

Nota técnica

Bases conceituais e guia operacional para inferir migração de divisores de drenagem e capturas fluviais com dados topográficos

Conceptual basis and operational guidance for inferring drainage divide migration and river capture using topographic data

Daniel Peifer¹

¹ Universidade Federal de Minas Gerais, Departamento de Geografia, Belo Horizonte, Brasil. peiferdaniel@gmail.com.
ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9238-5072>

Recebido: 25/02/2026; Aceito: 25/06/2026; Publicado: 26/08/2026

Resumo: A migração de divisores de drenagem e as capturas fluviais reorganizam redes de drenagem ao redistribuírem área entre bacias adjacentes, modificando os fluxos de água e de sedimento, os padrões de incisão fluvial e a conectividade ecológica. Avanços computacionais tornaram rotineiro o cálculo de métricas topográficas usadas para indicar instabilidade de divisores e reorganização fluvial. Essa facilidade operacional, porém, não foi acompanhada de um guia conceitual-operacional detalhado que explicita hipóteses, limitações e boas práticas. Nesta nota técnica, proponho um roteiro para inferir mobilidade de divisores e capturas discretas a partir da topografia. Primeiro, apresento a transformação integral χ e decisões críticas de uso, com extensões para variações espaciais de soerguimento e erodibilidade, e a ligação de χ ao tempo de resposta fluvial. Em seguida, mostro como inferir a mobilidade provável de divisores a partir de contrastes de χ entre bacias adjacentes e de métricas de assimetria de encosta. Por fim, desenvolvo uma lógica de evidências para capturas discretas centrada em arquivos topográficos que registram conectividade pretérita, sobretudo *windgaps* e geometria herdada em escala de vale. Mostro como os principais arquivos admitem quantificação e como avaliar controles alternativos, reduzindo os falsos positivos. Encerro com boas práticas e critérios mínimos de reporte.

Palavras-chave: divisores de drenagem; métrica χ ; migração de divisores; captura fluvial; *windgaps*.

Abstract: Drainage divide migration and river capture reorganise drainage networks by redistributing drainage area between adjacent basins, thereby altering water and sediment fluxes, patterns of fluvial incision, and ecological connectivity. Computational advances have made it routine to derive landscape-scale topographic metrics that are commonly used to suggest divide instability and drainage reorganisation. This operational ease, however, has not been matched by a detailed conceptual-operational guide that makes explicit the underlying assumptions, limitations, and best practices. Here, I provide a roadmap to infer divide mobility and discrete capture events from topography. I first introduce the χ integral transformation and key practical decisions for its use, including extensions for spatially variable uplift and effective erodibility and the link between χ and fluvial response times. I then outline a workflow to infer likely divide mobility from cross-divide χ contrasts between adjacent basins and complementary hillslope-asymmetry metrics, emphasising internal consistency checks and sensitivity tests. Finally, I develop an evidence-based logic for diagnosing discrete captures centred on topographic archives that record past connectivity, especially *windgaps* and valley-scale inherited geometry. I show how these archives can be quantified and how to evaluate alternative controls (regional transients driven by changes in tectonics, lithology, and climate) to reduce false positives. I conclude by outlining minimum reporting standards and operational recommendations.

Keywords: drainage divides; chi metric; divide migration; river capture; *windgaps*.

1. Introdução

Divisores de drenagem organizam e delimitam a superfície terrestre em bacias hidrográficas e, por extensão, controlam a transferência de água e de sedimentos ao longo da paisagem. Em mapas topográficos e em modelos digitais de elevação (MDEs), um divisor pode ser representado por uma linha. Embora essa linha pareça fixa em escalas de tempo humanas, divisores de drenagem são feições geomorfológicas dinâmicas: sua posição resulta da competição entre redes de drenagem adjacentes e do balanço entre processos que modificam a elevação relativa da superfície ao longo do tempo (Gilbert, 1877; Willett et al., 2014; He et al., 2024).

Essa competição não depende apenas de assimetrias erosivas instantâneas ou locais entre lados opostos do divisor (He et al., 2024). A mobilidade de um divisor responde a contrastes persistentes de rebaixamento relativo da superfície entre bacias adjacentes separadas por esse divisor, isto é, ao balanço entre processos geradores de relevo, como soerguimento de rocha ou queda relativa do nível de base, e processos de rebaixamento da superfície, como denudação ou incisão fluvial. Quando um lado do divisor reduz a elevação da superfície mais rapidamente do que o outro, o divisor tende a migrar em direção ao lado relativamente menos eficiente, transferindo área de drenagem ao longo do tempo. Contudo, assimetrias erosivas entre lados opostos do divisor não implicam necessariamente mobilidade atual: diferenças espaciais em soerguimento de rocha, erodibilidade, denudação, geometria da rede ou distribuição da área de drenagem podem se compensar ou se estabilizar, mantendo um divisor estável mesmo sob assimetria topográfica aparente (ver, por exemplo, Figura 6 em Shelef; Goren, 2021). Por isso, a questão central não é apenas se há assimetria erosiva local, mas se ela expressa um contraste persistente de rebaixamento relativo da superfície entre lados opostos do divisor, capaz de sustentar o deslocamento horizontal desse divisor (Bishop, 1995; Willett et al., 2014; He et al., 2024).

Dois modos de reorganização de drenagem são particularmente importantes. O primeiro é a migração gradual do divisor, quando um contraste persistente de rebaixamento relativo da superfície entre lados opostos do divisor sustenta o avanço progressivo de uma bacia hidrográfica sobre outra adjacente (Bishop, 1995; He et al., 2024). O segundo é a captura fluvial, uma reorganização discreta na qual uma mudança topológica desvia parte do escoamento de uma bacia para outra, anexando cabeceiras e preservando, como herança, parte da geometria pré-captura (Bishop, 1995; He et al., 2024). Embora ambos os processos redistribuam a área de drenagem e modifiquem os fluxos de água e de sedimento, diferem na escala temporal do ajuste, no tipo de evidência geomorfológica esperada e na lógica inferencial necessária para diagnosticá-los (He et al., 2024).

O interesse recente pela migração de divisores e pelas capturas fluviais tem sido impulsionado por três frentes complementares. Primeiro, avanços conceituais tornaram mais clara a ligação entre a reorganização de redes de drenagem, os padrões de incisão fluvial e a geometria dos divisores, com impactos na dinâmica dos sedimentos e na evolução dos perfis longitudinais (Willett et al., 2014; Yang; Willett; Goren, 2015; Whipple et al., 2017). Segundo, consolidou-se uma agenda interdisciplinar em que reorganizações de drenagem afetam conectividade ecológica, rotas de dispersão e isolamento, com implicações para biogeografia (*e.g.*, Burridge; Craw; Waters, 2006; Hoorn et al., 2010; Craw et al., 2016; Albert et al., 2017; Musher et al., 2022; Salles et al., 2023; Stokes et al., 2023a; Liu et al., 2024; Vance et al., 2025). Terceiro, avanços em modelos digitais de elevação e ferramentas computacionais tornaram rotineiro o cálculo de métricas topográficas em escala de paisagem (*e.g.*, Willett et al., 2014; Schwanghart; Scherler, 2014; Scherler; Schwanghart, 2020), reduzindo barreiras operacionais e ampliando o uso dessas abordagens.

A ênfase em dados topográficos nesta nota é deliberada. Migração de divisores e capturas fluviais raramente são observadas diretamente, e muitos de seus registros sedimentares, estratigráficos, cronológicos ou biogeográficos são descontínuos, ausentes ou preservados apenas localmente (Bishop, 1995; He et al., 2024). Em contraste, MDEs permitem examinar redes de drenagem, divisores e arquivos morfológicos em escala de paisagem, oferecendo uma base reprodutível para triagem, comparação e formulação de hipóteses. Essa vantagem é importante porque a identificação de capturas e da mobilidade de divisores ainda tende a ser seletiva: feições evidentes são frequentemente revisitadas, enquanto muitos outros divisores potencialmente relevantes para processos de reorganização da drenagem permanecem pouco testados. Uma abordagem topográfica explícita e sistemática não elimina essa limitação, mas ajuda a reduzir o viés de amostragem e a tornar auditável o caminho entre a observação morfológica, a hipótese geomorfológica e a interpretação.

Isso não significa que as métricas topográficas substituam levantamentos de campo ou registros independentes quando disponíveis. Ao contrário, a relação deve ser de mão dupla. Inferências topográficas podem ser avaliadas por meio de depósitos aluviais preservados, terraços, cascalheiras, indicadores de paleofluxo, estratigrafia, proveniência sedimentar, registros biogeográficos ou relações de campo entre litologia, estrutura e

formas herdadas (Bishop, 1995; He et al., 2024). Mas elas também podem orientar essas investigações, indicando onde procurar material aluvionar em divisores rebaixados, quais *windgaps* merecem amostragem, quais vales *underfit*, isto é, vales superdimensionados em relação à drenagem moderna, podem preservar registros sedimentares e quais pares de bacias oferecem testes mais robustos de conectividade pretérita. A proposta, portanto, é estabelecer critérios para que inferências topográficas sejam formuladas de modo explícito, auditável e menos circular, indicando quando são fortes, quando são condicionais e quando exigem confronto com evidências independentes. Por serem critérios de inferência, e não uma tipologia regional, eles são transferíveis a diferentes paisagens, inclusive brasileiras, desde que o contexto tectônico, denudacional, litológico, climático e estrutural seja explicitado e as evidências independentes disponíveis sejam consideradas.

Apesar desse ganho operacional, o avanço interpretativo não ocorreu no mesmo ritmo. Produtos como mapas de χ e métricas de assimetria morfológica entre bacias adjacentes passaram a ser usados, por vezes, como evidência direta de reorganização, embora dependam de hipóteses estritas, incluindo uniformidade espacial de soerguimento de rocha e erodibilidade, condições de contorno consistentes e parametrização apropriada. Além disso, dois alvos inferenciais são frequentemente confundidos: a migração gradual é um diagnóstico de tendência sob desequilíbrio, enquanto capturas discretas exigem evidência de conectividade pretérita e de mudança topológica.

Esta nota técnica foi organizada para reduzir essas confusões e, ao mesmo tempo, oferecer um guia conceitual e operacional para inferências baseadas em dados topográficos. Primeiro, estabeleço o que χ representa, quais hipóteses permitem associá-lo ao potencial de incisão e aos desequilíbrios nas redes de drenagem, e onde se encontram seus limites. Em seguida, apresento um fluxo de trabalho para inferir migração gradual de divisores a partir de χ e de métricas de assimetria de encosta. Por fim, desenvolvo uma seção expandida sobre capturas discretas, estruturando uma lógica de evidências em que *windgaps* e outros arquivos topográficos são avaliados de forma encadeada, com atenção explícita a alternativas plausíveis, ao viés de amostragem e ao papel das inferências topográficas como guia para investigações sedimentares, cronológicas, biogeográficas e de campo.

2. Fundamentos teóricos: o modelo *stream-power* e a lei de Flint

O modelo *stream-power* é apresentado nesta nota porque fornece uma ponte conceitual entre processos físicos, a forma dos perfis longitudinais e as métricas usadas para inferir o desequilíbrio de redes de drenagem. Ele não deve ser lido como uma descrição completa de todos os processos de incisão fluvial, mas como uma formulação simples e amplamente usada para explicitar como a declividade, a área de drenagem, o soerguimento relativo e a erodibilidade fluvial entram na interpretação da topografia fluvial (cf. Peifer et al., 2022). Essa formulação também é importante porque permite passar da relação local entre declividade e área de drenagem para métodos integrais, como a transformação χ , que reduzem a dependência de estimativas locais de declividade extraídas diretamente do MDE (Perron; Royden, 2013; Mudd et al., 2014).

A morfologia de perfis longitudinais em rios de leito rochoso é frequentemente interpretada no quadro de um balanço entre uma taxa efetiva de geração de relevo em relação a um referencial (i.e., soerguimento de rocha) e incisão fluvial. Uma forma amplamente utilizada desse balanço é o modelo *stream-power* (Howard; Kerby, 1983):

$$\frac{\partial z(x,t)}{\partial t} = U(x,t) - K(x,t) A(x,t)^m S(x,t)^n, \quad (1)$$

em que $z(x,t)$ é a elevação do leito ao longo da coordenada longitudinal x e no tempo t , $U(x,t)$ representa uma taxa efetiva de soerguimento relativo ou de queda relativa do nível de base em relação ao rio, $K(x,t)$ é um coeficiente efetivo de erodibilidade fluvial, $A(x,t)$ é a área de drenagem a montante e $S(x,t)$ é a declividade fluvial local, equivalente a $|dz/dx|$. Os expoentes positivos m e n controlam como A e S modulam a taxa de incisão.

A interpretação da Eq. (1) requer cuidado. O termo U não deve ser lido apenas como soerguimento tectônico absoluto. Nesta formulação, ele representa uma taxa efetiva de soerguimento relativo entre o perfil fluvial e seu nível de base. Valores positivos de U podem, portanto, refletir soerguimento de rocha ou queda relativa do nível de base. Em sentido oposto, subsidência ou elevação do nível de base reduziriam esse soerguimento relativo, ou apareceriam como U negativo, dependendo da convenção de sinal adotada. Já K raramente corresponde a uma erodibilidade “pura”. Na prática, K sintetiza controles que afetam a eficiência da erosão fluvial, como a litologia, a estrutura, o grau de fraturamento da rocha, o regime hidrológico e a disponibilidade de sedimento como ferramenta abrasiva ou como cobertura protetora do leito. Por fim, A é comumente usada como *proxy* de vazão,

embora essa aproximação apresente limitações quando a precipitação, a evapotranspiração, a infiltração e a conectividade hidrológica variam espacialmente (Whipple; Tucker, 1999).

Se um trecho fluvial está próximo do equilíbrio dinâmico local, no sentido de $\partial z / \partial t \approx 0$, então a Eq. (1) se reduz a:

$$K A^m S^n \approx U. \quad (2)$$

Isolando S :

$$S = \left(\frac{U}{K} \right)^{1/n} A^{-m/n}. \quad (3)$$

Definindo o índice de concavidade $\theta = m/n$ e o índice de declividade fluvial $k_s = (U/K)^{1/n}$, obtém-se a forma clássica associada à lei de Flint (Flint, 1974):

$$S = k_s A^{-\theta}, \quad (4)$$

em que:

$$k_s = \left(\frac{U}{K} \right)^{1/n}. \quad (5)$$

Geomorfologicamente, essa relação expressa a tendência geral de perfis longitudinais côncavos: à medida que a área de drenagem aumenta para jusante, a declividade necessária para manter uma dada taxa de incisão tende a diminuir. Assim, sob condições comparáveis de U e K , uma área de drenagem maior permite que um rio mantenha uma dada taxa de incisão com menor declividade fluvial. Nessa formulação, θ controla a concavidade no sentido geométrico: quanto maior θ , mais rapidamente a declividade diminui à medida que a área de drenagem aumenta (Kirby; Whipple, 2012). Já k_s controla a escala do campo de declividades para uma concavidade fixada: para o mesmo θ , trechos com maior k_s são sistematicamente mais íngremes na mesma faixa de áreas de drenagem (Kirby; Whipple, 2012). Quando U e K são aproximadamente uniformes no espaço, k_s pode ser interpretado como uma medida integrada da inclinação necessária para equilibrar o soerguimento de rocha e a incisão fluvial (Lague, 2014).

A relação declividade-área fundamenta análises clássicas de perfis longitudinais (Kirby; Whipple, 2012), mas também evidencia uma dificuldade prática: estimar S como derivada local de um MDE pode amplificar ruídos topográficos, erros de drenagem, artefatos de resolução e irregularidades de curto comprimento de onda. Métodos integrais, como χ , são particularmente úteis porque reduzem essa dependência da declividade local, permitindo estimar a declividade fluvial normalizada pela inclinação da relação elevação- χ , em vez de depender diretamente de regressões locais de declividade-área ou de derivadas ruidosas do perfil longitudinal (Perron; Royden, 2013; Mudd et al., 2014).

Comparar k_s entre rios exige cautela, pois k_s depende da concavidade adotada (Mudd et al., 2018). Em aplicações práticas, define-se uma concavidade de referência θ_{ref} e calcula-se a declividade fluvial normalizada pela área de drenagem (k_{sn}):

$$k_{sn} = S A^{\theta_{ref}}. \quad (6)$$

Essa normalização não é um detalhe técnico. Ela altera as magnitudes e, em redes com grande variação de área, também pode alterar os contrastes relativos entre trechos (Kirby; Whipple, 2012). Por isso, qualquer análise que use k_{sn} como *proxy* de potencial erosivo deve declarar θ_{ref} e justificar sua escolha (Peifer; Cremon; Alves, 2020). Quando K e clima são aproximadamente uniformes, variações em k_{sn} podem ser interpretadas como diferenças relativas de incisão ou de soerguimento efetivo. Quando U , K e o clima variam simultaneamente, essa leitura deixa de ser direta: k_{sn} passa a registrar uma combinação desses controles, e sua interpretação exige um contexto independente.

3. A transformação integral χ : derivação, propriedades, escolhas e extensões

A transformação χ pode ser entendida como uma mudança de coordenadas, decorrente de uma motivação conceitual e operacional. Conceitualmente, ela reorganiza o perfil longitudinal para levar em conta o efeito esperado da área de drenagem sobre a declividade fluvial (Perron; Royden, 2013). Operacionalmente, ela evita que a interpretação dependa da estimativa direta da declividade local a partir do MDE, uma etapa sensível ao ruído

topográfico, à resolução dos dados e às escolhas de suavização (Perron; Royden, 2013; Mudd et al., 2014). Em vez de representar o perfil apenas pela distância ao longo do rio, χ substitui x por uma distância integrada e ponderada pela área de drenagem a montante. Com isso, k_{sn} pode ser estimado pela inclinação da relação elevação- χ , e não pela derivação direta de z em relação a x ou por regressões locais de declividade-área (Perron; Royden, 2013; Mudd et al., 2014).

Essa operação preserva a conectividade com o nível de base e a geometria acumulada da rede de drenagem, mas reorganiza o perfil em uma coordenada na qual canais em equilíbrio, sob U e K comparáveis, tendem a apresentar relações aproximadamente lineares entre elevação e χ (Perron; Royden, 2013). Quando perfis que deveriam ser comparáveis não colapsam nesse espaço, a diferença pode indicar transiência, reorganização de drenagem, escolha inadequada de θ_{ref} , inconsistência de nível de base ou heterogeneidade espacial de U e/ou K . Portanto, χ não é apenas um número calculado ao longo da rede de drenagem, mas sim uma coordenada que organiza a comparação entre perfis sob hipóteses explícitas e com vantagens práticas em relação à estimativa direta de declividade (Perron; Royden, 2013; Mudd et al., 2014).

3.1. Derivação a partir do estado estacionário

Partindo da forma estacionária local do modelo *stream-power*, com $\partial z/\partial t \approx 0$, a Eq. (1) pode ser rearranjada na forma declividade-área. Como $S = |dz/dx|$, essa relação também pode ser lida como uma expressão diferencial para a variação da elevação ao longo do perfil longitudinal:

$$\frac{dz}{dx} = \left(\frac{U}{K}\right)^{1/n} A(x)^{-\frac{m}{n}}. \quad (7)$$

Integrando ao longo do rio desde um nível de base de referência x_b até um ponto x a montante (Perron; Royden, 2013):

$$z(x) = z(x_b) + \int_{x_b}^x \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} A(x')^{-\frac{m}{n}} dx'. \quad (8)$$

Introduzindo uma área de referência A_0 para tornar adimensional o termo envolvendo A , reescreve-se:

$$z(x) = z(x_b) + \left(\frac{U}{K A_0^m}\right)^{1/n} \chi(x). \quad (9)$$

A passagem da Eq. (8) para a Eq. (9) assume que U e K são espacialmente uniformes, ou suficientemente comparáveis no domínio analisado, de modo que o termo que multiplica a integral possa ser retirado da integral. Essa é a simplificação central da forma clássica de χ . Na prática, isso significa que a variação espacial do perfil em elevação- χ é atribuída sobretudo à geometria da rede de drenagem, à área de drenagem e aos transientes, e não a fortes contrastes espaciais de soerguimento ou erodibilidade. Quando essa hipótese não é defensável, a forma generalizada discutida na seção 3.5 é mais apropriada. Nessa expressão, χ é a coordenada transformada definida por (Perron e Royden, 2013):

$$\chi(x) = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x')}\right)^{\frac{m}{n}} dx' = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x')}\right)^{\theta} dx'. \quad (10)$$

Essa coordenada corresponde à distância ao longo do perfil fluvial ponderada pela área de drenagem a montante: combina geometria (dx) e topologia (A) numa coordenada de dimensão de comprimento (em geral, metros). Numericamente, calcula-se ao longo dos nós conectados da rede de drenagem por integração discreta ao longo da distância de fluxo. Na prática, a integral é aproximada por uma soma do tipo $\sum_i (A_0/A_i)^{\theta} \Delta x_i$, usando os incrementos de distância Δx_i e a área A_i associada a cada trecho.

3.2. A inclinação em elevação- χ e sua conexão com k_s e k_{sn}

A integração acima produz uma função que relaciona a elevação do perfil fluvial à coordenada χ . Sob U e K aproximadamente uniformes, e para um rio próximo ao equilíbrio, espera-se uma relação linear do tipo (Perron; Royden, 2013; Mudd et al., 2014):

$$z(x) = z(x_b) + M\chi. \quad (11)$$

Nessa expressão, $z(x_b)$ é o intercepto, isto é, a elevação do nível de base adotado, e M é a inclinação da relação elevação- χ . Sob as hipóteses do modelo *stream-power*, M representa o fator de escala imposto por U , K e pelos expoentes da lei de incisão (Mudd et al., 2014):

$$M = \left(\frac{U}{K A_0^m} \right)^{1/n}, \quad (12)$$

Se $A_0 = 1$, então:

$$M = \left(\frac{U}{K} \right)^{1/n} = k_s, \quad (13)$$

isto é, M coincide com o índice k_s (Eq. 5). Em aplicações práticas, porém, χ é frequentemente calculado com uma concavidade de referência θ_{ref} . Nesse caso, a inclinação em elevação- χ deve ser interpretada como k_{sn} (Mudd et al., 2014, 2018).

3.3. Consistência interna: linearidade e colapso de tributários

Perfis longitudinais convencionais $z(x)$ em função de x tendem a ser côncavos porque a declividade local fluvial diminui com o aumento da área de drenagem (Eq. 3 e 4). A transformação χ substitui x por uma coordenada que incorpora essa dependência e, por construção, lineariza a solução estacionária no espaço elevação- χ (Perron; Royden, 2013).

Quando um rio e seus tributários compartilham contextos semelhantes de U e K e a concavidade escolhida (θ_{ref}) é adequada à rede de drenagem, espera-se que o rio principal e os tributários colapsem em torno de uma tendência aproximadamente linear em elevação- χ (Perron; Royden, 2013). O inverso também é informativo: curvaturas sistemáticas e falta de colapso não devem ser tratadas como ruído, pois geralmente indicam transiência e/ou heterogeneidade espacial de U ou K , θ_{ref} inadequado ou uma combinação desses fatores.

Um protocolo prático para escolher θ_{ref} pode combinar: (1) linearidade do rio principal em elevação- χ , avaliada por ajustes lineares e diagnóstico de curvatura para valores testados de θ_{ref} (Mudd et al., 2018); e (2) colapso dos tributários sobre a tendência do rio principal, quantificado pela dispersão em torno da regressão do rio principal ou por um *misfit* ('desajuste') agregado ao longo de diferentes ordens de drenagem (Hergarten; Robl; Stüwe, 2016; Mudd et al., 2018). No software de código aberto *TopoToolbox* (Schwanghart; Scherler, 2014), por exemplo, rotinas como *mnoptimvar* podem automatizar o segundo critério, estimando o melhor θ_{ref} com base no desempenho de colapso dos tributários. Se o rio principal parece linear, mas os tributários não colapsam, isso é um alerta: a linearidade do tronco pode refletir compensações aleatórias entre heterogeneidades (por exemplo, litologia ou transientes) e a parametrização adotada (Mudd et al., 2018).

A Figura 1 sintetiza essas propriedades da transformação χ em um exemplo real. O painel B mostra os perfis longitudinais convencionais do rio principal e de seus tributários, enquanto o painel C mostra os mesmos perfis no espaço elevação- χ , calculado com $\theta_{ref} = 0.45$. A comparação evidencia dois pontos centrais. Primeiro, a transformação χ reorganiza os perfis em uma coordenada que reduz a influência da escala espacial dos canais e permite comparar, de forma mais direta, o rio principal e seus tributários. Segundo, as perturbações transientes compartilhadas, como rupturas de declividade (*knickpoints*) associadas a uma mesma queda do nível de base, tendem a se expressar em valores semelhantes de χ , ainda que ocorram em diferentes distâncias ao longo dos perfis longitudinais convencionais. Nesse espaço, a inclinação dos segmentos em elevação- χ fornece k_{sn} para o θ_{ref} adotado, enquanto desvios sistemáticos em relação a tendências aproximadamente lineares podem indicar transiência, escolha inadequada de parâmetros ou heterogeneidade espacial dos controles efetivos.

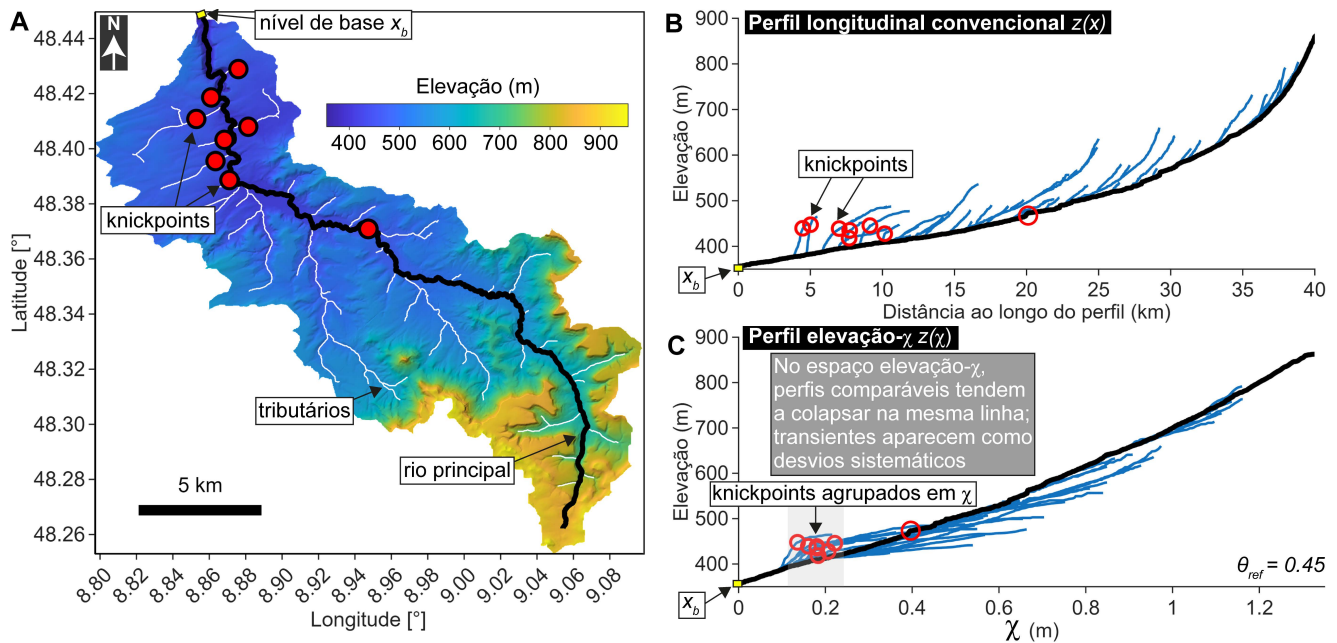


Figura 1. Exemplo didático da transformação χ em uma bacia submetida à perturbação transiente associada à queda do nível de base. (A) MDE da bacia analisada, derivado do LGL-BW ATKIS Digitales Geländemodell DGM 5 m (2005) com a rede de drenagem extraída com limiar de área de 1 km² usando o TopoToolbox, com o rio principal destacado em preto e os tributários em branco. Os círculos vermelhos indicam *knickpoints* identificados pelo algoritmo *knickpointfinder* do TopoToolbox, com tolerância de 30 m (e.g., Calegari et al., 2021). O nível de base adotado para o cálculo de χ , x_b , corresponde à saída da bacia analisada, na confluência com o rio receptor. (B) Perfis longitudinais convencionais, $z(x)$, do rio principal e de seus tributários. Observem que os *knickpoints* se alinham ao longo de uma faixa estreita de valores de elevação. (C) Os mesmos perfis representados no espaço elevação- χ , $z(\chi)$, calculados com $\theta_{ref} = 0.45$. A transformação χ substitui a distância ao longo do perfil por uma distância integrada e ponderada pela área de drenagem a montante. Com isso, perfis comparáveis tendem a se organizar em relações aproximadamente lineares e colineares, enquanto perturbações transientes compartilhadas aparecem como desvios sistemáticos. A inclinação dos segmentos no espaço elevação- χ fornece k_{sn} para o valor de θ_{ref} adotado; neste exemplo, os *knickpoints* se agrupam em valores semelhantes de χ , evidenciando uma resposta transiente comum.

3.4. O nível de base x_b : comum, arbitrário e sensível

No exemplo da Figura 1, o nível de base adotado, x_b , corresponde à saída da bacia analisada, definida pela confluência entre o canal principal dessa bacia e o rio receptor. Esse exemplo ilustra uma escolha simples e geomorfologicamente defensável de referencial para a integração de χ , mas também antecipa uma questão central: a comparabilidade entre perfis depende da escolha de um nível de base comum e de um domínio de cálculo coerente.

A integral de χ depende do limite inferior x_b . Portanto, valores de χ só são diretamente comparáveis quando os rios analisados são referenciados a um nível de base comum e calculados em um domínio que preserve a conectividade completa até esse nível de base ou de elevação de referência (Willett et al., 2014). Nesse contexto, “comum” tem um significado estrito: os canais comparados devem compartilhar a elevação de referência usada como limite inferior da integração. Essa condição não exige que os pontos usados para representar x_b tenham a mesma posição espacial, mas exige que as redes de drenagem sejam truncadas ou referenciadas de forma consistente à mesma elevação de nível de base. Caso contrário, diferenças em χ podem refletir apenas diferenças artificiais no ponto inicial da integração.

A escolha dessa elevação de referência é, em parte, arbitrária, mas não deve ser casual. Não existe um nível de base universalmente correto para todos os problemas, pois a escolha depende da escala da análise, da organização da rede de drenagem, da extensão do domínio disponível e do objetivo inferencial. Uma prática simples é usar a mesma elevação que intercepte todas as redes comparadas no domínio analisado, desde que a conectividade até essa referência seja preservada. Outra possibilidade é usar o nível de base absoluto, por exemplo, 0 m, quando a análise é conduzida até o nível do mar. Contudo, essa escolha pode ser operacionalmente

problemática em estudos continentais ou regionais extensos, pois exige MDEs que cobrem áreas muito grandes e podem incorporar trechos de baixo relevo, planícies aluviais ou áreas com incertezas hidrológicas e altimétricas desproporcionais ao problema analisado.

Por isso, em muitos casos é mais defensável escolher níveis de base comuns associados a limites geomorfológicos ou geológicos reconhecíveis. Exemplos incluem a confluência com um rio principal, a transição entre um tributário e o vale coletor regional, a passagem de um trecho predominantemente em leito rochoso para um domínio continuamente aluvial, ou a transição entre domínios geotectônicos ou morfoestruturais. O ponto central é que o nível de base escolhido seja explicitado, aplicado de forma consistente a todas as redes comparadas e justificável em relação ao problema geomorfológico. Abordagens desse tipo são coerentes com análises que tratam da geometria da rede de drenagem em relação a domínios regionais e a níveis de base controlados por grandes bacias ou por transições geomorfológicas (e.g., Winterberg; Willett, 2019).

Mesmo quando se impõe um x_b comum, padrões de χ podem ser sensíveis à posição escolhida para o nível de base e ao tamanho do domínio que assegura conectividade até esse ponto. Forte e Whipple (2018) demonstram esse problema nas Montanhas do Grande Cáucaso, onde mapas de χ calculados a partir de diferentes escolhas defensáveis de nível de base – níveis de base reais nas saídas para os mares Negro e Cáspio, uma elevação constante aproximando a frente da cordilheira, e a transição leito rochoso-aluvial – produzem interpretações distintas sobre a estabilidade dos divisores e, em alguns setores, até sobre a polaridade do sinal interpretado. Isso mostra que diferentes escolhas de x_b podem alterar não apenas a magnitude dos contrastes em χ , mas também qual lado do divisor parece apresentar χ relativamente maior ou menor para uma dada configuração de comparação. Por isso, inferências baseadas em χ podem incluir testes de sensibilidade às escolhas geomorfológicamente defensáveis de x_b , verificando se o sinal interpretado, por exemplo, a direção prevista de migração de divisores, permanece estável. Quando o sinal muda devido a uma variação plausível de x_b , essa instabilidade não deve ser ocultada: ela faz parte do resultado e indica que a inferência direcional é sensível ao referencial adotado.

3.5. χ generalizado quando U ou K variam no espaço

A forma clássica de χ (Eq. 10) é estritamente apropriada quando U e K podem ser tratados como aproximadamente uniformes no domínio analisado, de modo que variações do perfil em elevação- χ sejam atribuídas sobretudo à geometria da rede de drenagem e aos transientes (Perron; Royden, 2013). Em paisagens reais, essa aproximação nem sempre é adequada. Contrastes litológicos, heterogeneidade estrutural, variações espaciais de clima efetivo e gradientes tectônicos podem produzir variações relevantes de K e/ou U , de modo que parte do sinal observado em χ pode refletir essas variações, sem implicar, por si só, mobilidade de divisor.

Quando há variação espacial conhecida ou defensável de U e/ou K , a coordenada que lineariza a solução estacionária deve incorporar essa heterogeneidade. Para isso, pode-se decompor U e K em valores de referência e funções espaciais relativas:

$$U(x) = U_0 U^*(x), \quad (14a)$$

$$K(x) = K_0 K^*(x), \quad (14b)$$

em que U_0 e K_0 são valores escalares de referência, enquanto $U^*(x)$ e $K^*(x)$ são funções adimensionais que representam variações espaciais relativas de soerguimento efetivo e erodibilidade efetiva. Valores de U^* ou K^* maiores que 1 indicam setores relativamente maiores que o valor de referência; valores menores que 1 indicam setores relativamente menores. Com essa decomposição, uma forma generalizada pode ser escrita como (Willett et al., 2014):

$$\chi' = \int_{x_b}^x \left(\frac{U^*(x') A_0^m}{K^*(x') A(x')^m} \right)^{1/n} dx', \quad (15)$$

de modo que:

$$z(x) = z(x_b) + \left(\frac{U_0}{K_0 A_0^m} \right)^{\frac{1}{n}} \cdot \chi'. \quad (16)$$

O ponto central desta escrita não é sugerir que U^* e K^* sejam facilmente conhecidos com resolução espacial suficiente em qualquer aplicação. Na prática, essa formulação cumpre três funções complementares. Primeiro, ela disciplina a interpretação: diferenças em χ podem refletir heterogeneidade espacial de U e/ou K , e não apenas instabilidade do divisor ou transiência associada à reorganização da rede de drenagem. Em segundo lugar, ela torna explícito o que está sendo assumido ao se calcular o χ clássico: que as variações espaciais de U e K são pequenas, irrelevantes para o problema analisado, ou não podem ser incorporadas de modo independente e defensável. Terceiro, quando há informação externa sobre variações espaciais no soerguimento de rocha ou na erodibilidade efetiva, χ' pode ser usado como um teste operacional. A pergunta deixa de ser apenas “há contraste em χ ?” e passa a ser: o padrão interpretado, por exemplo, a direção prevista de migração por $\Delta\chi$, permanece quando se incorporam variações independentes e plausíveis de U^* e/ou K^* ?

Uma variação plausível de U^* ou K^* não deve ser definida com base no próprio padrão de χ que se deseja explicar. Para U^* , ela pode ser baseada em domínios tectônicos com taxas relativas de soerguimento de rocha bem estabelecidas, em dados geodésicos, termocronológicos, geológicos e geomorfológicos, em estimativas de incisão ou em cenários de modelagem numérica construídos para testar uma hipótese tectônica explícita. Para K^* , ela pode ser ancorada em contrastes litológicos mapeados, diferenças estruturais de fraturamento e de resistência, calibrações empíricas entre erodibilidade efetiva e taxas de erosão, ou em gradientes climáticos persistentes que afetem as vazões efetivas e a eficiência de incisão fluvial. Estudos como Ferrier et al. (2013), Gallen (2018), Peifer et al. (2021) e Molin et al. (2023) ilustram caminhos distintos para estimar ou justificar variações espaciais de K efetivo associadas, por exemplo, à precipitação, à litologia, à resistência das rochas, às taxas de denudação e à inversão de perfis fluviais.

A utilidade de χ' é, portanto, maior quando a paisagem contém contrastes espaciais fortes e independentes em U ou K . Em uma paisagem que cruza domínios tectônicos, morfoestruturais ou litológicos muito diferentes, por exemplo, espera-se que esses contrastes afetem os padrões espaciais de χ . Nesses casos, interpretar diretamente $\Delta\chi$ como mobilidade de divisores, sem considerar variações espaciais de U e K , pode levar a erros significativos, inclusive à inversão da polaridade da direção inferida de migração. Esse ponto é demonstrado por Whipple et al. (2017) e Forte e Whipple (2018), que mostram que anomalias em χ podem divergir de métricas mais diretamente ligadas ao relevo local e ao contraste erosivo junto ao divisor quando há variações espaciais de U , K , do clima ou do nível de base.

A formulação generalizada proposta por Willett et al. (2014) fornece a base conceitual para essa correção. Habousha et al. (2023) demonstram uma operacionalização explícita desse conceito em paisagens experimentais e numéricas submetidas a gradientes espaciais de soerguimento. Nesse caso, o cálculo de χ' incorpora uma grade espacial de U/K e permite avaliar a direção esperada de migração dos divisores sob condições de soerguimento diferencial (Habousha et al., 2023). O exemplo é particularmente didático porque o padrão de U é conhecido de antemão, o que evita circularidade. Em paisagens naturais, a aplicação equivalente exige estimativas independentes de U^* e/ou K^* , ainda que aproximadas. Quando tais estimativas existem, χ' é preferível ao χ clássico; quando não existem, a interpretação deve permanecer condicional e acompanhada de métricas complementares e de checagens de consistência.

3.6. χ e tempos de resposta fluvial: conexão com transientes

Perturbações do nível de base e mudanças nos controles efetivos de incisão propagam-se por redes de drenagem como um ajuste transiente, expresso por um aumento abrupto da declividade local (um *knickpoint*). No modelo de *stream-power*, é comum interpretar a migração desses transientes por meio de formulações de ondas cinemáticas. Nessa classe de aproximações, a posição de um *knickpoint* ao longo do perfil longitudinal obedece a uma velocidade de migração V_{kp} a montante que depende de K e da geometria hidráulica representada por A e S (Rosenbloom; Anderson, 1994; Whipple; Tucker, 1999):

$$V_{kp} = \frac{dx}{dt} = K A(x)^m S(x)^{n-1} . \quad (17)$$

Essa equação deve ser lida como uma aproximação da celeridade de migração de um *knickpoint*, válida sob hipóteses que nem sempre são integralmente satisfeitas em paisagens reais. Em particular, ela é mais defensável quando a drenagem é dominada por incisão fluvial em leito rochoso e a conectividade com o nível de base é

preservada. Em trechos aluviais extensos, com forte controle por sedimentos aluviais ou com contrastes litológicos abruptos, a interpretação de V_{kp} como celeridade efetiva deve ser tratada com prudência.

Ainda assim, a formulação é útil como ponte conceitual para a coordenada χ . O tempo integrado τ necessário para que um sinal transiente viaje do nível de base x_b até um ponto a montante x pode ser descrito como (Whipple; Tucker, 1999; Goren; Fox; Willett, 2014):

$$\tau(x) = \int_{x_b}^x \frac{1}{V_{kp}(x')} dx' = \int_{x_b}^x \frac{1}{K A(x')^m S(x')^{n-1}} dx'. \quad (18)$$

Comparando com a definição de χ (Eq. 10), nota-se que ambas são integrais ao longo da distância de fluxo, na qual a área de drenagem confere um peso sistemático. Por isso, χ pode ser entendida como uma coordenada que ordena a rede segundo um componente geométrico relacionado à “facilidade” de propagação de transientes em direção às cabeceiras ainda que a equivalência estrita com o tempo dependa de suposições adicionais sobre K e, para $n \neq 1$, sobre S .

No caso particular $n = 1$, a expressão da celeridade se simplifica para $V_{kp} = K A^m$, isto é, a migração depende apenas de A e K . Se, além disso, K é espacialmente uniforme e $A_0 = 1$, tem-se (Goren; Fox; Willett, 2014; Gallen, 2018):

$$\tau(x) = \frac{1}{K} \chi(x). \quad (19)$$

Nessa condição, χ é proporcional a um tempo de resposta cinemático com fator escalar $1/K$. Para $n \neq 1$, a presença de S^{n-1} torna τ sensível à forma do perfil longitudinal durante o ajuste (Whipple; Tucker, 1999; Goren; Fox; Willett, 2014). Mesmo assim, a intuição permanece: χ descreve um componente geométrico de como sinais associados a mudanças no nível de base ou na eficiência erosiva tendem a se organizar na rede.

Essa conexão ajuda a justificar por que χ é útil para discutir desequilíbrios e por que surge naturalmente nos diagnósticos de captura. Após uma captura, por exemplo, trechos recém-anexados passam a responder a um novo nível de base efetivo e a um novo estado de conectividade, de modo que a reorganização pode ser interpretada como um transiente que se propaga pela geometria da rede de drenagem. Nessa leitura, χ não “data” o evento, mas oferece uma coordenada conveniente para organizar padrões de ajuste e, com cautela, comparar trechos que compartilham ou não o mesmo referencial de base e os mesmos parâmetros efetivos (Willett et al., 2014).

4. Migração gradual de divisores: inferência por métricas entre bacias adjacentes

4.1. Ideia física, escala temporal implícita e limites interpretativos

A migração gradual de um divisor ocorre quando há contraste persistente no rebaixamento relativo da superfície entre lados opostos do divisor (Gilbert, 1877; Willett et al., 2014; He et al., 2024). Em termos operacionais, se um lado do divisor reduz a elevação da superfície de forma mais eficiente do que o outro, seja por maior erosão, menor soerguimento relativo, ou ambos, o divisor tende a deslocar-se em direção ao lado que rebaixa mais lentamente, transferindo área de drenagem ao longo do tempo. Métricas topográficas não observam esse movimento diretamente. Elas diagnosticam padrões de desequilíbrio compatíveis com uma direção provável de mobilidade, sob hipóteses explicitadas.

O uso de χ nesse contexto baseia-se no fato de que, no arcabouço do *stream-power* e sob um mesmo referencial de nível de base, diferenças em χ entre cabeceiras que competem por um mesmo divisor podem ser interpretadas como diferenças geométricas associadas ao estado do sistema (Willett et al., 2014). A intuição física pode ser apresentada de forma simples explorando a simetria do problema de comparação: quando duas bacias adjacentes são emparelhadas por um mesmo segmento local de divisor, a elevação do divisor é a mesma para ambos os lados e, quando a análise é conduzida corretamente, o nível de base de referência x_b também deve ser comum. Isso significa que a integração de χ deve partir da mesma elevação de referência para os canais comparados, ainda que a posição espacial dos pontos utilizados para representar essa referência não precise ser a mesma.

A Figura 2 aplica essa lógica à comparação entre dois canais adjacentes no Roan Plateau. Os painéis *A* e *B* mostram, em planta e em visão oblíqua, dois canais que compartilham um divisor comum e são referidos à mesma elevação de nível de base associada ao Rio Colorado. Os painéis *C* e *D* mostram esses canais em perfil longitudinal convencional e no espaço elevação- χ . Em *C*, ambos os perfis alcançam o mesmo divisor, na mesma elevação, e já

mostram geometrias longitudinais diferentes; contudo, a comparação pela distância convencional, sozinha, não isola o contraste ponderado pela área de drenagem que se torna explícito no espaço elevação- χ . Em D, para a mesma diferença de elevação entre x_b e o divisor comum, os dois canais apresentam valores distintos de χ máximo. O rio com caminho mais longo até o nível de base apresenta χ máximo maior, enquanto o rio com caminho mais curto apresenta χ máximo menor. Esse contraste entre χ máximo maior e χ máximo menor expressa o desequilíbrio geométrico da drenagem e sustenta a inferência de migração do divisor em direção ao lado com χ máximo maior, isto é, o lado que se encontra relativamente mais alto em relação ao seu perfil estacionário esperado.

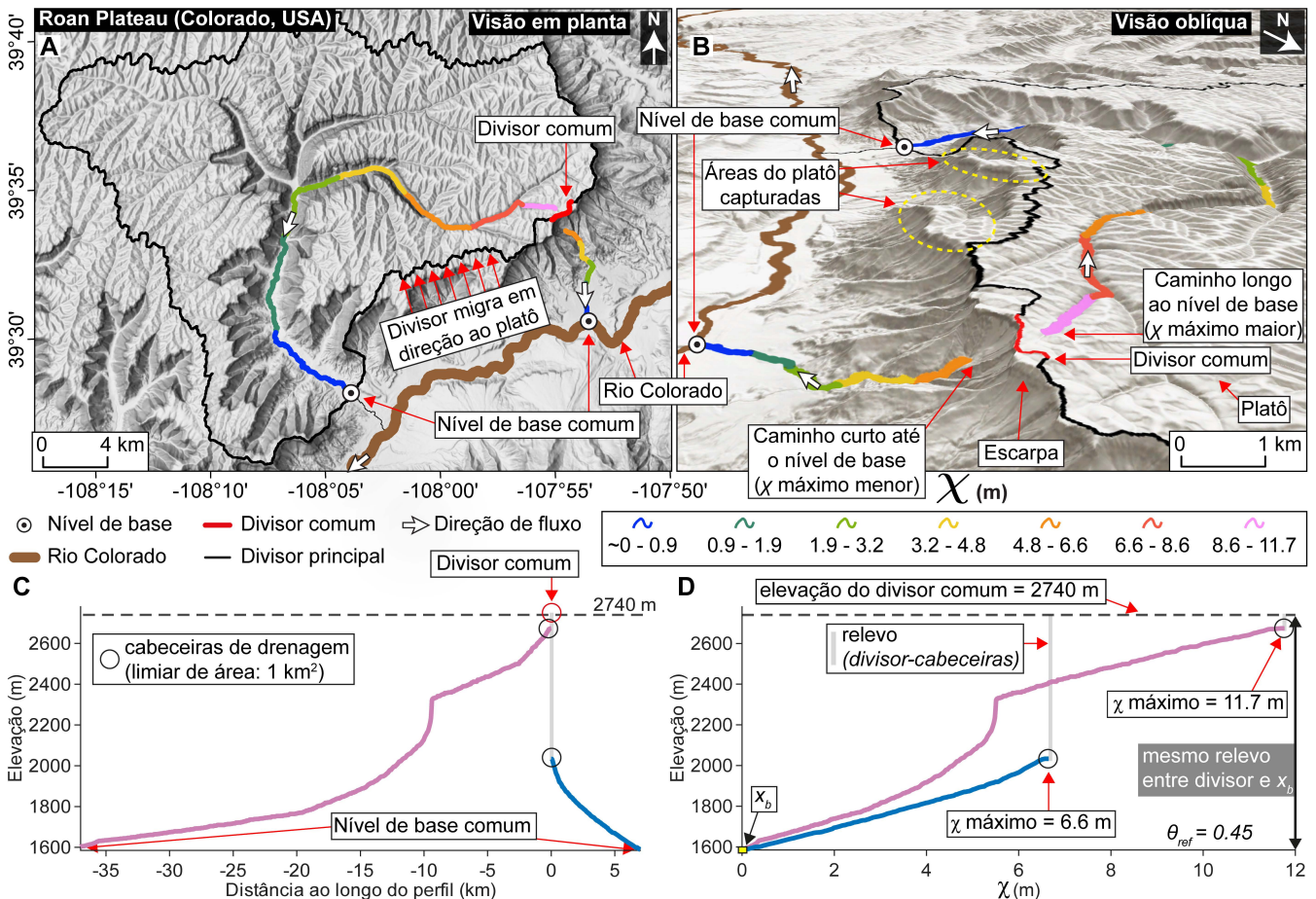


Figura 2. χ e instabilidade de divisores em bacias adjacentes, exemplificados no Roan Plateau (Colorado, EUA). (A) Visão em planta dos canais comparados, do divisor principal, do divisor comum e do Rio Colorado. A elevação da confluência do tributário mais a montante com o Rio Colorado foi adotada como nível de base comum x_b ; o outro sistema, cuja confluência ocorre mais a jusante e em elevação menor, é referenciado à mesma elevação de x_b para garantir comparabilidade. As cores ao longo dos canais representam valores de χ , que aumentam com a distância integrada ao nível de base. (B) Visão oblíqua do mesmo setor, destacando o contraste entre caminhos curtos e longos até o nível de base comum, bem como a relação entre o platô, a escarpa e as áreas capturadas. (C) Perfis longitudinais convencionais dos dois canais comparados, representados em relação ao divisor comum. A linha horizontal tracejada indica a elevação do divisor e os círculos pretos indicam as cabeceiras de drenagem definidas pelo limiar de área de 1 km². (D) Perfis dos mesmos canais em elevação- χ , referidos ao mesmo x_b . Para a mesma diferença de elevação entre x_b e o divisor comum, o rio com caminho mais longo apresenta χ máximo maior, enquanto o rio com caminho mais curto apresenta χ máximo menor. Esse contraste é consistente com o desequilíbrio geométrico da rede e com a migração do divisor em direção ao lado de χ máximo maior. MDE: Copernicus DEM 30 m.

Nesse cenário, valores relativamente mais altos de χ na vizinhança da cabeceira indicam que, para conectar o mesmo referencial a jusante ao entorno do divisor, a rede acumulou uma distância ponderada por área maior. Para a mesma diferença de elevação entre x_b e o divisor comum, isso corresponde a uma menor inclinação no espaço elevação- χ em relação ao lado oposto. Sob a hipótese de uniformidade espacial de U e K , essa assimetria geométrica implica que o divisor tende a migrar em direção ao lado com maior χ (Willett et al., 2014).

Um ponto que vale explicitar é a escala temporal implícita. Métricas baseadas em χ integram informação ao longo de toda a rede de drenagem até o nível de base e, por isso, carregam uma “memória” espacial e temporal mais longa do que as métricas calculadas apenas no entorno imediato do divisor (He et al., 2024). Em contraste, métricas baseadas em relevo local junto ao divisor tendem a refletir assimetrias mais locais e podem responder mais rapidamente a mudanças recentes, justamente por dependerem menos do domínio inteiro e do referencial regional (He et al., 2024).

4.2. Consistências necessárias antes de comparar bacias adjacentes por $\Delta\chi$

Aqui, $\Delta\chi$ refere-se ao contraste entre valores de χ medidos nas cabeceiras ou em segmentos equivalentes situados em lados opostos de um mesmo divisor. Em sua forma mais simples, $\Delta\chi$ pode ser calculado como $\chi(\text{lado } 1) - \chi(\text{lado } 2)$ para pares de cabeceiras emparelhadas. O sinal de $\Delta\chi$ depende, portanto, da convenção adotada para nomear os lados comparados. Por isso, qualquer interpretação direcional precisa declarar explicitamente essa convenção e indicar qual lado apresenta χ maior em relação ao divisor.

Antes de interpretar qualquer mapa de contraste em χ entre bacias adjacentes emparelhadas por um mesmo divisor, três checagens de consistência precisam ser satisfeitas (Willett et al., 2014; Forte; Whipple, 2018). A primeira é a consistência de nível de base: perfis e redes comparados devem satisfazer as condições discutidas na seção 3.4, isto é, devem estar referenciados à mesma elevação de x_b e calculados em um domínio que preserve conectividade completa até esse referencial. Nesta etapa, o objetivo não é redefinir os critérios de escolha de x_b , mas verificar se a comparação por $\Delta\chi$ não está sendo contaminada por diferenças artificiais de referência, truncamento ou recorte espacial.

A segunda é a consistência topológica. Cabeceiras comparadas precisam, de fato, competir pelo mesmo divisor local e drenar, no domínio de cálculo, para o mesmo referencial de base. Comparar bacias com elevações de saída diferentes, ou parear cabeceiras que não se enfrentam por meio do mesmo segmento de divisor, mistura sinais e pode produzir padrões que parecem coerentes apenas pela geometria do recorte. A terceira é a consistência geomorfológica. Contrastes litológicos, tectônicos ou climáticos marcantes podem gerar ou modificar diferenças efetivas de K e/ou U , manifestando-se como contrastes em χ e em relevo local. Isso não invalida a análise; pelo contrário, pode revelar controles importantes sobre o rebaixamento relativo da superfície e a mobilidade dos divisores. Contudo, muda a interpretação: em regiões heterogêneas, um padrão de contraste em χ deve ser tratado como hipótese condicionada de desequilíbrio, cuja plausibilidade depende da concordância com outras evidências, métricas complementares ou, quando possível, da correção por χ' baseada em informação independente sobre U^* e/ou K^* .

Essas consistências não são apenas exigências formais; definem o que $\Delta\chi$ pode ou não significar em termos geomorfológicos. Como discutido na seção 3.4, Forte e Whipple (2018) mostram que escolhas plausíveis de x_b podem alterar a magnitude e até a polaridade das anomalias em χ . De modo complementar, Whipple et al. (2017) mostram que anomalias em χ podem ocorrer mesmo em divisores estáveis quando há variabilidade espacial no soerguimento de rocha, na erodibilidade ou no clima. Portanto, um contraste em $\Delta\chi$ deve ser tratado como hipótese condicionada de desequilíbrio, e não como diagnóstico automático de mobilidade. A inferência se fortalece quando o sinal permanece estável sob escolhas defensáveis de x_b , θ_{ref} , domínio de cálculo e, quando pertinente, U e/ou K , e quando converge com métricas locais e evidências geomorfológicas independentes.

4.3. Fluxo operacional para inferir mobilidade por contraste em χ entre bacias adjacentes

Um fluxo de trabalho reprodutível começa pelo preparo do MDE e por decisões documentadas sobre condicionamento hidrológico. Essas decisões incluem, no mínimo, o método de preenchimento ou tratamento de depressões (e.g., *carve*); a resolução do dado topográfico; o limiar de área utilizado para extrair a rede de drenagem; o nível de base adotado; o domínio de cálculo; o valor de θ_{ref} ; o critério de pareamento das cabeceiras; e a convenção de sinal adotada para $\Delta\chi$. Elas devem ser tratadas como parte do resultado, pois condicionam diretamente os valores calculados e a interpretação direcional.

Em seguida, define-se um limiar de área para extração da rede de drenagem que represente a escala fluvial de interesse. Essa escolha é sensível porque, abaixo de um certo limiar, a “rede” extraída pode incluir trechos dominados por escoamento difuso e por processos de encosta (Kirby; Whipple, 2012). Como regra conservadora, limiares da ordem de 1 km² tendem a reduzir esse risco em aplicações regionais, embora valores menores sejam

comuns e possam ser apropriados dependendo da resolução do MDE, da escala da bacia e do contexto geomorfológico, desde que justificados. É boa prática testar uma faixa de limiares e verificar a estabilidade dos divisores principais, a coerência com a morfologia dos vales e a persistência do sinal interpretado.

Depois, com base nos critérios da seção 3.4, registra-se o nível de base x_b e delimita-se o domínio de cálculo. Por domínio de cálculo, entende-se o recorte espacial no qual a rede de drenagem é extraída, integrada e comparada, preservando a conectividade completa de todas as redes analisadas até x_b . Esta etapa deve verificar, e não apenas assumir, que o nível de base é comum, que as confluências relevantes foram preservadas e que as cabeceiras comparadas pertencem ao mesmo problema geomorfológico.

Com o domínio fixado, escolhe-se um valor de melhor ajuste para θ_{ref} ou um valor de referência justificado pela literatura e pelos dados analisados (cf. Mudd et al., 2018). Só então calcula-se χ para toda a rede e procede-se ao emparelhamento de cabeceiras entre bacias adjacentes que compartilham o mesmo divisor local e drenam no domínio de cálculo para o mesmo referencial de nível de base. Esse emparelhamento pode ser feito por diferentes protocolos, como pares de cabeceiras opostas ao longo de um divisor comum, janelas móveis ao longo da rede de divisores, ou procedimentos automatizados baseados na topologia da rede. Em todos os casos, o critério adotado deve ser declarado, pois pareamentos diferentes podem enfatizar segmentos distintos do divisor.

Com as cabeceiras emparelhadas, computa-se $\Delta\chi$, isto é, o contraste em χ entre os lados comparados, e mapeiam-se o sinal e a magnitude ao longo do divisor. A convenção usada para calcular o contraste deve ser explícita, por exemplo, por $\Delta\chi = \chi(\text{lado 1}) - \chi(\text{lado 2})$, de modo que valores positivos e negativos tenham significado direcional reproduzível. Também é necessário garantir que o pareamento respeite a topologia do divisor, evitando a comparação de cabeceiras que não competem diretamente pelo mesmo segmento local (e.g., Beeson, McCoy e Keen-Zebert, 2017; Hu et al., 2021).

Quando viável, o cálculo deve ser repetido com variações plausíveis de x_b e de θ_{ref} , a fim de verificar a robustez do padrão (cf. Forte; Whipple, 2018). Em paisagens com heterogeneidade litológica, climática ou tectônica bem documentada, esse teste deve incluir também a possibilidade de recalcular χ' em cenários independentes de U^* e/ou K^* . O resultado mais importante não é apenas a magnitude de $\Delta\chi$ em um cenário preferido, mas a estabilidade do sinal interpretado: se a direção prevista de migração muda quando se usam alternativas defensáveis de x_b , θ_{ref} , U^* ou K^* , essa sensibilidade deve ser reportada como parte do diagnóstico, e não tratada como um detalhe técnico.

4.4. Assimetria de relevo local e direção de migração prevista

A tradição de interpretar a mobilidade de divisores a partir de assimetrias topográficas remonta à lógica de Gilbert (1877), segundo a qual divisores tendem a migrar quando há contraste persistente nas taxas de erosão entre os lados que competem por um mesmo divisor. Na literatura recente, métricas como relevo local, gradiente médio de encosta e elevação de cabeceiras, geralmente referidas como “métricas de Gilbert” (e.g., Forte; Whipple, 2018), têm sido usadas como complementos às métricas baseadas em χ , justamente porque respondem de forma mais local ao contraste erosivo próximo ao divisor (Whipple et al., 2017; Forte; Whipple, 2018). Nesta nota, essas métricas são tratadas como indicadores complementares, e não como substitutas de χ . Sua função é avaliar se a tendência inferida por χ é consistente com a assimetria local da paisagem.

Métricas baseadas em χ integram informação ao longo de toda a bacia e tendem a refletir desequilíbrios em escalas de tempo e de espaço relativamente longas. Para refletir desequilíbrios concentrados no entorno imediato do divisor, é útil incorporar métricas baseadas no relevo de encosta, com menor dependência do domínio regional e do nível de base adotado (Forte; Whipple, 2018; He et al., 2024).

A divergência entre métricas integradas e locais pode ser informativa do ponto de vista geomorfológico. Em Madagascar, por exemplo, Clementucci et al. (2025) mostram setores em que diferenças de χ em relação ao divisor indicam uma direção de mobilidade de longo termo, enquanto métricas locais associadas a k_{sn} e ao relevo próximo aos divisores sugerem uma tendência oposta em escala mais curta. Essa discordância é interpretada no contexto de reorganizações decorrentes de rifteamento, vulcanismo e de atividade tectônica cenozoica localizada. Casos desse tipo ilustram por que χ e métricas de relevo local não devem ser tratados como redundantes: quando convergem, reforçam a interpretação; quando divergem, apontam para diferenças de escala temporal, controles geológicos ou transientes sobrepostos que precisam ser discutidos.

Uma forma prática de representar essa assimetria é medir o relevo de encosta associado ao divisor como a diferença de elevação entre o divisor e a cabeceira de drenagem definida pela rede de drenagem extraída em cada lado (Scherler; Schwanghart, 2020):

$$HR = z_{div} - z_{canal} , \quad (20)$$

em que z_{div} é a elevação no divisor e z_{canal} é a elevação na cabeceira correspondente em cada lado. Na prática, z_{canal} é a elevação do primeiro nó da rede extraída em relação ao limiar de área adotado (Scherler; Schwanghart, 2020). Como todas as cabeceiras são definidas por um mesmo limiar de área contribuinte, a comparação é feita entre canais competidores cujos pontos de início acumulam, aproximadamente, a mesma área a montante. Isso reduz um problema comum de comparabilidade, em que “cabeceiras” são escolhidas em posições hidrológicas distintas em cada bacia.

A magnitude da assimetria pode ser sintetizada por um índice adimensional (Scherler; Schwanghart, 2020):

$$DAI_{adj} = \left| \frac{HR_1 - HR_2}{HR_1 + HR_2} \right| , \quad (21)$$

em que HR_1 e HR_2 são valores representativos do relevo de encosta nos dois lados de um segmento de divisor. Valores próximos de zero indicam um divisor localmente simétrico, enquanto valores elevados indicam forte assimetria local, compatível com contraste de potencial erosivo ao longo do divisor (Scherler; Schwanghart, 2020). Como essa forma usa valor absoluto, ela descreve a magnitude da assimetria, mas não preserva a direção do contraste.

Quando o objetivo é inferir direção provável de mobilidade, é necessário manter também uma forma assinada:

$$DAI_s = \frac{(HR_1 - HR_2)}{(HR_1 + HR_2)} . \quad (22)$$

Nesse caso, a convenção de sinal deve ser declarada. Por exemplo, se valores positivos forem definidos como $HR_1 > HR_2$, então o sinal indica que o lado 1 apresenta maior relevo de encosta em relação ao lado 2; a interpretação direcional dependerá da forma como o lado 1 e o lado 2 foram atribuídos no pareamento e da hipótese adotada para relacionar maior topografia local, potencial erosivo e migração do divisor. Sem essa convenção, a métrica indica assimetria, mas não comunica de forma reprodutível a direção inferida.

4.5. Limite inferencial: diagnóstico de instabilidade versus evento discreto

Em síntese, os contrastes em χ e as métricas de assimetria de encosta fornecem diagnósticos condicionados de instabilidade e da direção provável de mobilidade dos divisores, sob as hipóteses do arcabouço adotado (He et al., 2024). Essas métricas indicam tendências a serem avaliadas e corroboradas por evidências independentes, não constituindo comprovação direta de processo. Isoladamente, elas não distinguem de forma inequívoca migração gradual de divisor, reorganização por captura discreta ou efeitos de controles litológicos, estruturais, climáticos ou tectônicos.

A pergunta geomorfológica geral permanece ligada à reorganização da rede de drenagem, mas o alvo inferencial muda. Na migração gradual, busca-se diagnosticar uma tendência de mobilidade sob desequilíbrio, geralmente expressa por um contraste persistente de rebaixamento relativo da superfície entre os lados de um divisor. Em capturas discretas, busca-se demonstrar uma mudança de conectividade, isto é, evidência de que parte da rede que hoje drena para uma bacia esteve anteriormente conectada a outra. Por isso, a interpretação de capturas exige uma lógica probatória distinta, baseada em arquivos topográficos, sedimentares, estratigráficos, biogeográficos ou cronológicos que sustentem a reconstrução de conectividade pretérita. A seção 5 trata desse segundo alvo inferencial.

5. Capturas fluviais discretas: resposta pós-captura, arquivos topográficos e lógica de identificação

5.1. Captura como mudança topológica e por que o registro é assimétrico

A captura fluvial é uma reorganização discreta da conectividade na rede de drenagem. Diferentemente da migração gradual de divisores, que decorre de ajustes progressivos, a captura envolve uma mudança topológica abrupta: cabeceiras que drenavam para uma bacia passam a escoar para outra bacia adjacente (Bishop, 1995). A pergunta “quem drena para onde?” muda e, com ela, mudam a partição da área de drenagem, os fluxos de água e de sedimento e, por consequência, os padrões de incisão e de rebaixamento relativo da superfície.

O desafio metodológico na identificação de capturas por dados topográficos não é simplesmente que as evidências possam estar ausentes. Ao contrário, capturas podem produzir registros duráveis, especialmente quando preservam geometria herdada em escala de vale. O problema é que o registro é desigual e ambíguo, podendo ser sobreimpresso por ajustes posteriores. A captura ocorre em um intervalo relativamente curto quando comparado ao tempo necessário para que perfis longitudinais, encostas e divisores se ajustem ao novo particionamento de área (Whipple et al., 2017). Parte do sinal é transiente, como *knickpoints* e deslocamentos nos perfis de elevação- χ , e tende a enfraquecer durante o reequilíbrio. Outra parte pode persistir por mais tempo, como *windgaps*, vales decapitados e geometrias *underfit*. Quando arquivos diagnósticos são preservados, como depósitos fluviais, terraços, cascalheiras, indicadores de paleofluxo ou registros biogeográficos, essas linhas independentes de evidência também podem restringir temporalmente a reorganização.

5.2. Redes de divisores e *windgaps* como segmentos herdados de antigas passagens fluviais

Divisores de drenagem são frequentemente representados como linhas-limite entre bacias. Na paisagem, contudo, eles formam conjuntos conectados de cristas e interflúvios que separam bacias e sub-bacias vizinhas. Esses elementos conectados podem ser tratados como uma rede de divisores, geometricamente análoga à rede de drenagem que delimitam (Scherler; Schwanghart, 2020; Figura 3). Tratar divisores como uma rede torna explícitas sua continuidade lateral, sua hierarquia e suas relações topológicas, além de oferecer uma estrutura consistente para localizar, medir e comparar segmentos específicos de divisor na organização mais ampla da paisagem.

A hierarquia dessa rede pode ser estabelecida computacionalmente com base na conectividade entre canais, cristas e bacias adjacentes. Em ferramentas como o *DIVIDEobj* do TopoToolbox, divisores são extraídos como uma rede conectada entre canais vizinhos, permitindo associar cada segmento às bacias que ele separa e calcular atributos como posição na rede, extensão, distância acumulada ao longo da crista, elevação, relevo local e área das bacias adjacentes (Scherler; Schwanghart, 2020). A Figura 3 ilustra essa passagem ao mostrar que interflúvios já visíveis na organização espacial dos vales podem ser extraídos e analisados como segmentos de uma rede conectada de divisores. Essa hierarquia não significa que todos os divisores tenham a mesma função geomorfológica. Divisores principais separam bacias maiores e integram porções mais longas da rede, enquanto divisores secundários organizam interflúvios locais e cabeceiras adjacentes. Essa distinção é importante porque *windgaps* e capturas podem ocorrer em diferentes níveis da rede de divisores, com escalas, potencial de preservação e detectabilidade distintos.

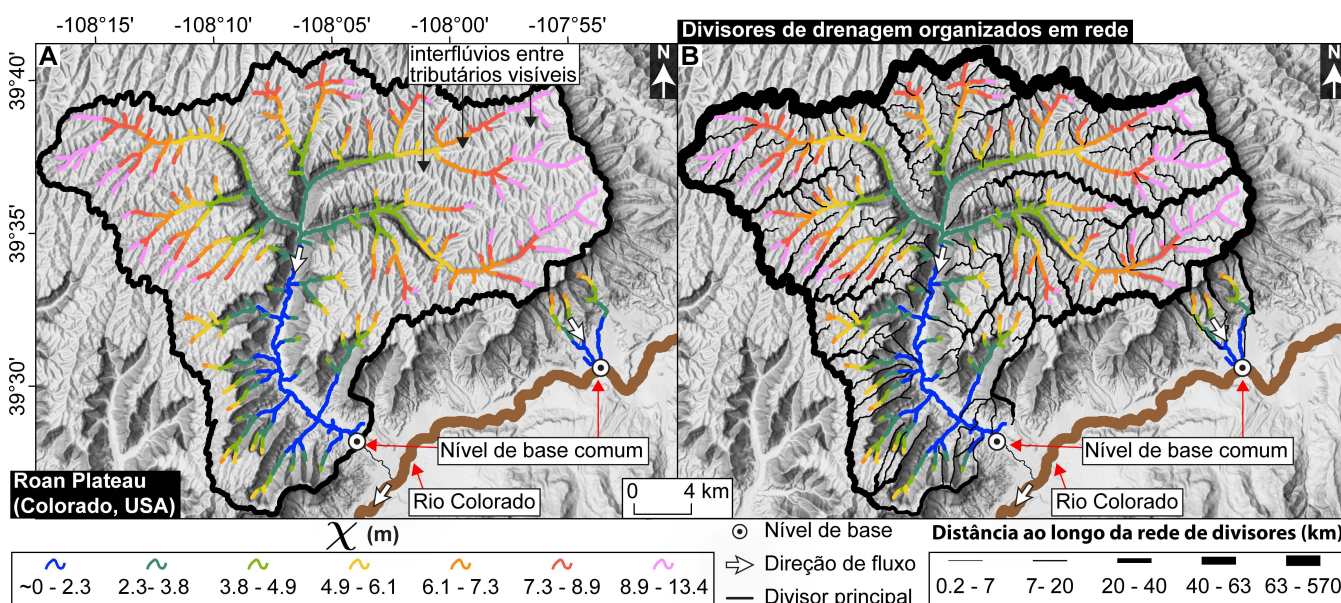


Figura 3. (A) Visão em planta mostrando a rede de drenagem e o divisor principal que separa bacias adjacentes. As cores ao longo da rede de drenagem representam χ , calculado a partir de um nível de base comum, arbitrário, mas aplicado de forma consistente em toda a área. Embora apenas o divisor principal esteja explicitamente traçado, os interflúvios que separam tributários já são reconhecíveis na organização espacial dos vales e cristas. (B) Rede de divisores extraída com o algoritmo *DIVIDEobj* do TopoToolbox (Scherler; Schwanghart, 2020) e representada como uma rede conectada. Os segmentos são ordenados e simbolizados por classes de distância acumulada ao longo da

rede de divisores, indicadas pela espessura das linhas. Os elementos de divisor mapeados em (B) correspondem a interflúvios já visíveis em (A), demonstrando que a rede de divisores não é apenas uma abstração computacional, mas uma representação explícita de elementos geomórficos conectados presentes na paisagem. Tratar esses elementos como uma rede permite atribuir a segmentos individuais de divisor atributos como posição, distância, hierarquia, extensão, elevação, relevo e área das bacias adjacentes. MDE: Copernicus DEM 30 m.

Uma vez que os divisores são representados como uma rede conectada, *windgaps* podem ser identificados como segmentos específicos dentro dessa rede. Em termos topográficos, candidatos a *windgap* correspondem a trechos rebaixados de divisor, flanqueados por segmentos mais elevados, que preservam morfologia compatível com um antigo eixo de vale. Os casos mais diagnósticos combinam baixa elevação relativa, convergência de encostas em direção ao divisor e um fundo de vale reconhecível, ou continuidade em escala de vale, estendendo-se para ambos os lados do divisor. Quando essas condições ocorrem, a feição pode ser interpretada como *windgap*, isto é, um segmento do divisor atual que retém geometria de vale associada a uma antiga conexão fluvial, mas que não é mais atravessado por um curso d'água ativo (Bishop, 1995; Shelef; Goren, 2021).

Essa leitura baseada em rede é importante porque *windgaps* não são simples pontos baixos incidentais ao longo dos divisores. Em uma captura discreta, a antiga conexão entre bacias é interrompida e parte do corredor de drenagem que antes conduzia o escoamento passa a integrar o divisor atual. Ao menos inicialmente, portanto, a captura produz um segmento rebaixado de divisor localizado ao longo da antiga passagem fluvial. Esse segmento será reconhecível como *windgap* quando a geometria herdada do vale for preservada. O que varia não é a relação genética entre captura e interrupção da antiga passagem, mas a preservação e a detectabilidade do arquivo topográfico resultante. O tempo decorrido desde a captura, a erosão subsequente, a sedimentação, a incisão pós-captura e os controles geológicos podem manter a feição nítida, torná-la sutil ou mascará-la. A Figura 4 sintetiza essa sequência pós-captura, do desvio topológico inicial ao reequilíbrio prolongado, e reúne os principais arquivos topográficos que podem ser preservados ao longo desse ajuste.

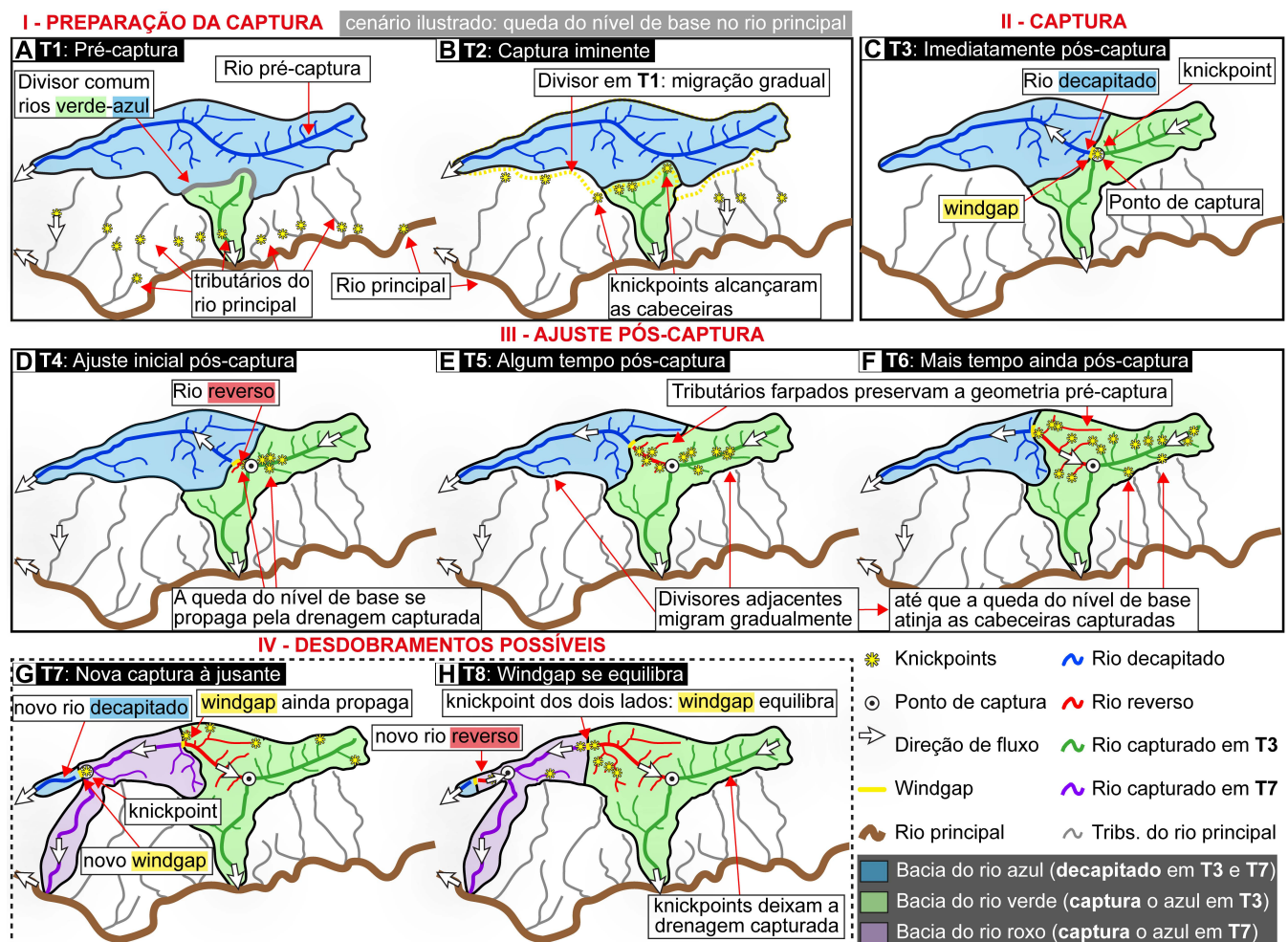


Figura 4. Sequência conceitual de captura fluvial e ajustes pós-captura da paisagem. A figura ilustra um cenário em que a queda do nível de base no rio principal favorece a bacia captora, mas a sequência sintetiza respostas geomorfológicas gerais que também podem ser desencadeadas por outros mecanismos, como retração de escarpa, erosão regressiva, contrastes litológicos ou tectônicos e reorganização a jusante. (A-B) *Preparação da captura*: bacias adjacentes, separadas por um divisor comum, entram em desequilíbrio progressivo devido à queda do nível de base no rio principal. *Knickpoints* propagam-se pela drenagem da bacia do rio verde, tornando-a mais eficiente em termos erosivos, e o divisor migra gradualmente em direção à bacia do rio azul. (C) *Captura*: parte da bacia do rio azul passa a drenar para a bacia do rio verde; o ponto de captura é estabelecido; o rio azul é decapitado e o antigo eixo de conexão passa a integrar o divisor como *windgap*. (D-F) *Ajuste pós-captura*: a drenagem anexada responde à queda efetiva do nível de base; um rio reverso pode se desenvolver no vale herdado e o *windgap* pode migrar pelo vale decapitado. O vale herdado a jusante do *windgap* permanece superdimensionado em relação à drenagem remanescente, configurando uma condição *underfit*. Ao cruzar confluências herdadas, o rio reverso pode capturar tributários em sequência, formando tributários farpados que preservam a geometria pré-captura. (G-H) *Desdobramentos possíveis*: uma nova captura a jusante pode reorganizar o sistema, gerar um novo *windgap* e impor uma nova transiência; alternativamente, com o ajuste progressivo dos perfis e a redução do contraste de rebaixamento relativo entre os lados, o *windgap* pode desacelerar, tornar-se episódico ou se equilibrar. As cores distinguem as bacias em diferentes momentos da sequência; símbolos indicam *knickpoints*, ponto de captura, direção de fluxo, *windgaps*, rio principal, rio decapitado, rio reverso e tributários do rio principal.

5.3. Resposta pós-captura: do desvio inicial ao reequilíbrio prolongado

Um evento de captura redistribui abruptamente áreas de drenagem e impõe condições pós-captura contrastantes entre o lado que ganha área e o que perde (Bishop, 1995; Willett et al., 2014; Whipple et al., 2017; Figura 4C–4H). A Figura 4 organiza essa sequência em quatro blocos: preparação da captura (4A–4B), captura propriamente dita (4C), ajuste pós-captura (4D–4F) e desdobramentos possíveis (4G–4H). No lado que ganha área, o rio captor passa a drenar uma área maior, elevando sua capacidade de incisão nas proximidades do ponto de captura. Com frequência, isso gera um ajuste transiente, expresso por um *knickpoint* que migra para montante e transmite uma queda efetiva do nível de base na rede recém-anexada (Figura 4C–D).

No lado que perde área, o rio pré-captura torna-se decapitado: perde conectividade com parte importante de sua área de drenagem anterior e passa a operar com vazões e capacidade erosiva menores (Bishop, 1995; Willett; McCoy; Beeson, 2017; He et al., 2024; Figura 4C). Como a geometria do vale foi esculpida sob a condição pré-captura, o setor decapitado tende a preservar um vale amplo demais para a drenagem moderna, configurando uma condição *underfit* (Small, 1978; Bishop, 1995; Figura 4C–F).

A própria captura transforma parte do antigo eixo de conexão em um divisor de baixa elevação, o *windgap*. O *windgap* não corresponde a todo o paleovale, mas sim ao trecho do vale herdado que passa a funcionar como divisor entre a drenagem captora e a decapitada. O paleovale, por sua vez, pode permanecer reconhecível em escala de vale em ambos os lados desse divisor rebaixado. No lado captor, parte do antigo vale pode ser incorporada ao novo sistema de drenagem e passar a escoar em sentido oposto ao da configuração pré-captura, formando um rio reverso (Harel et al., 2019; Shelef; Goren, 2021; Qu et al., 2025; Figura 4D–E). Aqui, rio reverso designa um segmento que escoar em sentido oposto ao do fluxo herdado do paleovale pré-captura. Portanto, o termo não se refere apenas a uma declividade local incomum, mas à inversão do sentido de escoamento em relação à organização anterior do vale.

Embora rebaixado em relação às cristas vizinhas, o *windgap* funciona como o alto topográfico que separa a drenagem que ganhou área da drenagem decapitada (Figura 4C). A redistribuição de área tende a aumentar as taxas de incisão no lado captor e a reduzi-las nas cabeceiras decapitadas, produzindo um contraste de rebaixamento relativo da superfície através do *windgap*. Quando esse contraste é grande e persistente, o *windgap* pode migrar para o interior do vale decapitado (Shelef; Goren, 2021; Figura 4D–4E). Essa migração pode ser favorecida porque o *windgap* recua ao longo do fundo do vale decapitado, que oferece um corredor de baixo gradiente e, muitas vezes, um preenchimento sedimentar retrabalhável (Harel et al., 2019; Shelef; Goren, 2021; Wang; Willett; Wu, 2023; Harel et al., 2025; Qu et al., 2025; Figura 4E). Já o recuo dos divisores vizinhos tende a exigir uma dissecação de relevo local mais acentuada e, em geral, setores mais resistentes ou sem a mesma cobertura sedimentar do vale decapitado. Por isso, o recuo lateral desses divisores pode ser mais lento do que a

migração do *windgap* ao longo do eixo herdado do vale (Harel et al., 2019; Shelef; Goren, 2021; Qu et al., 2025; Figura 4D–4E).

À medida que o divisor rebaixado recua ao longo do vale decapitado, encontra confluências herdadas da configuração pré-captura. Quando essas junções são cruzadas, tributários podem ser capturados em sequência pelo rio reverso (Harel et al., 2019; Shelef; Goren, 2021; Figura 4E–4F). Como os tributários tendem a manter a orientação planimétrica herdada enquanto o rio reverso inverte o sentido do escoamento no eixo principal do vale, pode surgir um padrão de drenagem com confluências farpadas. Esse padrão é particularmente informativo porque registra o descompasso entre a geometria herdada dos tributários e o fluxo atual no vale reorganizado (Harel et al., 2019; Shelef; Goren, 2021; Figura 4F).

Esse encadeamento, contudo, não implica necessariamente reversão sustentada nem uma longa cascata de capturas (Whipple et al., 2017; Figura 4G–4H). A propagação do *windgap* depende de um contraste sustentado no rebaixamento relativo da superfície e de condições geomorfológicas que permitam o avanço eficiente pelo vale decapitado. Com o tempo, esse contraste pode diminuir: o sistema decapitado perde a capacidade de incisão devido à redução abrupta da área de drenagem, mas o soerguimento de rocha permanece. Como resultado, o alto curso decapitado tende a ajustar-se por meio de um aumento gradual da declividade e, portanto, da capacidade relativa de incisão, reduzindo a assimetria de rebaixamento relativo da superfície entre os dois lados do *windgap* (e.g., Shelef; Goren, 2021; Figura 4H). Esse enfraquecimento pode desacelerar, tornar episódica ou interromper a migração do divisor rebaixado.

Perturbações externas também podem interromper ou reorganizar o processo. Por exemplo, se a drenagem decapitada for posteriormente capturada por outra drenagem mais a jusante, ela também pode responder a uma queda do nível de base, o que pode reduzir o contraste de rebaixamento relativo da superfície entre os dois lados do *windgap* e limitar a propagação adicional (Figura 4G–4H).

5.4. Diagnóstico de instabilidade não é reconstrução de captura

Capturas individuais exigem uma lógica probatória distinta da mobilidade gradual dos divisores, pois o alvo inferencial é a conectividade passada (Bishop, 1995). A pergunta não é apenas “qual lado parece mais eficiente hoje?”, mas “há evidência de que existia uma conexão fluvial que foi interrompida e redirecionada?”. Por isso, métricas de instabilidade de divisores devem ser tratadas como um contexto: elas ajudam a localizar onde os contrastes entre bacias são fortes e onde ajustes podem estar em curso, mas, isoladamente, não constituem a identificação de um evento discreto.

A âncora interpretativa mais robusta, quando se trabalha inicialmente com topografia, é um arquivo diretamente ligado à conectividade pretérita, sobretudo aos *windgaps* e à geometria herdada em escala de vale (Bishop, 1995). Essa hipótese deve ser fortalecida pela convergência de evidências morfológicas, como uma condição *underfit*, um rio reverso, tributários farpados, cotovelos de captura, padrões de *knickpoints*, perfis pareados em elevação- χ e continuidade do antigo vale através do *windgap* interpretado. Quando disponíveis, evidências independentes podem testar essa hipótese de forma direta. Entre os arquivos geológicos, destacam-se depósitos fluviais associados a um vale hoje interrompido no divisor, como terraços abandonados e cascalheiras (e.g., Clark et al., 2004; Prince; Spotila; Henika, 2010; Andrews et al., 2012; Harel et al., 2019; Stokes et al., 2023b), além de indicadores sedimentológicos de paleofluxo (e.g., Fan et al., 2018) e outras unidades sedimentares ou vulcânicas, como lavas que preencheram vales fluviais, cuja distribuição e geometria são incompatíveis com a drenagem moderna (e.g., Bishop, 1995). Arquivos biogeográficos e genéticos, sobretudo em organismos aquáticos, podem registrar conexões pretéritas entre bacias hoje separadas e o isolamento subsequente (e.g., Burridge; Craw; Waters, 2006; Waters et al., 2015; Craw et al., 2016; Albert et al., 2017; Ruzzante et al., 2020; Musher et al., 2022; Cassemiro et al., 2023; Stokes et al., 2023a; Vance et al., 2025), às vezes permitindo discutir idades relativas com base em calibrações independentes.

5.5. Arquivos topográficos de captura: o que observar, o que significam e quão ambíguos são

Uma forma produtiva de organizar a identificação de capturas é tratar cada arquivo topográfico segundo três aspectos: (i) o que ele registra, (ii) sua persistência esperada na paisagem e (iii) sua suscetibilidade a origens alternativas. A interpretação torna-se mais defensável quando múltiplos arquivos convergem espacialmente e

quando o conjunto observado é explicado de forma mais convincente por uma mudança de conectividade do que por controles litológicos, estruturais, climáticos ou por perturbações regionais não relacionadas à captura.

Como vários termos associados a capturas são usados de forma desigual na literatura, esta seção adota definições operacionais explícitas. A Tabela 1 sintetiza as principais feições, o tipo de evidência que oferecem, a persistência relativa e as ambiguidades mais comuns. A função da tabela não é transformar a interpretação em um *checklist* automático, nem atribuir uma probabilidade formal à ocorrência de captura, mas sim reduzir ambiguidades terminológicas e explicitar quais combinações de evidências tornam a inferência mais robusta.

Tabela 1. Definições operacionais explícitas dos arquivos topográficos usados para identificar eventos de captura.

Feição ou métrica	Definição operacional	O que sugere	Ambiguidades principais
<i>Windgap</i>	Trecho rebaixado do divisor com geometria compatível com fundo de vale e continuidade morfológica com vales adjacentes	Antiga passagem fluvial hoje incorporada ao divisor	Controle estrutural, litologia fraca, erosão diferencial
Vale decapitado	Vale remanescente do rio decapitado que perdeu parte de sua área de drenagem pré-captura em decorrência da captura	Perda de conectividade e redução de vazão	Herança climática, litologia, estrutura, variação sedimentar
Condição <i>underfit</i>	Curso d'água moderno pequeno em relação à largura ou escala morfológica do vale	Vale esculpido sob área de drenagem maior que a atual	Mudanças climáticas, sedimentação, controle litológico
Rio reverso	Segmento fluvial que segue um eixo de vale herdado, mas escoar em sentido oposto ao fluxo pré-captura desse paleovale	Reorganização pós-captura e incorporação de vale herdado	Controle estrutural ou rearranjos locais de drenagem
Tributários farpados	Tributários que entram no rio principal com ângulos de junção obtusos, ou, de modo mais geral, preservam orientações planimétricas herdadas em relação a um vale principal cujo fluxo atual difere da configuração pré-captura	Reversão do fluxo ao longo do vale principal e preservação da geometria herdada dos tributários	Controle estrutural, ajuste local de confluências, artefatos de extração em zonas de baixo gradiente, padrão dendrítico assimétrico
Cotovelo de captura	Mudança abrupta, de alto ângulo, na direção do eixo do vale ou rio, comumente expressa como uma curva acentuada onde um vale capturado é desviado para uma drenagem de orientação distinta	Anexação de vale com orientação distinta	Falhas, fraturas, contatos litológicos
Perfis pareados em elevação-χ	Comparação entre rio capturado/reverso e rio decapitado sob o mesmo χ_b e θ_{ref}	Ganho versus perda de área e desequilíbrio pós-captura	Reequilíbrio, heterogeneidade de U/K , χ_b inadequado
<i>Knickpoints</i> espacialmente coerentes	Concentração de rupturas de declividade em faixas semelhantes de χ ou elevação	Resposta comum a uma perturbação, como captura ou queda de nível de base	Contatos litológicos, transientes regionais, estruturas

Com essas definições estabelecidas, as subseções e exemplos seguintes não reintroduzem cada termo do zero; mostram como esses arquivos se combinam espacialmente, como variam em detectabilidade e como sua força interpretativa depende da convergência entre feições, métricas e controles alternativos.

Embora o foco desta nota técnica seja conceitual e operacional, e não a apresentação de um estudo de caso regional, três exemplos nas escarpas do sul da Alemanha ajudam a ilustrar como os arquivos topográficos discutidos a seguir se combinam em diferentes estágios de preservação e de reequilíbrio pós-captura. A subsidência tectônica no Gráben do Alto Rio Reno, um rift cenozoico, estabeleceu um sistema regional de

drenagem orientado para o gráben, com fluxo preferencial para noroeste, que estrutura a morfologia regional (Villinger, 1998). Nesse contexto, rios que drenam para o Gráben do Alto Rio Reno aumentaram seu poder erosivo a partir do Mioceno Superior (Ziegler; Dèzes, 2007). O rio Neckar, um de seus principais tributários, expandiu sua área por meio de migração gradual de divisores e de capturas discretas repetidas, revertendo o escoamento de antigos tributários do Danúbio que anteriormente fluíam para o sudeste e deixando uma paisagem marcada por múltiplas heranças de reorganização (Strasser et al., 2009; Villinger, 1998; Morel et al., 2003; Ziegler; Fraefel, 2009; Yanites et al., 2013). As Figuras 5–7 não são apresentadas como estudos de caso completos, mas como uma sequência didática de preservação: um exemplo com ponto de captura e múltiplos arquivos bem preservados (Figura 5), um exemplo em que o ponto original de captura já não é inequívoco apenas por topografia, mas a geometria herdada permanece clara (Figura 6), e um exemplo em que a geometria herdada ainda é reconhecível, embora o contraste em elevação- χ seja pequeno, sugerindo reequilíbrio avançado e evidenciando o viés temporal de diagnósticos baseados apenas em desequilíbrio atual (Figura 7).

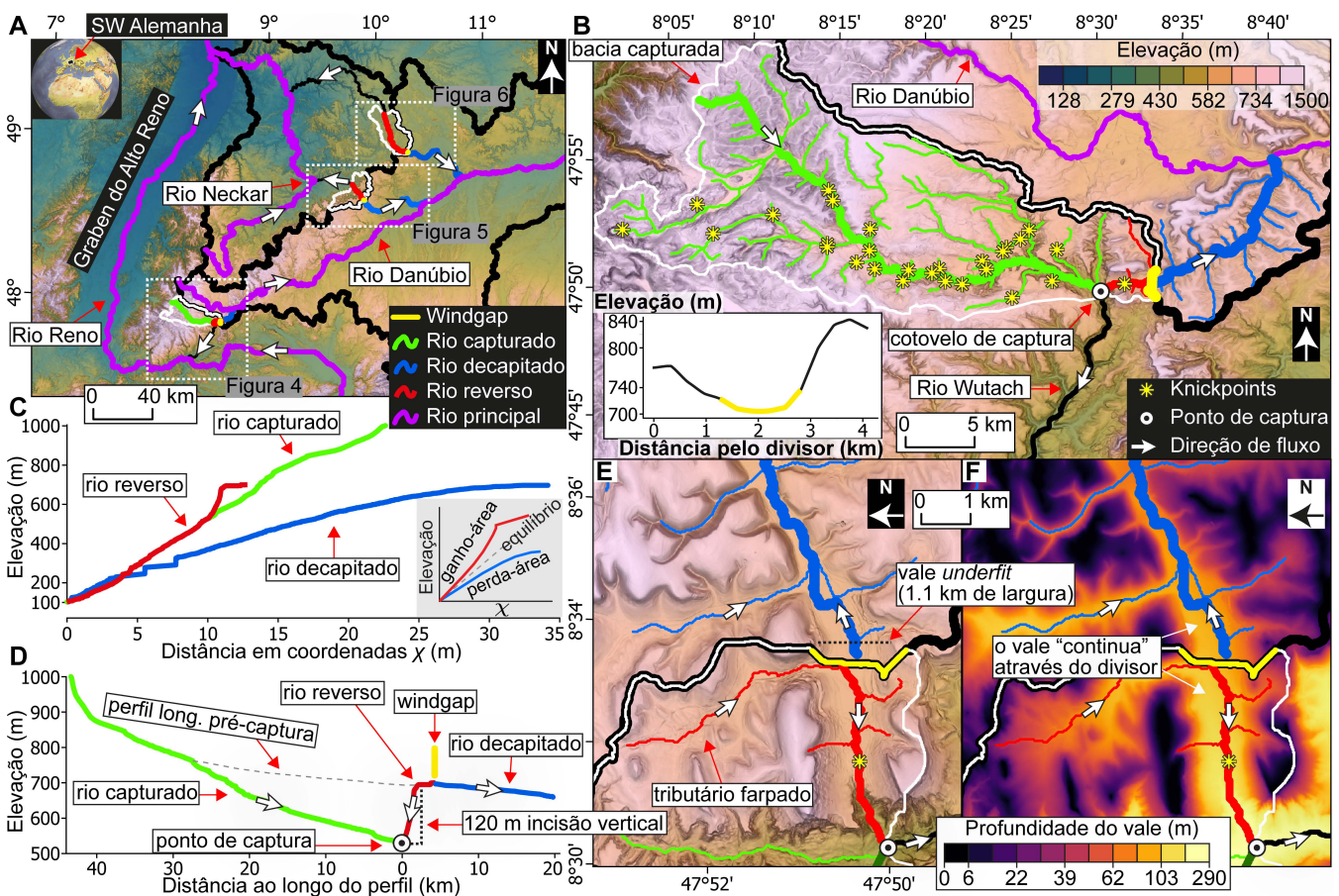


Figura 5. Exemplo bem preservado de captura fluvial e de reversão de drenagem no rio Wutach, no sudoeste da Alemanha. (A) Contexto regional da expansão das drenagens tributárias do rio Reno, decorrente de capturas discretas de cabeceiras anteriormente conectadas ao rio Danúbio, no entorno do Gráben do Alto Rio Reno; indica-se a localização dos exemplos empíricos discutidos nesta seção. (B) Mapa hipsométrico do setor de captura do rio Wutach, destacando arquivos topográficos associados à reorganização, como *windgap*, cotovelo de captura, rio capturado, rio reverso, rio decapitado e distribuição de *knickpoints* na drenagem recém-anexada; o *inset* mostra a variação de elevação ao longo do divisor e evidencia o *windgap* como divisor rebaixado. (C) Perfis pareados em elevação- χ para o rio capturado, o rio reverso e o rio decapitado, ilustrando a assimetria esperada entre o ganho e a perda de área de drenagem. (D) Perfis longitudinais ao longo do vale, destacando o ponto de captura, o *windgap* e a incisão vertical associada ao rebaixamento efetivo pós-captura, além de uma referência esquemática ao perfil pré-captura. (E-F) Detalhe morfológico do setor do *windgap*, com o norte rotacionado para evidenciar a continuidade do vale ao longo do divisor. (E) Relevo sombreado que mostra a continuidade de elevação e a geometria do vale em ambos os lados do *windgap*. (F) Profundidade do vale calculada com o módulo *Valley Depth* do SAGA GIS, mostrando a continuidade do sinal de profundidade do vale ao longo do divisor. MDE: LGL-BW ATKIS Digitales Geländemodell DGM 5 m (2005).

5.5.1. Windgaps: divisor rebaixado com geometria de vale

Windgaps são arquivos topográficos diretamente ligados à conectividade pretérita, pois preservam, no próprio divisor atual, a herança de um eixo de vale que deixou de conduzir o curso d'água principal (Shelef; Goren, 2021). Operacionalmente, são reconhecidos como um trecho do divisor de baixa elevação relativa, com morfologia de fundo de vale e convergência de encostas compatíveis com uma antiga passagem fluvial (Figuras 5–7).

A interpretação de um *windgap* a partir de dados topográficos não é automática nem inequívoca. Trechos rebaixados do divisor também podem refletir fraquezas litológicas, controles estruturais ou heranças erosivas não relacionadas à captura. A interpretação de conectividade fluvial pretérita é mais robusta quando há coerência geométrica em escala de vale e quando outros elementos do sistema sustentam a interpretação, como sinais de decapitação a jusante do *windgap* e indícios de ajuste no lado que ganhou área.

5.5.2. Vales decapitados e condição *underfit*

Após a captura, o vale associado ao rio decapitado pode permanecer excessivamente amplo para as vazões atuais (Bishop, 1995). Esse desajuste pode se manifestar como fundo de vale largo sustentando um curso d'água pequeno, ou como superfícies planas ou terraceadas desproporcionais à área de drenagem moderna (Figuras 5 e 6). Usada isoladamente, a condição *underfit* é particularmente ambígua. Vales amplos podem resultar de erosão diferencial em litologias fracas, corredores estruturais, heranças climáticas, sedimentação localizada ou mudanças regionais de nível de base. A interpretação se torna mais convincente quando o vale *underfit* está alinhado a um *windgap* plausível, quando sua geometria é coerente com a perda de área de drenagem e quando há outros elementos associados, como rio reverso, tributários farpados, cotovelo de captura, *knickpoints* ou continuidade das superfícies de vale.

Quando possível, a condição de *underfit* deve ser mostrada não apenas por descrição textual, mas também por comparação morfológica. Exemplos incluem a largura do fundo do vale, a profundidade do vale, a continuidade de superfícies planas ou terraceadas, o contraste entre a escala do vale e a área de drenagem moderna, e perfis longitudinais que evidenciem a desconexão entre a geometria herdada e a drenagem atual. Na Figura 5E–F, por exemplo, a continuidade do relevo sombreado e do sinal de profundidade de vale através do *windgap* reforça a interpretação de que o vale preserva geometria herdada anterior à reorganização da drenagem.

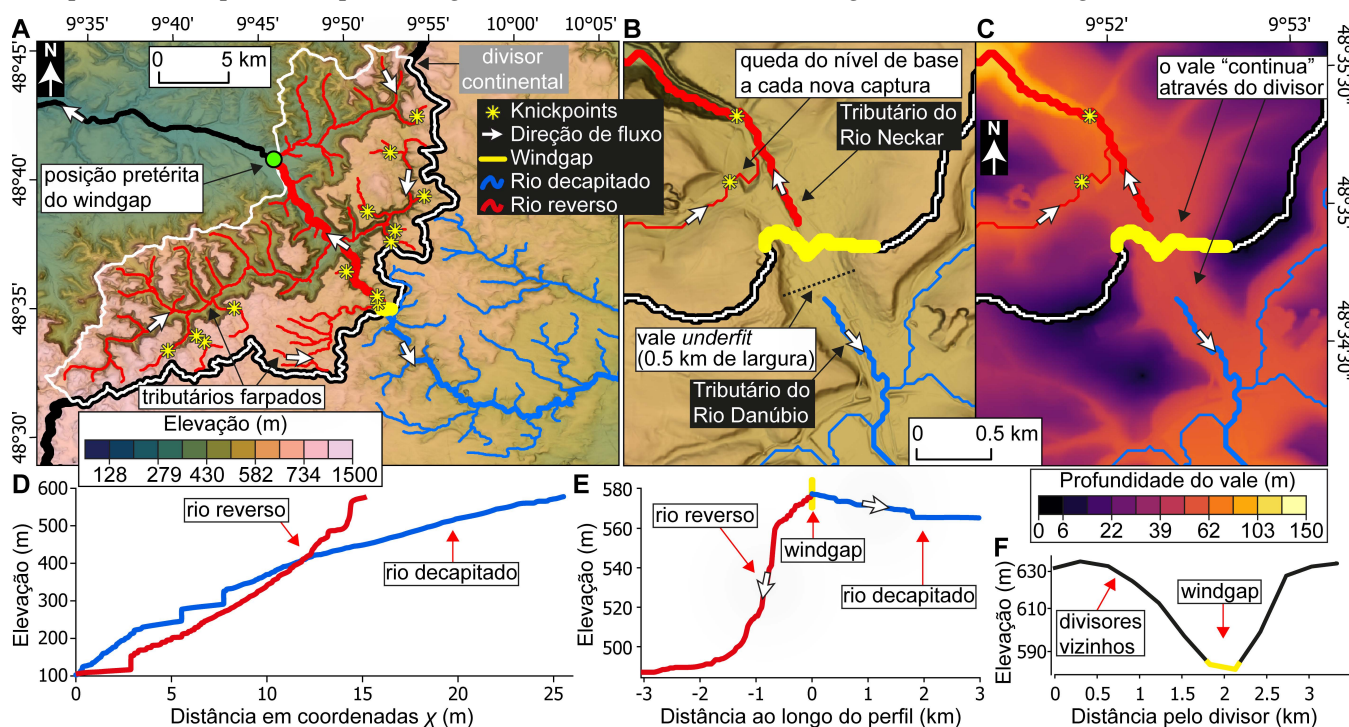


Figura 6. Exemplo de captura em estágio mais avançado (rio Fils), com preservação do *windgap* e da geometria herdada em escala de vale, mas sem identificação inequívoca do ponto original de captura apenas pela topografia. (A) Visão de conjunto do sistema, com rio reverso, rio decapitado, tributários farpados, *knickpoints* mapeados e

indicação de uma posição pretérita provável do *windgap*, inferida a partir do tributário farpado mais a jusante ao longo do rio reverso. (B) Detalhe morfológico do divisor, destacando o *windgap* rebaixado e o vale *underfit* no contexto de reorganizações repetidas da drenagem. (C) Profundidade do vale calculada com o módulo *Valley Depth* do SAGA GIS, destacando a continuidade morfológica do vale ao longo do divisor na região do *windgap*. (D) Perfis pareados em elevação- χ do rio reverso e do rio decapitado, mostrando contraste consistente com reorganização discreta e ganho versus perda de área. (E) Perfil longitudinal atravessando o *windgap*, evidenciando a inversão de fluxo no setor reverso e a desconexão no setor decapitado, que preserva um trecho de menor declividade associado ao vale pré-captura. (F) Perfil altimétrico ao longo do divisor, mostrando o rebaixamento local do *windgap* em relação aos divisores vizinhos. MDE: LGL-BW ATKIS Digitales Geländemodell DGM 5 m (2005).

5.5.3. Cotovelos de captura e discontinuidades planimétricas

Capturas podem anexar segmentos de vale com orientações distintas, produzindo mudanças abruptas e de alto ângulo na direção do eixo do vale ou do rio, conhecidas como cotovelos de captura (Bishop, 1995; Figura 5). Em muitos casos, essas feições aparecem como curvas acentuadas, por vezes próximas de deflexões em ângulo reto, onde um antigo vale é desviado para uma drenagem de orientação distinta. O sinal é mais persuasivo quando aparece em escala de vale, se encaixa no contexto esperado, está próximo a um *windgap* e está associado a evidências de decapitação. Todavia, esse arquivo é altamente ambíguo, pois falhas, fraturas e contatos litológicos podem impor reorientações sem qualquer reorganização topológica. Por isso, cotovelos de captura funcionam melhor como evidência de suporte do que como âncoras interpretativas primárias para identificar eventos de captura fluvial. Sua interpretação se torna mais robusta quando avaliada de modo sistemático, por exemplo, por mudanças sustentadas de azimute ao longo do eixo do vale ou do canal, em vez de inspeção pontual de uma única curva.

5.5.4. Reversão de fluxo e tributários farpados

A migração do *windgap* pelo vale decapitado pode estabelecer um rio reverso no antigo alto curso do rio pré-captura (Bishop, 1995; Harel et al., 2019). Os tributários, contudo, podem preservar sua orientação planimétrica herdada, pois seus vales laterais foram organizados para convergir em direção ao antigo sentido de escoamento do rio principal. Essa preservação é mais provável quando a migração do *windgap* ao longo do eixo herdado do vale supera o recuo dos divisores adjacentes, de modo que o vale principal é progressivamente revertido enquanto os vales tributários laterais retêm sua geometria pré-captura. O resultado é um padrão de junções “contra o fluxo”, formando tributários farpados, que registra o descompasso entre a orientação herdada dos tributários e a direção atual do escoamento no vale principal reorganizado (Figuras 5–7).

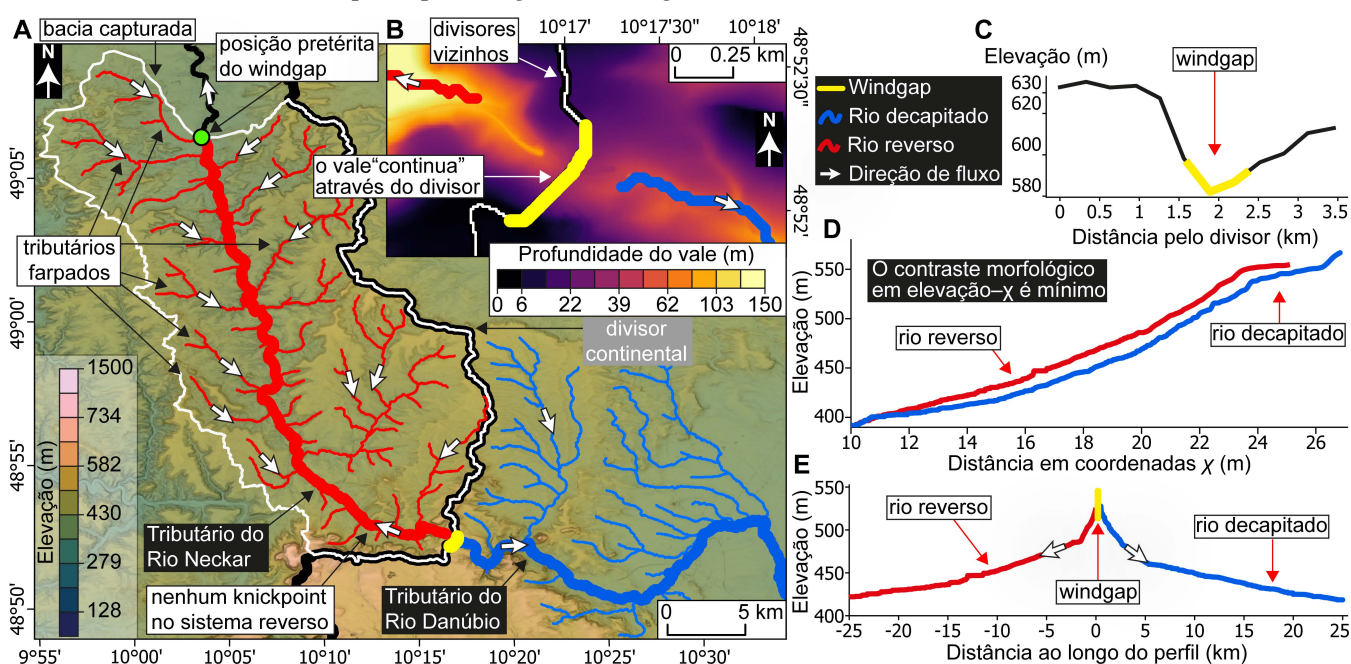


Figura 7. Exemplo em que a geometria herdada (*windgap* e continuidade em escala de vale) persiste, mas o contraste em elevação- χ é pequeno, sugerindo um reequilíbrio pós-captura avançado (rio Jagst). (A) Visão do sistema com rio reverso, rio decapitado e tributários farpados; indicação de uma posição pretérita do *windgap* e da ausência de *knickpoints* no sistema reverso, consistentes com atenuação do transiente. A posição pretérita do *windgap* é inferida a partir do tributário farpado mais a jusante ao longo do rio reverso. (B) Profundidade do vale calculada com o módulo Valley Depth do SAGA GIS, mostrando a continuidade do vale através do divisor e a localização do *windgap* em um trecho rebaixado. (C) Perfil altimétrico ao longo do divisor, evidenciando o *windgap* como um mínimo local de elevação. (D) Perfis pareados em elevação- χ do rio reverso e do rio decapitado, mostrando contraste morfológico reduzido, consistente com reequilíbrio avançado. (E) Perfil longitudinal atravessando o *windgap*, ilustrando a redução do contraste morfológico entre os setores reverso e decapitado no entorno do divisor rebaixado. MDE: LGL-BW ATKIS Digitales Geländemodell DGM 5 m (2005).

A geometria farpada é frequentemente descrita por ângulos de confluência, especialmente quando tributários entram no rio principal em ângulos obtusos ou voltados para montante em relação à direção atual de jusante. Esse critério é útil, mas não deve ser tratado como definitivo isoladamente. A geometria local das junções pode ser difícil de extrair com confiabilidade a partir de MDEs em zonas de confluência de baixo gradiente, e os ângulos locais podem ser modificados durante o ajuste pós-captura mesmo quando a geometria herdada mais ampla do vale permanece clara. Por isso, tributários farpados são mais bem avaliados combinando ângulos locais de confluência com a orientação planimétrica em escala de segmento, incluindo a orientação dos vales tributários em relação ao vale principal reverso. Sua interpretação se fortalece quando ocorrem no mesmo arranjo espacial de *windgap*, vale *underfit*, rio reverso e outras evidências de geometria de drenagem herdada.

5.5.5. Perfis longitudinais pareados em elevação- χ

Perfis em elevação- χ são especialmente úteis quando a captura é relativamente jovem ou quando o evento foi suficientemente grande para manter um desequilíbrio mensurável. Como χ é uma integral ponderada pela área de drenagem a montante, uma reorganização que transfere área entre bacias altera a relação entre a distância ao longo do perfil e χ , produzindo deslocamentos sistemáticos no espaço elevação- χ (Willett et al., 2014; Figura 5D).

O padrão esperado é pareado (e.g., Willett et al., 2014; Beeson; McCoy; Keen-Zebert, 2017; Hu et al., 2021). O rio que ganha área tende a apresentar valores menores de χ para uma dada elevação (deslocamento para a esquerda) e, muitas vezes, a alcançar valores máximos de χ maiores, refletindo a incorporação de uma rede a montante mais extensa no espaço χ . Em contraste, o rio que perde área tende a apresentar valores maiores de χ para uma dada elevação (deslocamento para a direita) e a ocupar um intervalo menor de χ , compatíveis com o encolhimento da área drenada e a desconexão de parte das cabeceiras. Quando essa assinatura de “ganho versus perda” aparece de forma consistente em perfis pareados, constitui um dos indicadores quantitativos mais diretos, inferíveis apenas a partir da topografia.

A cautela metodológica permanece indispensável. A comparação só é interpretável quando os perfis compartilham o mesmo nível de base de referência, um domínio que preserve a conectividade até esse referencial e uma parametrização consistente de χ . Além disso, o contraste tende a enfraquecer à medida que a paisagem se reequilibra; assim, a ausência de deslocamento claro em elevação- χ não descarta a captura quando há evidência robusta ancorada em *windgaps* e na geometria herdada em escala de vale (Figura 7).

5.5.6. *Knickpoints* e coerência interna do transiente

Uma captura pode impor, no ponto de captura, uma queda efetiva do nível de base na rede recém-anexada, iniciando um transiente de incisão que se propaga para montante e frequentemente se manifesta como *knickpoints*. Quando vários tributários respondem à mesma perturbação e a heterogeneidade de erodibilidade não domina a dinâmica, esses *knickpoints* podem exibir coerência interna: em vez de ocorrerem de modo disperso, tendem a concentrar-se em faixas estreitas de χ e, muitas vezes, também de elevação (e.g., Schwanghart; Scherler, 2020; Calegari et al., 2021; Figura 5). Esse alinhamento sugere uma origem comum e é especialmente informativo quando se alinha a um cenário ancorado em *windgaps*, vales decapitados e descontinuidades planimétricas.

Como *knickpoints* também podem ser controlados por contatos litológicos, estruturas ou transientes regionais de nível de base (Kirby; Whipple, 2012), dois controles são simples e decisivos: (i) verificar se a coerência é mais forte na bacia candidata (em particular, na bacia que ganhou área) do que em bacias vizinhas e (ii) testar

coincidência sistemática com feições geológicas mapeadas. Quando a coerência se mantém como padrão interno e não é explicada pela geologia, ela funciona como um suporte quantitativo relevante, ainda que não conclusivo por si só.

5.5.7. Quantificação operacional e inventários reprodutíveis

Embora a identificação inicial de arquivos topográficos de captura seja, muitas vezes, visual, a maioria das evidências discutidas nesta seção admite quantificação. Isso tem dois ganhos diretos: (i) permite comparar candidatos com base em critérios explícitos e (ii) viabiliza inventários reprodutíveis, reduzindo o peso de julgamentos subjetivos e facilitando comparações entre áreas e estudos.

Windgaps podem ser mensurados por meio de métricas extraídas ao longo do divisor, como a amplitude do rebaixamento relativo ao envelope altimétrico local dos divisores vizinhos, o comprimento do trecho rebaixado e as medidas de continuidade altimétrica do eixo de vale através do divisor (Figuras 5–7). A condição *underfit* pode ser operacionalizada por meio de relações entre a largura do fundo de vale e a área de drenagem moderna ao longo do vale decapitado, iniciando a análise nas proximidades do *windgap* e seguindo jusante, de modo a expressar “quanto” o vale é amplo em relação a uma referência regional, e não apenas que “parece amplo” (e.g., Clubb; Weir; Mudd, 2022; Harel et al., 2022; Figuras 5 e 6). Tributários farpados podem ser quantificados por ângulos de confluência e, de forma mais estável, por estatísticas de orientação planimétrica calculadas ao longo de segmentos do rio principal e dos tributários (e.g., Hackney; Carling, 2011; Strong; Mudd, 2022; Figura 5). De modo análogo, descontinuidades planimétricas (incluindo cotovelos) podem ser detectadas como mudanças sustentadas no azimute do eixo de vale em janelas móveis ao longo do perfil, reduzindo a sensibilidade à sinuosidade local (e.g., Ma; Li; Wang, 2023; Figura 5).

A distribuição espacial e a magnitude dos *knickpoints* também podem ser extraídas por meio de procedimentos objetivos. Dois caminhos comuns são: (1) segmentação estatística de perfis longitudinais baseada em variações de k_{sn} calculadas a partir da coordenada χ (e.g., Gailleton et al., 2019); e (2) detecção de desvios em relação a um perfil de referência estritamente côncavo, ajustado ao perfil real dentro de uma tolerância de concavidade predefinida, marcando *knickpoints* onde o deslocamento vertical excede esse limite (e.g., Stolle et al., 2019; Calegari et al., 2021). Por fim, perfis pareados no espaço elevação- χ para rios diretamente envolvidos no evento permitem quantificar o desequilíbrio relativo por meio de medidas simples, como as diferenças no χ máximo entre os rios analisados (e.g., Hu et al., 2021).

Do ponto de vista operacional, softwares de análise topográfica como TopoToolbox e LSDTopoTools, além de ambientes SIG (QGIS, SAGA, ArcGIS Pro), oferecem rotinas para extrair e sintetizar essas métricas. No TopoToolbox, por exemplo, a segmentação da rede de drenagem permite estimar atributos planimétricos por trecho, como orientação e variações sistemáticas de azimute. Uma implementação comum usa o algoritmo *networksegment* aplicado a um *STREAMObj* (“objeto de drenagem”), o que permite quantificar tributários farpados e mapear descontinuidades planimétricas ao longo do perfil de forma consistente.

5.6. Detectabilidade, vieses e contexto regional

A detectabilidade de capturas fluviais não é constante ao longo do tempo. Em geral, os diagnósticos quantitativos mais usados privilegiam arquivos transientes, como perfis longitudinais pareados em elevação- χ e padrões espaciais coerentes de *knickpoints*. Esses sinais tendem a ser mais nítidos em capturas recentes ou de grande magnitude, pois o desequilíbrio geomórfico ainda não foi atenuado (Bishop, 1995; He et al., 2024). Com o tempo, perfis longitudinais e encostas se reequilibram (Whipple et al., 2017); os desajustes entre perfis pareados em elevação- χ diminuem e *knickpoints* migram, se dissipam ou deixam o domínio analisado (e.g., Gallen; Wegmann; Bohnenstiehl, 2013). Assim, eventos antigos podem “desaparecer” dos diagnósticos convencionais, mesmo quando a reorganização topológica foi efetiva.

Há também um viés interpretativo recorrente: a ausência de desequilíbrio mensurável é frequentemente confundida com a ausência de evento. Esse atalho ignora a assimetria do registro discutida em 5.1. A captura é rápida, mas o ajuste é demorado. Parte do registro é transiente; outra parte é mais durável, sobretudo a geometria herdada, em escala de vale, preservada em *windgaps* e em trechos decapitados. Em muitos contextos, é justamente esse componente durável que sustenta a hipótese quando os sinais transientes já se atenuaram.

Por fim, a interpretação de qualquer caso local precisa ser situada num pano de fundo regional mínimo, pois forçantes regionais podem atuar sobre várias bacias simultaneamente (Bishop, 1995). Mudanças de nível de base, pulsos tectônicos, variações climáticas e contrastes litológicos podem produzir ondas de incisão e *knickpoints* distribuídos em escala regional. Sem essa referência, um padrão amplo pode ser lido como uma assinatura de captura singular quando, na verdade, reflete uma perturbação regional que “imita” parte do sinal esperado. O inverso também vale: mesmo quando o foco é um evento singular, o contexto regional fortalece a interpretação ao impor um teste de contraste espacial. Se a explicação é regional, devem existir registros compatíveis em bacias vizinhas; se o sinal é local e coerente com *windgap* e com a geometria herdada, isso ajuda a separar o mecanismo local do pano de fundo regional.

5.7. Estratégia de investigação, controles alternativos e registro auditável

Não existe um protocolo universal para identificar capturas fluviais em qualquer paisagem. O que existe é uma lógica defensável, baseada em uma hierarquia de evidências e em checagens que reduzem os falsos positivos. O primeiro passo é declarar qual evidência vai ancorar a hipótese. Essa declaração deve incluir o contexto geomorfológico no qual a hipótese será avaliada, especialmente os controles tectônicos, litológicos e climáticos que possam produzir morfologias semelhantes, alterar as taxas de rebaixamento relativo ou modificar a preservação dos registros topográficos. Em capturas discretas, a âncora mais robusta costuma ser um arquivo diretamente ligado à conectividade pretérita, em especial aos *windgaps* e à geometria herdada em escala de vale. A partir dessa âncora, evidências transientes atuam como suporte quando presentes, e não como condição necessária, evitando o viés de reconhecer apenas eventos recentes.

Esta nota não propõe uma probabilidade formal de ocorrência de captura, pois isso sugeriria um nível de calibração que ainda não é robusto para a maioria das aplicações topográficas. A robustez deve ser expressa como convergência de evidências: uma hipótese é mais forte quando *windgap*, geometria herdada em escala de vale, condição *underfit*, perfis pareados, *knickpoints*, indicadores planimétricos e contexto regional apontam para a mesma reorganização, e quando controles alternativos foram avaliados explicitamente.

Também não se propõe aqui uma escala formal de “grau evolutivo” de capturas. Embora seja possível comparar casos dentro de um mesmo contexto geomorfológico, a preservação e a expressão dos arquivos dependem da litologia, do clima, da sedimentação, da escala do evento, da taxa de incisão, de novos episódios de reorganização e do tempo desde a captura. Assim, termos como recente, intermediário ou avançado podem ser usados de modo descritivo e relativo, mas não como classes universais. O objetivo é enfatizar critérios de reporte e de comparação, e não estabelecer uma classificação evolutiva fechada.

Uma estratégia operacional clara pode ser descrita em três etapas:

1. **Triagem e seleção de candidatos:** explicita se a busca foi sistemática (por exemplo, varredura da rede de divisores) ou dirigida (casos selecionados por inspeção). Registre critérios mínimos de inclusão: (i) um trecho de divisor de baixa elevação, com geometria compatível com o fundo de vale e a convergência de encostas; (ii) continuidade morfológica do eixo de vale até esse trecho em pelo menos um dos lados; e (iii) um vale a montante ou a jusante compatível com decapitação, isto é, um corredor de vale cuja escala e organização fazem sentido como herança de uma área de drenagem maior.
2. **Teste de coerência interna com métricas topográficas:** use métricas como perfis pareados em elevação- χ , padrões de *knickpoints* e indicadores planimétricos como indicadores de consistência. A função dessas métricas é responder perguntas do tipo: o lado captor apresenta sinais compatíveis com ajuste pós-captura? O lado decapitado preserva uma escala de vale compatível com perda de área? O conjunto de evidências é espacialmente coerente com a posição do *windgap*? Quando há incompatibilidades, trate-as como diagnóstico: elas podem indicar sobreposição de transientes regionais, heterogeneidade litológica ou um candidato fraco.
3. **Checagem explícita de controles alternativos:** em vez de listar possíveis causas, formule testes simples para as alternativas mais prováveis. Verifique se a geometria do candidato é controlada pela geologia (contatos e heterogeneidade litológica) ou pela estrutura (lineamentos que organizam vales e mudanças de direção) e avalie se o padrão de transientes é local ou regional, comparando-o ao de bacias vizinhas. Se a causa for regional, espera-se repetição espacial; se a captura for local, espera-se concentração do conjunto de sinais no entorno do *windgap* e do vale decapitado. A interpretação se fortalece quando essa comparação favorece o cenário de captura e quando o conjunto observado não é melhor explicado por um único controle alternativo.

O resultado não é apenas “houve captura”, mas um registro interpretativo auditável. Em termos práticos, isso significa reportar: (i) quais arquivos ancoraram a hipótese de captura; (ii) quais evidências de suporte foram usadas e com quais parametrizações; (iii) quais controles alternativos foram avaliados; (iv) quais incertezas permanecem. Esse registro permite que a interpretação seja reproduzida, contestada ou refinada por outros estudos, sem depender apenas de um julgamento visual implícito.

6. Boas práticas e critérios mínimos de reporte

Esta seção reúne as informações mínimas necessárias para que inferências de captura e de migração gradual de divisores baseadas em topografia sejam reproduzíveis, auditáveis e comparáveis. A regra central é declarar com precisão o alvo inferencial e a cadeia de decisões que liga dados, parâmetros e convenções à interpretação. Para a migração gradual de divisores, o alvo é um diagnóstico de instabilidade compatível com deslocamento progressivo, sob as hipóteses explicitadas. Para capturas discretas, o alvo é evidência de conectividade pretérita, ancorada em arquivos topográficos e, quando existirem, testada por evidências independentes. Sempre que possível, um suplemento com scripts, parâmetros e camadas intermediárias essenciais deve permitir que terceiros refaçam a extração das redes de drenagem e de divisores, o cálculo das métricas e as comparações entre bacias.

6.1. Migração gradual: reporte mínimo para χ e métricas de encosta

Em estudos de migração gradual, deve-se reportar o MDE utilizado, incluindo a fonte, a resolução e a referência espacial, bem como as etapas centrais de condicionamento hidrológico que afetam a conectividade, a extração da rede de drenagem e a delimitação dos divisores. Também é necessário explicitar a escala fluvial representada, informando o limiar de área adotado para a extração da rede e a justificativa geomorfológica dessa escolha. Sempre que viável, recomenda-se incluir um teste simples de sensibilidade para verificar se o padrão principal persiste em uma faixa plausível de limiares. Também deve ser descrito o contexto geomorfológico relevante ao sinal interpretado, incluindo, quando pertinente, controles tectônicos, litológicos ou climáticos.

O cálculo de χ exige que o referencial seja descrito explicitamente. Devem ser reportados o nível de base de adotado x_b , o domínio de cálculo, θ_{ref} , A_0 , o limiar de área usado para definir a rede, o método de pareamento de cabeceiras ao longo do mesmo segmento local de divisor e a convenção de sinal adotada para $\Delta\chi$; as escolhas de x_b e de θ_{ref} também devem ser justificadas. Por domínio de cálculo, entende-se o recorte espacial no qual a rede de drenagem foi extraída, integrada e comparada, com verificação de que a conectividade até x_b foi preservada em todas as redes comparadas. Quando viável, a robustez deve ser avaliada por meio do teste de alternativas plausíveis para x_b , θ_{ref} relatando se χ e as métricas de assimetria de encosta convergem ou divergem, e tratando a divergência como um resultado a ser interpretado.

Quando o estudo usar χ' ou discutir variações espaciais de U e/ou K , devem ser reportados a origem independente dessas estimativas, o modo como foram traduzidas em funções relativas U^* e/ou K^* , e se a magnitude e a polaridade de $\Delta\chi$ permanecem estáveis sob essas escolhas. Quando tais estimativas independentes não estiverem disponíveis, a interpretação deve ser apresentada como condicional, acompanhada de métricas complementares e de checagens de consistência geomorfológica.

6.2. Captura discreta: âncora, quantificação e comparações

Para capturas discretas, indique qual evidência ancora a hipótese de conectividade pretérita. Em topografia, isso costuma ser um *windgap* e a geometria herdada em escala de vale associada ao vale decapitado. Quando houver evidências independentes (depósitos associados ao vale interrompido, indicadores de paleofluxo, sinais biogeográficos), descreva o vínculo lógico com a conectividade passada e por que essas evidências são incompatíveis com a rede de drenagem atual.

Se a interpretação for ancorada em *windgaps*, forneça uma definição operacional e reproduzível: como o divisor de baixa elevação com geometria de vale foi distinguido de irregularidades locais de crista e de trechos potencialmente controlados por litologia ou estrutura. Indique se a identificação resultou de busca sistemática no domínio ou de seleção dirigida, e quais critérios mínimos foram exigidos para a inclusão de um candidato. Quando os arquivos forem quantificados, reporte como a evidência foi convertida em número, em que escala e com quais escolhas (janelas, segmentação, limiares), além do domínio e da parametrização de χ , quando aplicável. Por fim, para sustentar a comparabilidade, é boa prática indicar como o caso se comporta em relação a bacias vizinhas

analisadas sob o mesmo conjunto de escolhas, deixando explícito se o sinal é localizado (coerente com captura singular) ou amplo (compatível com um controle regional).

Contribuições dos Autores: Daniel Peifer: concepção, síntese da literatura, desenvolvimento do arcabouço operacional, visualização, redação do manuscrito original, revisão e edição. O autor leu e aprovou a versão final do manuscrito.

Disponibilidade de dados: Os dados topográficos utilizados para produzir as Figuras 2 e 3 estão disponíveis em <https://opentopography.org>. Os dados topográficos utilizados para produzir as Figuras 1, 5, 6 e 7 correspondem ao LGL-BW ATKIS Digitales Geländemodell DGM 5 m (2005). A Figura 4 é conceitual e não depende de dados topográficos.

Financiamento: Esta pesquisa recebeu apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, Brasil), processo nº 446330/2024-8.

Agradecimentos: O autor agradece aos Editores da Revista Brasileira de Geomorfologia e aos três revisores anônimos pela leitura cuidadosa, pelos comentários construtivos e pelas sugestões que contribuíram para aprimorar a clareza, a organização e a robustez do manuscrito.

Conflito de Interesse: O autor declara não haver conflito de interesses.

Declaração de uso de Inteligência Artificial: Durante a elaboração e revisão deste manuscrito, o autor utilizou a ferramenta ChatGPT (OpenAI, versão GPT-5.5 Thinking) como apoio editorial, incluindo verificações de consistência ao longo do manuscrito e da carta-resposta, refinamentos pontuais de linguagem e auxílio à tradução do manuscrito para o inglês. Todo o conteúdo produzido com apoio da ferramenta foi revisado, editado e verificado criticamente pelo autor, que possui experiência no tema e fluência em inglês. A interpretação científica, a seleção conceitual, as decisões metodológicas e a redação final permaneceram sob responsabilidade integral do autor. Nenhuma ferramenta de inteligência artificial generativa foi utilizada para criar dados científicos, resultados analíticos, figuras, mapas ou imagens. O autor assume total e integral responsabilidade pelo conteúdo final do manuscrito.

Referências

1. ANDREWS, G. D. M.; RUSSELL, J. K.; BROWN, S. R.; ENKIN, R. J. Pleistocene reversal of the Fraser River, British Columbia. *Geology*, v. 40, n. 2, p. 111–114, 2012. DOI: 10.1130/G32488.1.
2. ALBERT, J. S.; SCHOOLMASTER JR., D. R.; TAGLIACOLLO, V.; DUKE-SYLVESTER, S. M. Barrier displacement on a neutral landscape: Toward a theory of continental biogeography. *Systematic Biology*, v. 66, p. 167–182, 2017. DOI: 10.1093/sysbio/syw080.
3. BEESON, H.W.; MCCOY, S.W.; KEEN-ZEBERT, A. Geometric disequilibrium of river basins produces long-lived transient landscapes. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 475, p.34–43, 2017. DOI: 10.1016/j.epsl.2017.07.010.
4. BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, v. 19, n. 4, p.449–473, 1995. DOI: 10.1177/030913339501900402.
5. BURRIDGE, C. P.; CRAW, D.; WATERS, J. M. River capture, range expansion, and cladogenesis: The genetic signature of freshwater vicariance. *Evolution*, v. 60, n. 5, p. 1038–1049, 2006. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.0014-3820.2006.tb01181.x>.
6. CALEGARI, S. S.; PEIFER, D.; NEVES, M. A.; CAXITO, F. A. Post-Miocene topographic rejuvenation in an elevated passive continental margin not characterized by a sharp escarpment (northern end of the Mantiqueira Range, Brazil). *Geomorphology*, v. 393, p.1–22, 2021. DOI: 10.1016/j.geomorph.2021.107946.
7. CASSEMIRO, F. A.; ALBERT, J. S.; ANTONELLI, A.; MENEGOTTO, A.; WÜEST, R. O.; CEREZER, F.; COELHO, M. T. P.; REIS, R. E.; TAN, M.; TAGLIACOLLO, V.; BAILLY, D. Landscape dynamics and diversification of the megadiverse South American freshwater fish fauna. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 120, p.1–10, 2023. DOI: 10.1073/pnas.2211974120.
8. CLARK, M. K.; SCHOENBOHM, L. M.; ROYDEN, L. H.; WHIPPLE, K. X.; BURCHFIEL, B. C.; ZHANG, X.; TANG, W.; WANG, E.; CHEN, L. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics*, v. 23, p.1–20, 2004. DOI: 10.1029/2002TC001402.
9. CLEMENTUCCI, R.; UCHUSOV, E.; WANG, Y.; WILLETT, S. D. Madagascar's landscape evolution: A tale of two rifts. *Science Advances*, v. 11, n. 42, p.1–14, 2025. DOI: 10.1126/sciadv.adw6362.
10. CLUBB, F.J.; WEIR, E.F.; MUDD, S.M. Continuous measurements of valley floor width in mountainous landscapes. *Earth Surface Dynamics*, v. 10, n. 3, p.437–456, 2022. DOI: 10.5194/esurf-10-437-2022.
11. CRAW, D.; UPTON, P.; BURRIDGE, C. P.; WALLIS, G. P.; WATERS, J. M. Rapid biological speciation driven by tectonic evolution in New Zealand. *Nature Geoscience*, v. 9, p. 140–144, 2016. DOI: 10.1038/ngeo2618.

12. FAN, N.; CHU, Z.; JIANG, L.; HASSAN, M. A.; LAMB, M. P.; LIU, X. Abrupt drainage basin reorganization following a Pleistocene river capture. *Nature Communications*, v. 9, p.1–6, 2018. DOI: 10.1038/s41467-018-06238-6.
13. FERRIER, K. L.; HUPPERT, K. L.; PERRON, J. T. Climatic control of bedrock river incision. *Nature*, v. 496, p. 206–209, 2013. DOI: 10.1038/nature11982.
14. FLINT, J. J. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, v. 10, n. 5, p. 969–973, 1974. DOI: 10.1029/WR010i005p00969.
15. 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.
16. 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.
17. GALLEN, S.F.; WEGMANN, K.W.; BOHNENSTIEHL, D.R. Miocene rejuvenation of topographic relief in the southern Appalachians. *GSA Today*, v. 23, n. 2, p. 4–10, 2013. DOI: 10.1130/GSATG163A.1.
18. GALLEN, S.F. Lithologic controls on landscape dynamics and aquatic species evolution in post-orogenic mountains. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 493, p. 150–160, 2018. DOI: 10.1016/j.epsl.2018.04.029.
19. GILBERT, G.K. *Geology of Henry Mountains (Utah)*. USGS Report, Government Printing Office, Washington, D. C., 1877.
20. GOREN, L.; FOX, M.; WILLETT, S.D. Tectonics from fluvial topography using formal linear inversion: Theory and applications to the Inyo Mountains, California. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 119, n. 8, p. 1651–1681, 2014. DOI: 10.1002/2014JF003079.
21. HABOUSHA, K.; GOREN, L.; NATIV, R.; GRUBER, C. Plan-form evolution of drainage basins in response to tectonic changes: insights from experimental and numerical landscapes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 128, p.1–24, 2023. DOI: 10.1029/2022JF006876.
22. HACKNEY, C.; CARLING, P. The occurrence of obtuse junction angles and changes in channel width below tributaries along the Mekong River, south-east Asia. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 36, n. 12, p.1563–1576, 2011. DOI: 10.1002/esp.2165.
23. HAREL, E.; GOREN, L.; GINAT, H.; SHELEF, E. Drainage reversal toward cliffs induced by lateral lithologic differences. *Geology*, v. 47, p. 928–932, 2019. DOI: 10.1130/G46353.1.
24. HAREL, E.; GOREN, L.; CROUVI, O.; GINAT, H.; SHELEF, E. Drainage reorganization induces deviations in the scaling between valley width and drainage area. *Earth Surface Dynamics*, v. 10, p. 875–894, 2022. DOI: 10.5194/esurf-10-875-2022.
25. HAREL, E.; GOREN, L.; CROUVI, O.; PORAT, N.; QU, T.; GINAT, H.; SHELEF, E. Record of paleo water divide locations reveals intermittent divide migration and links to paleoclimate proxies. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 122, n. 10, p.1–12, 2025. DOI: 10.1073/pnas.2408426122.
26. HE, C.; BRAUN, J.; TANG, H.; YUAN, X.; ACEVEDO-TREJOS, E.; OTT, R.F.; STUCKY DE QUAY, G. Drainage divide migration and implications for climate and biodiversity. *Nature Reviews Earth & Environment*, v. 5, n. 3, p.177–192, 2024. DOI: 10.1038/s43017-023-00511-z.
27. HERGARTEN, S.; ROBL, J.; STÜWE, K. Tectonic geomorphology at small catchment sizes – extensions of the *stream-power* approach and the χ method, *Earth Surface Dynamics*, v. 4, p.1–9, 2016. DOI: 10.5194/esurf-4-1-2016.
28. HOORN, C.; WESSELINGH, F.P.; TER STEEGE, H.; BERMUDEZ, M.A.; MORA, A.; SEVINK, J.; SANMARTÍN, I.; SANCHEZ-MESEGUER, A.; ANDERSON, C.L.; FIGUEIREDO, J.P.; JARAMILLO, C. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. *Science*, v. 330, n. 6006, p.927–931, 2010. DOI: 10.1126/science.1194585.
29. HOWARD, A.D.; KERBY, G. Channel changes in badlands. *GSA Bulletin*, v. 94, n. 6, p. 739–752, 1983. DOI: 10.1130/0016-7606(1983)94<739:CCIB>2.0.CO;2.
30. HU, K.; FANG, X.; FERRIER, K.L.; GRANGER, D.E.; ZHAO, Z.; RUETENIK, G.A. Covariation of cross-divide differences in denudation rate and χ : Implications for drainage basin reorganization in the Qilian Shan, northeast Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 562, p.1–12, 2021. DOI: 10.1016/j.epsl.2021.116812.
31. 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.
32. LAGUE, D. The stream power river incision model: evidence, theory and beyond, *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 39, p.38–61, 2014. DOI: 10.1002/esp.3462.
33. LANDESAMT FÜR GEOINFORMATION UND LANDENTWICKLUNG BADEN-WÜRTTEMBERG (LGL-BW). ATKIS Digitales Geländemodell DGM 5 m. GDI-DE Registry, 2005. Disponível em: <https://registry.gdi-de.org/id/de.bw.lubw.mdk/dc988bd8-2bbb-4e88-91fc-1daf196eee6e>. Acesso em: 10 jul. 2025.

34. LIU, Y.; WANG, Y.; WILLET, S. D.; ZIMMERMANN, N. E.; PELLISSIER, L. Escarpment evolution drives the diversification of the Madagascar flora. *Science*, v. 383, p. 653–658, 2024. DOI: 10.1126/science.adi0833.
35. MA, Q.Y.; LI, A.B.; WANG, P. Automatic detection of river capture based on planform pattern and χ -plot of the stream network. *Geomorphology*, v. 425, p.1–13, 2023. DOI: 10.1016/j.geomorph.2023.108587.
36. MOLIN, P.; SEMBRONI, A.; BALLATO, P.; FACCENNA, C. The uplift of an early stage collisional plateau unraveled by fluvial network analysis and river longitudinal profile inversion: the case of the Eastern Anatolian Plateau. *Tectonics*, v. 42, p.1–31, 2023. DOI: 10.1029/2022TC007737.
37. MOREL, P.; VON BLANCKENBURG, F.; SCHALLER, M.; KUBIK, P. W.; HINDERER, M. Lithology, landscape dissection and glaciation controls on catchment erosion as determined by cosmogenic nuclides in river sediment (the Wutach Gorge, Black Forest). *Terra Nova*, v. 15, p. 398–404, 2003. DOI: 10.1046/j.1365-3121.2003.00519.x.
38. MUDD, S.M.; ATTAL, M.; MIŁODOWSKI, 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, n. 2, p.138–152, 2014. DOI: 10.1002/2013JF002981.
39. MUDD, S.M.; CLUBB, F.J.; GAILLETON, B.; HURST, M.D. How concave are river channels?. *Earth Surface Dynamics*, v. 6, n. 2, p.505–523, 2018. DOI: 10.5194/esurf-6-505-2018.
40. MUSER, L. J.; GIAKOURIS, M.; ALBERT, J.; DEL-RIO, G.; REGO, M.; THOM, G.; ALEIXO, A.; RIBAS, C. C.; BRUMFIELD, G.; SMITH, B. T.; CRACRAFT, J. River network rearrangements promote speciation in lowland Amazonian birds. *Science Advances*, v. 8, p.1–15, 2022. DOI: 10.1126/sciadv.abn1099.
41. PEIFER, D.; CREMON, É.H.; ALVES, F.C. Ferramentas modernas para a extração de métricas de gradientes fluviais a partir de MDEs: uma revisão. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 21, n. 1, p.118–138, 2020. DOI: 10.20502/rbg.v21i1.1732.
42. PEIFER, D.; PERSANO, C.; HURST, M. D.; BISHOP, P.; FABEL, D. Growing topography due to contrasting rock types in a tectonically dead landscape, *Earth Surface Dynamics*, v. 9, n. 2, p.167–181, 2021. DOI: 10.5194/esurf-9-167-2021.
43. PEIFER, D.; CREMON, É.H.; VAL, P.; FERNANDES, N.F., Bases teóricas do modelo *stream-power* de incisão fluvial. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 23, n. 2, p. 1512–1523, 2022. DOI: 10.20502/rbg.v23i2.2143.
44. PERRON, J. T.; ROYDEN, L. An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 38, p. 570–576, 2013. DOI: 10.1002/esp.3302.
45. PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. New physical evidence of the role of stream capture in active retreat of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachians. *Geomorphology*, v. 123, n. 3–4, p. 305–319, 2010. DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.07.023.
46. QU, T.; SHELEF, E.; GOREN, L.; HAREL, E.; PORAT, O. Evolution of shoulder type escarpments through feedback between *knickpoint* and *windgap* migration. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 130, n. 1, p.1–22, 2025. DOI: 10.1029/2024JF007928.
47. ROSENBLUM, N.A.; ANDERSON, R.S. Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 99, n. B7, p.14013–14029, 1994. DOI: 10.1029/94JB00048.
48. RUZZANTE, D.E.; SIMONS, A.P.; MCCracken, G.R.; HABIT, E.; WALDE, S.J. Multiple drainage reversal episodes and glacial refugia in a Patagonian fish revealed by sequenced microsatellites. *Proceedings of the Royal Society B*, v. 287, n. 1928, p.1–10, 2020. DOI: 10.1098/rspb.2020.0468.
49. SALLES, T.; HUSSON, L.; LORCERY, M.; HADLER BOGGIANI, B. Landscape dynamics and the Phanerozoic diversification of the biosphere. *Nature*, v. 624, p.1–7, 2023. DOI: 10.1038/s41586-023-06777-z.
50. SCHERLER, D.; SCHWANGHART, W. Drainage divide networks – Part 1: Identification and ordering in digital elevation models. *Earth Surface Dynamics*, v. 8, p.245–259, 2020. DOI: 10.5194/esurf-8-245-2020.
51. 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.
52. SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. Divide mobility controls knickpoint migration on the Roan Plateau (Colorado, USA). *Geology*, v. 48, n. 7, p.698–702, 2020. DOI: 10.1130/G47054.1.
53. SHELEF, E.; GOREN, L. The rate and extent of *wind-gap* migration regulated by tributary confluences and avulsions. *Earth Surface Dynamics*, v. 9, p. 687–700, 2021. DOI: 10.5194/esurf-9-687-2021.
54. SMALL, R. J. The study of landforms. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1978.
55. STOKES, M.F.; KIM, D.; GALLAN, S.F.; BENAVIDES, E.; KECK, B.P.; WOOD, J.; GOLDBERG, S.L.; LARSEN, I.J.; MOLLISH, J.M.; SIMMONS, J.W.; NEAR, T.J. Erosion of heterogeneous rock drives diversification of Appalachian fishes. *Science*, v. 380, n. 6647, p.855–859, 2023a. DOI: 10.1126/science.add9791.

56. STOKES, M. F.; LARSEN, I. J.; GOLDBERG, S. L.; MCCOY, S. W.; PRINCE, P. P.; PERRON, J. T. The erosional signature of drainage divide motion along the Blue Ridge Escarpment. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 128, p.1–21, 2023b. DOI: 10.1029/2022JF006757.
57. STOLLE, A.; SCHWANGHART, W.; ANDERMANN, C.; BERNHARDT, A.; FORT, M.; JANSEN, J. D.; WITTMANN, H.; MERCHEL, S.; RUGEL, G.; ADHIKARI, B. R.; KORUP, O. Protracted river response to medieval earthquakes. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 44, n. 1, p.331–341, 2019. DOI: 10.1002/esp.4517.
58. STRASSER, M.; STRASSER, A.; PELZ, K.; SEYFRIED, H. A mid Miocene to early Pleistocene multi-level cave as a gauge for tectonic uplift of the Swabian Alb (Southwest Germany). *Geomorphology*, v. 106, p. 130–141, 2009. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.09.012.
59. STRONG, C.M.; MUDD, S.M. Explaining the climate sensitivity of junction geometry in global river networks. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 119, n. 50, p.1–9, 2022. DOI: 10.1073/pnas.2211942119.
60. VANCE, G.; KIRSCHNER, D.; WILLETT, S. D.; PELLISSIER, L. Drainage reorganization and intraspecific genetic diversity of riverine fish in the Ligurian Alps and Northern Apennines. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 130, p.1–26, 2025. DOI: 10.1029/2024JF008028.
61. VILLINGER, E. Zur Flußgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. *Jahresberichte Und Mitteilungen Des Oberrheinischen Geologischen Vereins*, v. 80, p.361–398, 1998. DOI: 10.1127/jmoggv/80/1998/361.
62. WANG, Y.; WILLETT, S. D.; WU, D. The role of weathering on morphology and rates of escarpment retreat of the rift margin of Madagascar. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 128, p.1–17, 2023. DOI: 10.1029/2022JF007001.
63. WATERS, J. M.; WALLIS, G. P.; BURRIDGE, C. P.; CRAW, D. Geology shapes biogeography: Quaternary river-capture explains New Zealand's biologically 'composite' Taieri River. *Quaternary Science Reviews*, v. 120, p.47–56, 2015. DOI: 10.1016/j.quascirev.2015.04.023.
64. WILLETT, S. D.; MCCOY, S. W.; BEESON, H. W. Transience of the North American High Plains landscape and its impact on surface water. *Nature*, v. 561, p.528–532, 2018. DOI: 10.1038/s41586-018-0532-1.
65. WINTERBERG, S.; WILLETT, S. D. Greater Alpine river network evolution, interpretations based on novel drainage analysis. *Swiss Journal of Geosciences*, v. 112, p. 3–22, 2019. DOI: 10.1007/s00015-018-0332-5.
66. 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.
67. WHIPPLE, K.X.; FORTE, A.M.; DIBIASE, R.A.; GASPARINI, N.M.; OUIMET, 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, 2017. DOI: 10.1002/2016JF003973.
68. 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.1–9, 2014. DOI: 10.1126/science.1248765.
69. YANG, R.; WILLETT, S. D.; GOREN, L. In situ low-relief landscape formation as a result of river network disruption. *Nature*, v. 520, p.526–529, 2015. DOI: 10.1038/nature14354.
70. YANITES, B.J.; EHLERS, T.A.; BECKER, J.K.; SCHNELLMANN, M.; HEUBERGER, S. High magnitude and rapid incision from river capture: Rhine River, Switzerland. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 118, p.1060–1084, 2013. DOI: 10.1002/jgrf.20056.
71. ZIEGLER, P.A.; DÈZES, P. Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: Timing and controlling mechanisms. *Global and Planetary Change*, v. 58, p.237–269, 2007. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2006.12.004.
72. ZIEGLER, P.A.; FRAEFEL, M. Response of drainage systems to Neogene evolution of the Jura fold-thrust belt and Upper Rhine Graben. *Swiss journal of geosciences*, v. 102, n. 1, p.57–75, 2009. DOI: 10.1007/s00015-009-1306-4.



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