculpidas em basalto vesicular-amidaloidal. A ruptura de declive indicada como R3 marca o final do segmento convexo. Essa ruptura é composta por outras três cachoeiras, separadas por trechos curtos ( $\approx$  50 m) de menor declividade, perfazendo uma queda total de aproximadamente 17 m. A cachoeira intermediária é esculpida em brecha basáltica e as outras duas em basalto vesicular-amidaloidal. A zona de ruptura R4 está esculpida em basalto maciço e apresenta a menor declividade geral dentre as demais.

Dois segmentos côncavos aparecem intercalados aos segmentos convexos e separados por uma zona de ruptura (R2), localizada cerca de um quilômetro da nascente e também esculpida em basalto amidaloidal. A cobertura dos segmentos côncavos de tipo aluvial, com grânulos mais grosseiros, diminuindo a granulometria no sentido jusante.

Nem todos os lineamentos mapeados e que são cruzados pelo canal G4, coincidem com mudanças na morfologia do perfil longitudinal (Figura 3). A relação mais direta ocorre no fim do primeiro segmento côncavo, que é marcado por uma ruptura de declive (R2), embora o lineamento seja de pequena expressão. Outra relação ocorre no final do segundo segmento convexo. Neste caso, o lineamento situa-se cerca de 100 metros a jusante de uma proeminente ruptura de declive. A última ruptura no perfil (R4) está inserida longitudinalmente em um lineamento, o que não qualifica essa ocorrência como uma relação genética entre a feição morfológica e a estrutural.

## 4.2 Perfil longitudinal: análise morfoestrutural

A morfologia do perfil longitudinal do canal G4 é comum nos rios que correm sobre os basaltos da Bacia do Paraná, o que torna seu estudo um importante ponto de partida para entendimento da morfologia, e conseqüentemente do comportamento geomorfológico, dos rios da região. A questão principal que emerge ao se observar tal morfologia é sobre os fatores que a determinam. Tradicionalmente o escalonamento dos perfis sobre basaltos tem sido atribuído unicamente às diferenças de fraturamento das zonas internas dos derrames (LEINZ, 1949; BARCHA; ARID, 1975). Entretanto, a formação de segmentos convexos e rupturas de declive em basalto vesicular-amidaloidal, identificados no canal G4 e também em outros casos (LIMA; BINDA, 2013), remete para a participação de interferências tectônicas.



**Figura 3:** Perfil longitudinal do canal G4.

A convexidade do segmento inicial do perfil, demonstrada pelo aumento progressivo das declividades (Figura 3), pode ser interpretada como resultado de uma combinação e transição de fatores. No início do canal, figura a ineficiência do fluxo incipientemente canalizado em remover os sedimentos adicionados pelos fluxos das encostas. O substrato formado por basalto maciço, mais resistente à erosão, também influencia a ineficiência do fluxo em produzir a incisão do canal. Na seqüência, o fluxo no canal é suficiente para erodir o substrato, mas o fluxo de detritos das encostas aumenta. Esse quadro sugere que a convexidade seja devida a um equilíbrio transiente entre a natureza do substrato e os processos superficiais.

O perfil desenvolvido a montante do cruzamento com uma falha transversal ao canal pode gerar um segmento convexo (WHITTACKER; COWIE; ATTAL et al., 2007; WHITTACKER; ATTAL; COWIE, 2008). O mapa de lineamentos (Figura 2) não mostra nenhuma feição indicativa de falha no ponto em que ocorre o término da convexidade, ou seja, na ruptura de declive denominada de R1. O lineamento mais expressivo que o canal cruza situa-se cerca de 200 m rio abaixo. É pouco provável que R1 seja resultado da migração remontante da eventual falha representada pelo lineamento de jusante, pois o volume de vazão nesse ponto é pequeno. Com efeito, R1 está esculpida em uma zona de basalto maciço, ou seja, o controle dessa ruptura de declive é de caráter litológico.

O primeiro segmento côncavo do perfil, situado entre R1 e R2, é gerado por dois fatores. Em primeiro lugar, há um ajuste longitudinal do canal em uma zona fraturada de orientação perpendicular ao mergulho do bloco falhado (Figura 2), o que implica em redução da resistência à

erosão. A presença de basalto vesicular-amidaloidal nos trechos finais (Figura 3) constitui o segundo fator, sendo fundamental para a maior eficiência e uniformidade erosiva (LIMA, 2012). Esses basaltos também são responsáveis pela configuração do segundo segmento côncavo.

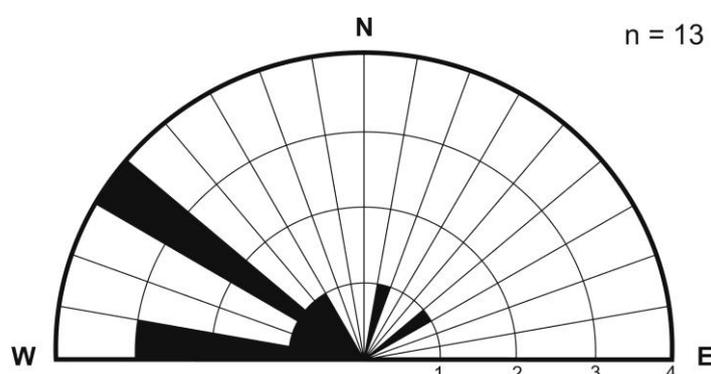
A segunda ruptura de declive mais evidente no perfil longitudinal (R2, Figura 3), e que marca o término do segmento côncavo, mostra relação com um pequeno lineamento que cruza o canal. O lineamento não possui prolongamento além do cruzamento com o canal, o que lança dúvidas sobre sua natureza e sobre sua influência na ruptura de declive. A ruptura está formada em basalto amidaloidal, o que constitui uma anomalia, pois essas zonas tendem a formar trechos de baixa declividade. Muito provavelmente R2 é resultado de um falhamento transversal ao canal, mas situado cerca de 300 m à jusante, onde aparece um lineamento bem configurado (Figuras 2 e 3). O basculamento de bloco, com uma pequena componente contrária ao fluxo do canal, provavelmente favoreceu a migração acelerada da ruptura.

O segundo segmento convexo pode ser entendido como tendo seu término na ruptura de declive R3. O lineamento que intersecta o canal a jusante de R3 é bastante sugestivo quanto a ser o responsável pela convexidade. As rupturas de declive situadas no segmento convexo e formadas em basalto vesicular também sugerem um desnivelamento de blocos por falha, aliados à maior incisão do canal na zona da convexidade. O bloco no qual se situa o segmento convexo está predominantemente basculado para NE. Os níveis vesiculares e de brecha que formam R3 são pouco fraturados, não permitindo um tratamento estatístico. Entretanto, foi possível observar que fraturas com direcionamento entre 30 e 50°NE condicionam fortemente a erosão das pequenas cachoeiras ( $\approx 2$  m de altura) situadas no início do segmento convexo. Essa direção coincide aproximadamente com a direção da possível falha normal que intersecta o canal à jusante.

O limite SE do bloco que contém a convexidade, é dado por outro lineamento, o mesmo que provavelmente originou a ruptura R2. O canal G4 apresenta uma ampliação do vale e redução da declividade justamente na transição desse lineamento. A combinação desse aspecto com o discutido para a zona do segmento convexo indica o basculamento do bloco.

A última ruptura de declive do perfil longitudinal (R4) - na verdade uma zona de ruptura (*knickzone*) - é formada em basalto maciço. Por essa condição, a sua existência parece não depender de um controle tectônico direto. Zonas de ruptura e rupturas de declive individuais são comumente formadas nas zonas de basalto maciço, devido seu fraturamento vertical a subvertical.

Entretanto, um condicionamento tectônico, somado ao fator hidráulico (maior eficiência erosiva), pode explicar a posição de R4. Medidas de fraturas obtidas em campo no trecho de R4 (Figura 4) mostram um predomínio de direção 50-60°NW. Essa direção é aproximadamente a mesma do lineamento que controla o rio Guabirola, no trecho onde o canal G4 deságua (Figura 2). O lineamento é, também, o limite NE do bloco falhado. As fraturas geradas tectonicamente se dispõem aproximadamente transversais ao sentido de fluxo do rio e isso favorece não apenas o retrocesso erosivo de R4, mas também sua menor proeminência topográfica. Os trabalhos de Miller (1991), Dubinski e Wohl (2013) sugerem que o aumento do comprimento lateral de um bloco perpendicular ao fluxo, aumenta a instabilidade do bloco e favorece sua remoção por arrancamento.



**Figura 4:** Direções de fratura medidas na zona de ruptura R4.

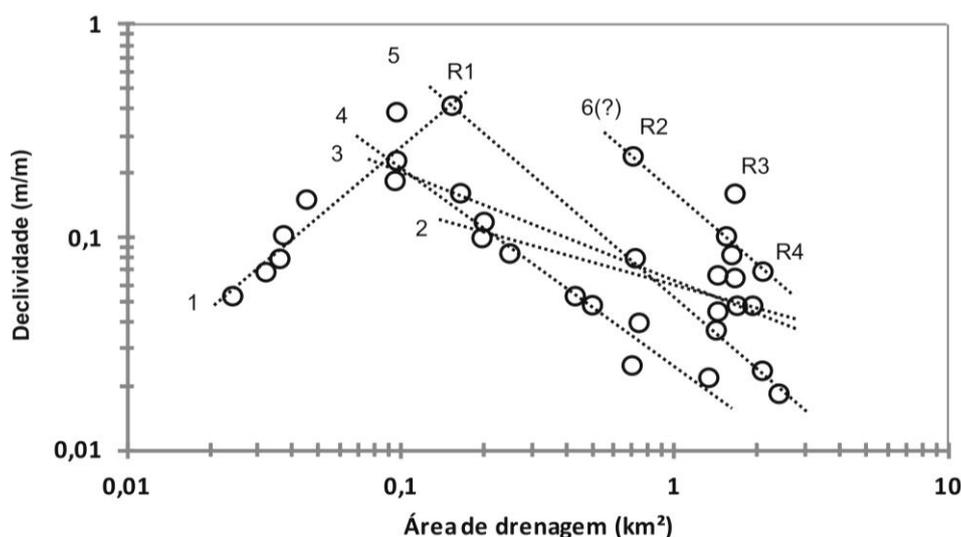
### 4.3 Relação declive-área: análise geral

A plotagem dos dados de declividade versus a área de drenagem – ou seja, a relação declive-área – mostra uma dispersão muito grande, se considerada em termos gerais (Figura 5 e Tabela 1). Entretanto, há dois comportamentos distintos das declividades. O primeiro segmento, que compreende áreas de drenagem até 0,15 km<sup>2</sup>, possui tendência bem configurada de aumento das declividades em direção de jusante ( $R = 0,91$ ). O segundo segmento, que se estende até o final do canal, apesar da grande dispersão ( $R = 0,19$ ), mostra uma tendência geral de diminuição das declividades rio abaixo.

Há uma integração morfológica entre os dois segmentos. Nota-se que a porção final do primeiro segmento pode ser entendida como a porção inicial do segundo segmento (alinhamento 3, Figura 5). Se assim for considerado, o grau de ajuste dos dados do segundo segmento é consideravelmente aumentado ( $R = 0,47$ ). O índice de concavidade ( $\theta = -0,53$ ), calculado no rearranjo, torna-se mais legítimo como expressão do comportamento geomorfológico do segmento.

Uma análise mais detalhada revela dois aspectos essenciais relacionados ao segundo segmento morfológico. O primeiro é que tendências de convexidade também figuram nesse segmento, contribuindo para a dispersão dos pontos de dados. O segundo aspecto é que para cada valor de área de drenagem parece haver um valor mínimo para a declividade do canal. Essa tendência possibilita a formação de um alinhamento inferior de pontos de dados (Figura 5, alinhamento 4). Por outro lado, não existe o estabelecimento de um valor máximo.

Com as observações de campo é possível dizer que o alinhamento inferior é constituído predominantemente por trechos esculpidos em basalto vesicular-amidaloidal. Quase paralelamente a este alinhamento, mas em posição superior, outro alinhamento se configura (Figura 6, alinhamento 5), formado por trechos esculpidos predominantemente em basalto maciço. Os trechos com declividades acima dos citados alinhamentos são esculpidos tanto em basalto maciço como em basalto vesicular-amidaloidal, sem uma preferência definida.



**Figura 5:** Relação declive-área para o canal G4. Cada alinhamento é uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente, exceto o alinhamento seis. Os parâmetros estatísticos e morfométricos de cada alinhamento constam na Tabela 1. Estão indicadas com a letra R as principais rupturas de declive.

As quatro rupturas de declive mais evidentes do perfil longitudinal (Figura 3) podem ser identificadas na Figura 5. A primeira (R1) pertence ao alinhamento superior, dos basaltos maciços. As outras três estão bem acima desse alinhamento, e como descrito anteriormente, R2 é em basalto amidaloidal e R4 em basalto maciço.

**Tabela 1.** Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal G4.

<i>LMA*</i>	<i>k</i>	$\theta$	<i>n</i>	<i>R</i> <sup>2</sup>
Geral	0,062	-0,26	32	0,23
1	3,392	1,09	9	0,91
2	0,058	-0,35	24	0,19
3	0,061	-0,53	28	0,47
4	0,025	-0,90	11	0,96
5	0,052	-1,12	5	0,99

\* Linha de melhor ajuste; a numeração das linhas corresponde à apresentada na Figura 5.

#### 4.4 Relação declive-área: interpretação morfoestrutural

Considerando que a análise do perfil longitudinal, auxiliada pela análise da drenagem e pelas informações de campo, pôde elucidar diversos aspectos do condicionamento estrutural do canal G4, é pertinente alguns questionamentos sobre a relação declive-área. A primeira questão é se a relação declive-área pode acrescentar algo à análise feita. Uma segunda questão é quanto de informação morfoestrutural a relação declive-área pode apresentar de modo independente das outras análises. Essas duas questões são discutidas individualmente nas seções a seguir.

##### 4.4.1 Análise integrada

Para Kirby e Whipple (2001), índices de concavidade entre -0,4 e -0,7 indicariam uma situação na qual a taxa de incisão do canal nem aumenta nem diminui rio abaixo. O índice de concavidade do segundo segmento do canal G4 ( $\theta = -0,53$ ) expressa essa tendência. A presença das zonas de ruptura de declive favorece a manutenção desse estado intermediário. Os declives acentuados das zonas de ruptura quebram a tendência de um perfil côncavo. Vanlaningham, Meigs e Goldfinger (2006) reportaram valores semelhantes do índice de concavidade para as rochas vulcânicas das montanhas costeiras do Oregon, EUA.

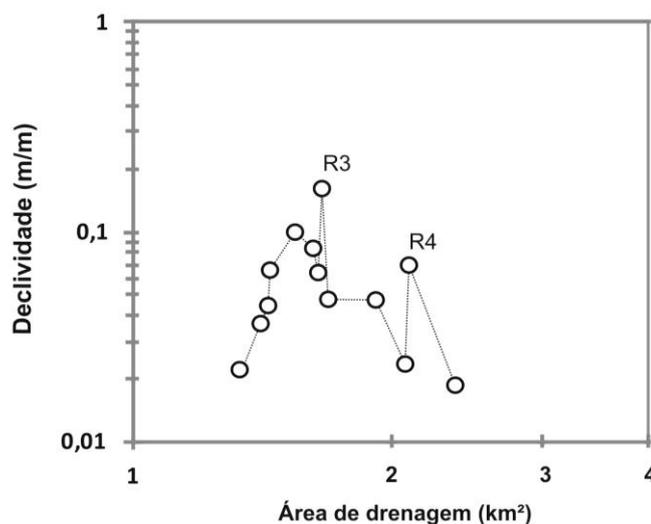
A análise mais detalhada da relação declive-área do G4, juntamente com as informações de campo, entretanto, revela o caráter da resposta erosiva dos basaltos, subjacente ao mascaramento dado pelas irregularidades do perfil. O alinhamento 4 da Figura 5 expressa certa homogeneidade litológica (basaltos vesiculares-amidaloidais) e seu índice de concavidade elevado (-0,90) indica acentuada tendência de uma evolução erosiva rápida, de modo a desenvolver a concavidade do perfil. Nos basaltos maciços essa tendência é mais acentuada ( $\theta = -1,12$ ).

Sendo que basaltos vesiculares-amidaloidais e basaltos maciços tendem a produzir perfis com grande concavidade, a diferença no índice de declividade entre eles (Tabela 1) associada a declives tectonicamente forçados, faz com que o valor médio da concavidade seja mesmo igual a -0,53. De certo modo, esse valor expressa a presença de um controle tectônico que força o comportamento dos declives.

A plotagem declive-área pode auxiliar a discriminação dos setores morfológicos do perfil longitudinal. O primeiro segmento convexo é relativamente bem definido no perfil longitudinal (Figura 3). No entanto, na Figura 5 a relação declive-área indica sem qualquer dúvida em qual trecho a tendência de convexidade termina, ou seja, no término da sequência de declives progressivamente maiores. E não somente isso, mas as declividades relativamente baixas do segmento, evidentes na plotagem declive-área, indicam não se tratar de um simples caso de canal dominado por fluxo de detritos, diferente do observado em alguns canais estudados por outros autores (STOCK; DIETRICH, 2003; WOBUS; WHIPPLE; KIRBY et al., 2006). As observações de campo, enfatizadas na análise do perfil longitudinal (seção 4.2), corroboram plenamente essa indicação.

O início e o término do primeiro segmento côncavo também são claramente definidos na plotagem declive-área. O segundo segmento côncavo, a jusante de R2, aparentemente bem configurado no perfil longitudinal, é revelado na plotagem declive-área como litologicamente diverso. O trecho seguinte a R2 diminui drasticamente a declividade, demonstrando seu ajuste ao condicionamento hidráulico do canal (o trecho compõe o alinhamento superior, dos basaltos maciços). O trecho subsequente, já esculpido em uma zona vesicular-amidaloidal, ajusta-se ao seguinte, também esculpido nessa zona dos derrames, e ambos complementam o alinhamento 4 da plotagem declive-área.

A metade final do perfil longitudinal do G4 é bastante irregular, destacando-se a grande convexidade e duas rupturas de declive. Na plotagem declive-área (Figura 5) é mais difícil distinguir essas morfologias, devido à aglutinação dos pontos de dados em função da escala logarítmica. Não obstante, com uma cuidadosa análise dos dados plotados separadamente (Figura 6), os limites inicial e final da convexidade são prontamente distinguíveis. Revela-se que a ruptura R3 está desconectada do segmento convexo, do qual se separa por um segmento com tendência à concavidade. A ruptura de declive final (R4), sem motivos aparentes para ser considerada anômala pela análise tradicional, mostra um desajuste significativo em relação aos trechos anterior e posterior. Estes são esculpidos em basalto maciço e estão perfeitamente ajustados ao alinhamento 5 na relação declive-área (Figura 5). Portanto, a ruptura R4, também em basalto maciço, indica um declive anômalo.



**Figura 6:** Relação declive-área para o segmento final do canal G4. Os dados foram plotados em separado do restante para melhorar a discriminação entre os pontos. A linha que une os pontos de dados apenas indica a sequência dos trechos no canal. R3 e R4 são rupturas de declive discutidas no texto.

Pela relação declive-área é fácil identificar os trechos que não estão ajustados em termos da relação litologia-vazão, ou seja, não pertencem aos alinhamentos dos basaltos maciços ou dos basaltos vesiculares. O desajuste sugere fortemente um controle estrutural, que ocorre de fato, como analisado anteriormente. No caso das rupturas de declive que possuem um possível controle estrutural, nota-se que duas delas (R2 e R4) estão alinhadas com o trecho final do segundo segmento convexo. A posição do alinhamento é dada por paralelismo com os alinhamentos dos trechos em basalto maciço (alinhamento 5) e vesicular-amidaloidal (alinhamento 4).

Dois cenários poderiam explicar esse alinhamento das rupturas. O primeiro e mais parcimonioso seria o do arranjo fortuito, passível de acontecer devido às imprecisões dos documentos cartográficos. O segundo, considerando o arranjo como real, indicaria três detalhes importantes: 1) que esses trechos estão morfologicamente ajustados à vazão; 2) que a tectônica que produziu essas rupturas cessou sua atividade por tempo suficiente para que o ajuste morfológico

ocorresse, mas não o suficiente para obliterar a sua herança e 3) que a resistência à erosão é igual nesses trechos, a despeito de R2 ser esculpida em basalto vesicular-amidaloidal e R4, em basalto maciço.

A ruptura R3 está acima do possível alinhamento das rupturas R2 e R4. Como discutido anteriormente (seções 4.1 e 4.2), o lineamento mais próximo dessa ruptura situa-se cerca de 200 m a jusante e seria o responsável pelo segundo segmento convexo, situado à montante de R3. Seria essa ruptura resultado da migração remontante a partir da falha? O trecho situado entre R3 e a possível falha está perfeitamente ajustado ao segmento à montante da ruptura (Figura 6). A migração de R3 é, portanto, plausível.

Se o alinhamento das rupturas R2 e R4 for real e se isso indicar um reequilíbrio morfológico pós-tectônica, a posição superior de R3 pode indicar o caráter recente de sua formação ou, simplesmente, uma zona com maior resistência à erosão. A esculturação de R3 em basalto vesicular-amidaloidal descredencia a hipótese de maior resistência, pois esse tipo de zona dos derrames tende a ser menos resistente à erosão (LIMA; BINDA, 2013). Por outro lado, a baixa densidade de fraturamento registrado em R3 pode favorecer sua menor erodibilidade. Contra a hipótese de movimentação mais recente está o fato da formação do segmento côncavo, no qual R3 se insere (Figura 6). A hipótese de neotectônica não pode ser descartada, em favor da hipótese litológica, pelo fato de o segmento côncavo ser muito acentuado e por haver a relação do canal com lineamento transversal. A forte concavidade denuncia uma incisão profunda e possivelmente condicionada pela ascensão da borda do bloco basculado (cf. Figura 2 e Figura 6). Em resumo, a gênese de R3 deve estar relacionada tanto à tectônica, quanto à resistência litológica. De qualquer modo, essa interpretação combinada enfatiza que os processos de erosão já estão reequilibrando a morfologia do perfil a partir da última interferência neotectônica.

Nota-se que a análise da relação declive-área pode complementar a análise morfoestrutural ensejada pelo perfil longitudinal. O ganho na interpretação começa na melhor definição dos segmentos morfológicos do perfil, sua conexão ou desconexão, passando pela definição do comportamento erosivo frente às variações na resistência litológica dos basaltos e às interferências tectônicas.

#### 4.4.2 Análise isolada

A potencialidade interpretativa da relação declive-área sem a integração com outras análises, é limitada. As tendências gerais das declividades podem ser identificadas e, se uma análise pormenorizada for conduzida, os detalhes morfológicos do perfil também ficam evidentes. O perfil longitudinal tradicional é mais direto na visualização das morfologias, porém a plotagem declive-área é mais precisa. Os desvios nas tendências das declividades são, entretanto, apenas sugestivos, quando não associados com a identificação das estruturas geológicas e das litologias.

Além dos detalhes morfológicos é possível inferir sobre detalhes dos processos. O segmento convexo inicial pode ser distinguido de um simples caso de perfil íngreme condicionado por fluxos de detrito (DIETRICH; WILSON; MONTGOMERY et al., 1993; STOCK; DIETRICH, 2003), ao considerar que suas declividades são crescentes e relativamente baixas. Neste caso, novamente, a conclusão ganha peso quando a análise dos aspectos estruturais exclui a possibilidade de interferência tectônica.

Excluindo o segmento inicial, a análise geral – que resultou em um índice de concavidade igual a 0,53 – foi suficiente para apontar certo forçamento tectônico dos declives, conforme discutido na seção 4.4.1.

A caracterização dos tipos litológicos em campo auxilia a identificação e interpretação dos alinhamentos na plotagem declive-área, os quais expressam comportamentos uniformes litologicamente condicionados, na maioria dos casos. Embora tais alinhamentos possam ser relativamente evidentes, em alguns casos pode ser difícil distinguir seu real posicionamento. O

conhecimento das diferenças de resistência à erosão das litologias envolvidas é fundamental, para evitar confundir controle litológico com controle tectônico. Ainda assim, nota-se que o controle tectônico pode forçar as declividades e, eventualmente, uma rocha menos resistente pode gerar declives maiores do que em situação normal. Tais declives tectonicamente condicionados podem se ajustar aos alinhamentos normais de outra categoria litológica mais resistente.

O uso da relação declive-área para identificar sequências de trechos com resistências litológicas similares, e comportamentos erosivos uniformes, somente pode ser feito com mais segurança, na medida em que a resposta geomorfológica de cada litologia (índices  $k$  e  $\theta$ ) seja determinada. Para isso, são necessários estudos que envolvam áreas não perturbadas por interferências neotectônicas. Os desvios de tendências litologicamente estabelecidas poderão, então, ser mais eficientemente reconhecidos como indicadores neotectônicos.

## 5 CONCLUSÕES

O perfil longitudinal do canal estudado apresenta morfologia variada, com segmentos convexos, segmentos côncavos e rupturas de declive. A análise morfoestrutural convencional revelou que o canal cruza blocos basculados tectonicamente. As falhas que delimitam esses blocos são, em grande parte, responsáveis pela morfologia do perfil, sobretudo dos segmentos convexos e das rupturas de declive em zonas vesiculares-amidaloidais dos derrames. Controle litológico também está presente, ao gerar segmentos côncavos em basaltos vesiculares-amidaloidais e rupturas de declive em basalto maciço.

Na relação declive-área nota-se uma dispersão muito grande, sendo que há dois comportamentos distintos, um que constitui a parte inicial do canal, com aumento das declividades, e outro que abrange o restante, com diminuição das declividades. Uma análise mais detalhada da segunda parte revela uma estratificação dos dados, na qual se formam alinhamentos quase paralelos, que indicam segmentos, contínuos ou não, onde a resistência à erosão é homogênea. Entretanto, a natureza desses alinhamentos somente fica esclarecida quando se cruzam as informações litológicas e estruturais, obtidas previamente por outras análises.

A combinação da análise declive-área com a análise convencional do perfil longitudinal do canal, em termos de suas interações com a litologia e estruturas tectônicas, melhora a discriminação dos setores morfológicos do perfil. Permite, ainda, reconhecer anomalias de declive relacionadas à tectônica e diferenciá-las das feições produzidas por controle litológico.

Além da integração com outras análises mais convencionais, a análise da relação declive-área mostra-se eficiente quando considera os detalhes da relação, e não apenas as tendências gerais. Sua aplicação em área de substrato basáltico e com movimentações tectônicas recentes, porém pouco intensas, como a área estudada nesta pesquisa, é útil para discriminação dos controles litológico e tectônico.

## AGRADECIMENTOS

O autor agradece a Alessandro Kominecki e Pedro Sérgio Santos pelo imprescindível apoio nos trabalhos de campo, e ao revisor anônimo por sugestões nos aspectos descritivos e analíticos do canal estudado.

## REFERÊNCIAS

BAKER, V. R.; KALE, V. S. The role of extreme floods in shaping bedrock channels. In: TINKLER, K.; WOHL, E. E. (Ed.). **Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels**. Washington D.C.: American Geophysical Union, 1998. p. 153-164.

BARCHA, S. F.; ARID, F. M. Origem das cachoeiras da Bacia do Alto Paraná. **Rev. Bras. Geociências**, São Paulo, v. 5, n. 2, p. 120-135, 1975.

DIETRICH, W. E.; WILSON, C. J.; MONTGOMERY, D. R. et al. Analysis of erosion thresholds, channel networks, and landscape morphology using a digital terrane model. **J. Geol.**, Chicago, v. 101, p. 259-278, 1993.

DINGMAN, S. L.; SHARMA, K. P. Statistical development and validation of discharge equations for natural channels. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v. 199, no. 1-2, p. 13-35, 1997.

DUBINSKI, I. M.; WOHL, E. Relationships between block quarrying, bed shear stress, and stream power: A physical model of block quarrying of a jointed bedrock channel. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 180-181, p. 66-81, 2013.

DUVALL, A.; KIRBY, E.; BURBANK, D.W. Tectonic and lithologic controls on channel profiles and processes in coastal California. **J. Geophys. Res.**, Washington, D.C., v. 109F, no. 3, p. 1-18. 2004.

FLINT, J. J. Stream gradient as a function of order, magnitude and discharge. **Water Resour. Res.**, Washington, D.C., v. 10, no. 5, p. 969-973, 1974.

HACK, J. T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. **U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.**, Washington, D.C., no. 294B, p. 421-429, 1957.

HACK, J. T. Stream profile analysis and stream gradient index. **J. Res. U.S. Geol. Surv.**, Washington, D.C., v. 1, no. 4, p. 421-429, 1973.

HOWARD, A. D.; KERBY, G. Channel changes in badlands. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, New York, v. 94, p. 739-752, 1983.

HOWARD, A. D.; DIETRICH, W. E.; SEIDL, M. A. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. **J. Geophys. Res.**, v. 99, no. B7, p. 13971-13986, 1994.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. **Geology**, Boulder, v. 29, p. 415-418, 2001.

KOBOR, J.; ROERING, J. J. Systematic variation of bedrock channel gradients in the central Oregon Coast Range: implications for rock uplift and shallow landsliding. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 62, no. 3-4, p. 239-256, 2004.

LEOPOLD, L.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco: Freeman, 1964.

LEINZ, V. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. **Boletim FFCL/USP, Geologia**, São Paulo, n. 5, p. 1-61, 1949.

LIMA, A. G.; BINDA, A. L. Lithologic and structural controls on fluvial knickzones in basalts of the Paraná Basin, Brazil. **J. South Am. Earth Sci.**, Oxford, v. 48, p. 262-270, 2013.

LIMA, A. G. Erosão fluvial sobre rochas vulcânicas: algumas inferências a partir de segmentos côncavos de perfis longitudinais. **Rev. Bras. Geocienc.**, São Paulo, v. 42, suppl. 1, p. 34-41, 2012.

MILLER, J. The influence of bedrock geology on knickpoint development and channel bed degradation along downcutting streams in South-central Indiana. **J. Geol.**, Chicago, v. 99, p. 591-605, 1991.

OHMORI, H. **Morphological characteristics of longitudinal profiles of rivers in South Island, New Zealand**. Tokyo: University of Tokyo. Department of Geography, 1996. (Bulletin Department of Geography, n. 28).

RENNE, P. R.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G. et al. The age of Parana flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**, v. 258, p. 975-979, 1992.

RENNE, P. R.; DECKART, K.; ERNEESTO, M. et al. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Parana flood volcanism, **Earth Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 144, p. 199-212, 1996.

RICE, S. P.; CHURCH, M. Longitudinal profiles in simple alluvial systems. **Water Resour. Res.**, Washington, D.C., v. 37, no. 2, p. 417-426, 2001.

SEIDL, M. A.; DIETRICH, W. E.; KIRCHNER, J. W. Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels. **J. Geol.**, Chicago, v. 102, p. 457-474, 1994.

STOCK, J.; DIETRICH, W. E. Valley incision by debris flows: Evidence of a topographic signature. **Water Resour. Res.**, Washington, D.C., v. 39, no. 4, p. 1089, 2003.

SINHA, S. K.; PARKER, G. Causes of concavity in longitudinal profiles of rivers. **Water Resour. Res.**, Washington, D.C., v. 32, no. 5, p. 1417-1428, 1997.

SPAGNOLO, M.; PAZZAGLIA, F. Testing the geological influences on the evolution of river profiles: a case from the northern Apennines (Italy). **Geogr. Fis. Dinam. Quat.**, Torino, v. 28, p. 103-113, 2005.

THOMAZ, E. L.; VESTENA, L. R. **Aspectos climáticos de Guarapuava – PR**. Guarapuava: Unicentro, 2003.

TURNER, S. P.; REGELOUS, M.; KELLEY, S. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology. **Earth Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 121, p. 333-348, 1994.

VANLANINGHAM, S.; MEIGS, A.; GOLDFINGER, C. The effects of rock uplift and rock resistance on river morphology in a subduction zone forearc, Oregon, USA. **Earth Surf. Processes Landf.**, Sussex, v. 31, no. 10, p. 1257-1279, 2006.

WAICHEL, B. L.; LIMA, E. F.; LUBACHESKI, R. et al. Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. **Bull. Volcanol.**, Berlin, v. 68, p. 599-610, 2006.

WHIPPLE, K. X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. **Annual Review Earth Planetary Science**, Palo Alto, v. 32, p. 151-185, 2004.

WHITTACKER, A. C.; ATTAL, M.; COWIE, P. et al. Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 100, p. 506-526, 2008.

WHITTACKER, A. C.; COWIE, P. A.; ATTAL, M. et al. Contrasting transient and steady state rivers crossing active normal faults: new field observations from the central Apennines, Italy. **Basin Res.**, Oxford, v. 19, p. 529-556, 2007.

WOBUS, C.; WHIPPLE, K. X.; KIRBY, E. et al. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. In: WILLETT, S. D.; HOVIUS, N.; BRANDON, M. T. et al. (Ed.). Tectonics, climate, and landscape evolution. **Spec. Pap. Geol. Soc. Am.**, New York, no. 398, p. 55-74, 2006.

**Data de submissão:** 29.10.2012

**Data de aceite:** 18.08.2014

License information: This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.