

Rios de leito rochoso: aspectos geomorfológicos fundamentais

Bedrock Rivers: fundamental geomorphologic aspects

Adalto Gonçalves Lima¹

Resumo

Os estudos sobre rios de leito rochoso desenvolveram-se grandemente nas últimas décadas, mas no Brasil, esses estudos ainda são incipientes. Considerando o estado recente do desenvolvimento desse tema e a escassez de trabalhos em língua portuguesa, é feita uma revisão dos aspectos geomorfológicos fundamentais desses rios com base nos estudos atuais. Primeiramente analisa-se o conceito de canais fluviais de leito rochoso. Em segundo lugar são analisados os princípios hidráulicos que governam a erosão em leitos rochosos. Finalmente, os processos erosivos de abrasão, arranque e cavitação são descritos a partir das pesquisas atuais.

Palavras-chave: rios de leito rochoso; potência do escoamento; erosão fluvial.

Abstract

The studies about bedrock rivers have been largely developed in last decades, but in Brazil these studies are still incipient. Considering the recent development of this theme and the scarcity of related research in Portuguese language, it is conducted a revision of fundamental geomorphologic aspects of bedrock rivers based on current studies. First of all, it is analyzed the bedrock river concept and after that, it is analyzed the hydraulic principles that govern the bedrock erosion. Finally, the erosive processes of abrasion, plucking and cavitation are described from current researches.

Key words: bedrock rivers; stream power; fluvial erosion.

Introdução

Os estudos sobre rios de leito aluvial foram amplamente desenvolvidos ao longo do tempo da ciência geomorfológica, mas o sistemático interesse sobre os rios de

leito rochoso começou a tomar forma, principalmente, a partir da década de 1990. Em grande parte, o redescobrimto desses rios enquanto agentes geomorfológicos deve-se ao reconhecimento da sua importância para os estudos de evolução da paisagem

¹ Dr. Licenciado em Geografia; Professor do Departamento de Geografia da Universidade Estadual do Centro Oeste, UNICENTRO; Rua Camargo Varela de Sá, 03, 85.040-080, Guarapuava, Paraná, Brasil; E-mail: adalto@unicentro.br

(HOWARD et al., 1994; WHIPPLE; TUCKER, 2002) e do acoplamento entre a erosão fluvial e o soerguimento de montanhas (WHIPPLE; MEADE, 2004). No entanto, como observaram Hancock et al. (1998), os rios de leito rochoso ainda constituem uma parte pobremente conhecida do sistema geomorfológico.

Muitos conceitos referentes ao tema são, portanto, ou novos ou aplicados dentro de uma perspectiva nova. Sobretudo no Brasil, o estudo de rios de leito rochoso é muito incipiente, embora esses rios sejam elementos comuns nas diversas paisagens geomorfológicas do território nacional. Considerando o estado relativamente recente das pesquisas e que as publicações estão, predominantemente, em língua inglesa, torna-se oportuno trazer esta revisão sobre alguns aspectos fundamentais da temática.

Estrutura-se esta revisão em três conjuntos. O primeiro conjunto apresenta uma conceituação estendida sobre canais fluviais de leito rochoso, evidenciando suas características principais. O segundo conjunto trata dos fundamentos hidráulicos envolvidos com a dinâmica erosiva dos canais de leito rochoso. Finalmente, o terceiro conjunto apresenta os processos erosivos que atuam em leitos rochosos.

Canais fluviais de leito rochoso

O termo *bedrock*, aplicado aos canais fluviais, é de uso consagrado na literatura geomorfológica internacional, embora seu uso seja mais amplo, mais antigo, e com outra conotação, na Geologia. Como notaram Tinkler e Whol (1998, p.15), o termo *rockbed* seria mais consistente com as expressões *sand bed* e *gravel bed*. Embora denote a idéia de leito rochoso, o termo *bedrock*, como é

utilizado, inclui também as margens rochosas. Neste sentido, a expressão *bedrock channel*, traduzida aqui como canal rochoso, assume flexibilidade para designar rios com leito rochoso, com ou sem margens rochosas.

Os canais rochosos, considerados num sentido estrito, ou seja, isentos de qualquer tipo de cobertura aluvial, não existem por longas extensões. Assim, canais rochosos são mais apropriadamente designados de canais mistos rochoso-aluvial (*mixed bedrock-alluvial channels*). Neste caso, o termo “rochoso” refere-se a trechos onde o leito rochoso é exposto, enquanto o termo “aluvial” refere-se a trechos que possuem uma fina cobertura aluvial mobilizável durante os eventos de fluxo de alta magnitude (TINKLER; WHOL, 1998). A expressão “canal misto rochoso-aluvial” foi, inicialmente, utilizada e analisada por Howard et al. (1994) e intensamente trabalhada por Whipple e Tucker (1999; 2002); a expressão *bedrock channel* é comumente aplicada para designar canais de leito misto, enquanto a expressão *bedrock reach* aplica-se a trechos com leito rochoso exposto (WHIPPLE, 2004).

Em resumo, um canal rochoso ou misto é aquele em que a cobertura aluvial não é contínua no tempo e no espaço e, onde existente, é pouco espessa e mobilizável, de modo que a incisão no substrato rochoso é ativa (HOWARD et al., 1994; WHIPPLE et al. 2000a). Em termos amplos, os canais rochosos são desenvolvidos em material coesivo e resistente, incluindo aluviões e cascalhos cimentados (TINKLER; WHOL, 1998). Turowski et al. (2008) conceituaram os canais rochosos como aqueles que não podem apresentar substancial incisão vertical ou lateral sem erodir o substrato rochoso. Haveria, então, três membros finais de canais rochosos: (1) canal confinado inteiramente na

rocha, com exposição rochosa tanto no leito quanto nas margens, (2) canal com margens rochosas, mas com cobertura aluvial no leito e (3) canal com exposição rochosa apenas no leito.

A distribuição de trechos rochosos e aluviais em determinado rio depende do relevo da bacia, das declividades do canal e das propriedades dos sedimentos que lhe são supridos (HOWARD, 1998). Encostas íngremes podem fornecer blocos e matacões que recobrem o leito do rio. A declividade do canal determina a potência do escoamento e, portanto, a capacidade de transporte dos sedimentos. Os tipos de rocha que o rio corta irão determinar as características dos clastos quanto à granulometria e taxas de cominuição.

Morfologicamente, os canais rochosos diferenciam-se dos canais aluviais, principalmente, pelas declividades relativamente maiores. No sentido hidráulico, uma declividade alta seria aquela na qual o fluxo central do canal é, no mínimo, crítico ($Fr \approx 1$), maximizando a potência do escoamento e tensão de cisalhamento, de modo que os sedimentos são prontamente removidos (TINKLER, 1997). Trechos rochosos e com baixa declividade relativa são passíveis de ocorrer (MILLER, 1991; HOWARD, 1998 p.308). Entretanto, a integração de vários trechos pode fornecer valores médios de declividade mais elevados, o que é possível quando o nível de vazão aumenta e elimina as pequenas rupturas de declive (TINKLER; WHOL, 1998, p.3).

O ajuste da geometria hidráulica nos canais rochosos é ainda pouco conhecido, porém alguns trabalhos indicam que o ajuste não é muito diferente dos canais aluviais. Nos canais de leito rochoso, devido à resistência dos materiais, o ajuste não é tão rápido

quanto nos canais aluviais, embora a taxa de erosão possa variar muito ao longo de um mesmo canal ou entre canais (TINKLER; WOHL, 1998). Não obstante, os resultados das pesquisas mostram que a largura aumenta rio abaixo proporcionalmente ao aumento da área drenada ($w \approx A^z$), sendo que as taxas de aumento (z) estão entre 0,3 e 0,5 (MONTGOMERY; GRAN, 2001; TOMKIM et al. 2003, FINNEGAN et al., 2005).

As variações na largura de um canal de leito rochoso podem ocorrer por diversos fatores. Variações na litologia ao longo de um canal são os controles mais comuns (WOHL; ACHYUTHAN, 2002; MONTGOMERY; GRAN, 2001). Hancock et al. (1998, p.48) sugeriram que, sendo constante a litologia em trechos onde predomina a erosão por arranque (*plucking*), os canais tendem a ser mais largos que nos trechos onde predomina a abrasão. O aumento na largura também pode estar relacionado ao grau de aluvionamento, que força o fluxo a erodir as margens (PAZZAGLIA et al., 1998; FINNEGAN, 2007).

Hidráulica e erosão

Durante os períodos de alta vazão (vazão geomorfologicamente dominante), os rios de leito misto rochoso-aluvial erodem seu substrato mesmo nos trechos aluviais, devido à mobilização da carga sedimentar. Uma fina e descontínua cobertura aluvial permanece nos períodos de baixa vazão (HOWARD; KERBY, 1983; HOWARD, 1998). Desse modo, pode-se dizer que a erosão, nesses canais, ocorre quando o fluxo fluvial possui capacidade de transporte excessiva, comparada ao suprimento de sedimentos (HOWARD et al., 1994). A

capacidade de transporte pode ser entendida em termos da tensão de cisalhamento ou da potência do escoamento.

A tensão de cisalhamento no leito (τ_o) é comumente utilizada nas equações de transporte de sedimento, sendo definida como a tensão de cisalhamento média exercida pelo fluxo sobre o leito (ROBERT, 2003) e sendo escrita como:

$$\tau_o = \gamma d S \quad (1)$$

onde γ é o peso específico da água, d a é profundidade do fluxo e S é o gradiente de energia do canal (comumente substituído pelo declive do leito ou da superfície da água).

A potência do escoamento pode ser definida como a taxa temporal do gasto de energia na medida em que a água se desloca rio abaixo (RHOADS, 1987, p.191). A energia cinética do fluxo é dissipada no atrito com as margens, no transporte de sedimento e na erosão do canal. A potência do escoamento geralmente é definida como *total* (equação 2) ou como *específica* (equação 3):

$$\Omega = \gamma Q S \quad (2)$$

$$\omega = \gamma Q S / w \quad (3)$$

onde Q é a vazão, e w é a largura do canal.

A potência total representa a taxa de suprimento de energia por unidade de comprimento do canal (BAGNOLD, 1977). Porém, sua relação com a capacidade total de transporte tem dado ensejo à utilização preferencial da potência específica, que se relaciona mais com a competência fluvial em nível de seção transversal. A expressão apresentada por Bagnold (1977, p. 303), pela qual se estabelece que $\omega = \tau_o v$, demonstra a relação da potência específica com a tensão de cisalhamento.

Duas noções básicas são importantes quando se considera o transporte de

sedimentos em função da potência específica. A primeira delas é que, sendo grande parte da energia de um rio dissipada no atrito interno do fluxo e com a superfície delimitadora do canal, a potência disponível para transporte dos sedimentos é apenas uma fração da potência específica. A segunda noção é que o movimento de uma partícula sedimentar ocorre em função do excesso de potência em relação à potência crítica ($\omega - \omega_c$).

A erosão do leito rochoso começa quando a cobertura aluvial é removida. Bull (1979), trabalhando com a noção de limiar crítico, asseverou que, quando a potência do escoamento é suficiente para transportar a carga do leito, ocorre erosão da cobertura aluvial e do leito rochoso. A incisão depende, em grande parte, da ação das partículas sedimentares em trânsito no canal, ou seja, depende do efeito abrasivo que as partículas têm sobre o leito. Assim, a erosão do leito depende da relação entre a taxa de suprimento e a taxa de remoção de sedimentos.

Sklar e Dietrich (2004), baseados em resultados experimentais (SKLAR; DIETRICH, 2001), desenvolveram um modelo que evidencia essa relação e concluíram que: (1) a granulometria da carga do leito é um controle importante na erosão, porque determina o limiar crítico da tensão de cisalhamento necessário para o transporte e a eficiência erosiva de determinado valor de tensão de cisalhamento; (2) a taxa de incisão é mais sensível às mudanças na tensão de cisalhamento quando o suprimento de sedimento é aproximadamente igual à remoção, porque pequenas mudanças na tensão de cisalhamento podem induzir grandes alterações na cobertura sedimentar do leito; e (3) que há um limite superior na eficiência erosiva das partículas em

trânsito em condições de elevada tensão de cisalhamento, sugerindo a importância de outros mecanismos erosivos quando tal condição é atingida.

Embora os processos abrasivos sejam considerados importantes na erosão dos leitos rochosos, em substratos mais fraturados a erosão proveniente da força hidráulica do fluxo, ou erosão por arranque (*plucking*), assume um peso significativo. A relação com os sedimentos, entretanto, continua importante. Primeiramente, porque a cobertura aluvial precisa ser removida para haver a ação da força hidráulica sobre o leito rochoso. Em segundo lugar, o impacto dos sedimentos transportados em saltação pode fissurar o leito, causando a macro-abrasão e preparando o material para o arranque (HANCOCK et al., 1998; WHIPPLE et al., 2000a; SKLAR; DIETRICH, 2001).

Considerando a estreita relação da potência do escoamento com o transporte e a erosão fluvial, delineou-se a noção de que a incisão em leitos rochosos seria governada pelo que se convencionou chamar de “lei da potência do escoamento” (cf. PAZZAGLIA et al., 1998; SKLAR; DIETRICH, 1998; STOCK; MONTGOMERY, 1999). Howard e Kerby (1983), estudando o desenvolvimento erosivo de canais, concluíram que a taxa de incisão em leito rochoso (E) é proporcional à tensão de cisalhamento (τ) exercida pelo fluxo da vazão dominante sobre o leito, de modo que:

$$E = -k_b \tau^a \quad (4)$$

onde k_b é uma constante empírica e a , um expoente também obtido empiricamente. Seidl e Dietrich (1992) propuseram, de modo mais explícito, que a taxa de incisão em leito rochoso seria uma função da potência do escoamento, generalizada na equação (5). Desse modo, a potência do escoamento

representaria a capacidade erosiva do rio, variável com a vazão (Q) e com a declividade do canal (S):

$$E = k(QS)^n \quad (5)$$

A vazão, assumida como uma vazão dominante, sendo relacionada à área de drenagem (A), permite que a equação (5) seja reescrita como:

$$E = KA^m S^n \quad (6)$$

onde m e n são constantes positivas e K é um coeficiente dimensional de erodibilidade, o qual está intimamente associado à resistência litológica (STOCK; MONTGOMERY, 1999), ao suprimento e granulometria dos sedimentos em trânsito (WHIPPLE; TUCKER, 2002; SKLAR; DIETRICH, 2004), à fração de eventos hidrológicos que promovem a erosão do leito (TUCKER; BRAS, 2000) e ao ajuste da largura do canal (SNYDER et al., 2003). Desse modo, a equação (6) admite que a erosão fluvial é condicionada pela potência do escoamento, mas sendo esse condicionamento especificado pelos parâmetros físicos representados no coeficiente de erodibilidade.

Processos erosivos

O modo como as rochas respondem aos processos erosivos fluviais depende, em parte, das características intrínsecas - químicas e físicas - dos materiais de que são constituídas. Há, portanto, variados processos e eficiências erosivas. Os tipos de processos erosivos e a eficiência com que atuam na determinação da morfologia do leito constituem um conjunto basilar de relações que, de modo mais amplo, contribuem para definir a morfologia do canal (declividade, largura e profundidade) e a sua evolução.

Os processos erosivos fluviais, classicamente, têm sido agrupados em três

amplas categorias: corrosão, abrasão (corrasão) e cavitação (CHRISTOFOLETTI, 1981; KNIGHTON, 1998). A corrosão inclui todos os processos químicos relacionados à reação da água com as rochas do leito (CHRISTOFOLETTI, 1981, p.236). Comumente, o termo corrosão é restringido, ou simplificado, de modo que é apenas mencionado como dissolução (e.g. WOHL, 1993, WHIPPLE et al. 2000a, SKLAR; DIETRICH, 2001; FOSTER; SPRINGER, 2001).

Diferente de um processo erosivo, a corrosão deve ser considerada mais apropriadamente como um conjunto de processos que facilitam a erosão pela abrasão, cavitação e arranque, embora o intemperismo possa liberar soluções que, em última análise, reduzem a massa das rochas. Neste sentido, mesmo uma ação de fluxo fluvial com energia cinética desprezível poderia reduzir o volume da rocha, removendo a parte solubilizada e aproximando a corrosão a um processo erosivo.

Outra categoria sobre a qual se tem dado atenção na literatura mais recente é relacionada ao processo de *plucking*, ou erosão por arranque (HANCOCK et al., 1998; WHIPPLE et al., 2000a; COLEMAN et al., 2003). Alguns autores preferem o termo *quarrying* para designar o processo de arranque (MILLER, 1991; SPRINGER et al., 2003).

Abrasão

A abrasão é um dos processos de erosão mais comuns em rios de leito rochoso e se caracteriza pelo atrito das partículas de sedimento em trânsito, sobre as rochas do leito e das margens. Comparada à erosão por arranque, outro processo importante de erosão, a abrasão opera de modo mais

contínuo (STOCK et al., 2005). Tanto a carga do leito como a carga em suspensão podem agir como ferramentas abrasivas. A eficiência de cada uma delas foi discutida e modelada respectivamente por Sklar e Dietrich (1998, 2001) e Whipple et al. (2000a).

A abrasão pode ser classificada em macro-abrasão (*macro-abrasion*) e micro-abrasão (*wear*). A macro-abrasão refere-se ao lascamento e fraturamento das rochas do leito pelo impacto dos sedimentos em saltação, enquanto a micro-abrasão refere-se à abrasão efetuada grão-por-grão, inclusive pelas partículas em suspensão (WHIPPLE, 2004, p.163). Embora essa distinção possibilite uma melhor definição dos processos, normalmente a abrasão é tratada como um processo único.

Sklar e Dietrich (2001) desenvolveram experimentos para verificar os efeitos dos fluxos diferenciais de sedimento sobre a abrasão dos leitos. Os autores chegaram a resultados que confirmam a noção intuitiva de que a abrasão diminui na medida em que o fluxo de sedimentos aumenta, caracterizando o efeito de proteção do leito. Em avaliações de campo, Stock et al. (2005, p.16) notaram que a presença de cascalho e detritos lenhosos modula a incisão fluvial ao isolar o leito contra a ação abrasiva. As acumulações de detritos lenhosos podem formar trechos aluviais ao represarem os sedimentos. Tais trechos foram denominados de “aluviais forçados”, por Massong e Montgomery (2000).

Considerando-se as relações de tensão de cisalhamento crítico, nota-se que as ferramentas abrasivas mais eficientes, por meio de saltação, seriam aquelas cujo tamanho é grande o suficiente para se deslocarem como carga do leito, porém não tão grandes a ponto de serem imóveis (SKLAR; DIETRICH, 2001). Fica evidente

que as condições de abrasão dependem da quantidade de sólidos disponíveis e da sua distribuição granulométrica, da taxa de cominuição das partículas devido ao transporte e da tensão de cisalhamento (ou potência do escoamento) disponível para mobilização da carga do leito (SKLAR; DIETRICH, 2004).

As rochas possuem resistências diferenciadas à abrasão. A partir de seus experimentos com 22 litologias, Sklar e Dietrich (2001) concluíram que a abrasão fluvial é aproximadamente inversa ao quadrado da resistência à tração. Rochas pouco fraturadas (espaçamento maior que um metro) favorecem a erosão abrasiva em detrimento da erosão por arranque (HANCOCK et al., 1998; WHIPPLE et al. 2000a,b; TOOTH; McCARTHY, 2004). Nessas rochas é comum a ocorrência de feições esculpidas como marmitas, depressões curvi ou retilineares (*furrows*) e *flutes* (WOHL, 1993; WHIPPLE et al., 2000b; WOHL; ACHYUTAN, 2002).

O fluxo turbulento propicia a formação de vórtices de eixos verticais ou horizontais. Esses turbilhões, conduzindo grânulos, seixos e blocos como material abrasivo, são responsáveis pela esculturação de diversas formas erosivas nos leitos rochosos (RICHARDSON; CARLING, 2005).

As marmitas são as formas erosivas mais conhecidas e são atribuídas a vórtices verticais e estacionários, surgidos em função de irregularidades do leito. A cavitação pode ter uma participação importante na geração dessas irregularidades iniciais. Grandes blocos, relativamente imóveis e dispostos no leito, propiciam a formação de turbilhonamento à jusante dos mesmos, algumas vezes levando à formação de marmitas (HANCOCK et al., 1998; WHIPPLE et al., 2000a). Com a

evolução do processo erosivo, várias marmitas podem coalescer e formar um canal interno (WHIPPLE et al., 2000a,b; WOHL, 1993; WOHL; ACHYUTAN, 2002). Feições como essas, mostrando progressão das formas erosivas, apenas são passíveis de ocorrência em substratos maciços, pois em substratos com muitos planos de acamamento e fraturas a erosão por arranque é favorecida (GARDNER, 1983; WOHL, 1993).

Sulcos longitudinais (*grooves*), desenvolvidos em substrato arenítico, foram descritos por Wohl (1993). Aparentemente, os sulcos, assim como depressões rasas longitudinais, não possuem relação com fraturas do substrato, mas seriam devidos a vórtices horizontais. O mesmo mecanismo parece ser responsável por feições côncavas de perfil assimétrico, denominadas de *flutes*. Quando justapostos, os *flutes* ganham a denominação de *scallops* (SPRINGER e WOHL, 2002; SPRINGER et al., 2003). Os *flutes* foram reportados em diversas litologias, como calcários (SRINGER; WOHL, 2002), arenitos (BAKER; PICKUP, 1987) e metamórficas de alto grau (WHIPPLE et al., 2000a). Essas feições ocorrem em protuberâncias rochosas do leito; podem, ainda, ocorrer nas paredes dos canais rochosos.

Em trechos sujeitos à abrasão, as formas esculpidas nem sempre são predominantes, nem tampouco iguais, realçando o fato de que há uma complexa relação entre os tipos de formas e as diferenças nas condições hidráulicas no canal. As feições iniciais do leito, os obstáculos e o modo como ocorrerão os processos de retro-alimentação entre formas incipientes e fluxo, provavelmente desempenham um papel importante (HANCOCK et al., 1998; WHIPPLE et al., 2000a). As diferenças entre as taxas de erosão por micro-abrasão e as taxas

de erosão por vórtices podem ser fundamentais para o maior ou menor desenvolvimento das formas esculpidas. Quando a micro-abrasão é maior, formas como *flutes* e marmitas podem ser pouco desenvolvidas (SPRINGER; WOHL, 2002).

Superfícies polidas, associadas a *flutes*, como as reportadas por Baker e Pickup (1987) e Whipple et al. (2000a), e associadas a feições semelhantes a marcas onduladas, como descritas por Hancock et al. (1998), registrariam o efeito de areias em suspensão em fluxos de alta velocidade. Essas feições foram descritas pelos citados autores, em protuberâncias do leito, ou mesmo em superfícies de grandes matacões. É importante notar que Hancock et al. (1998) e Whipple et al. (2000a) consideraram a abrasão por carga em suspensão mais efetiva que a abrasão por carga do leito, pelo menos em rios grandes, como o Rio Indo (Paquistão). Esses autores argumentam que o fluxo turbulento facilita o contato da carga em suspensão com as superfícies rochosas, sejam elas no nível do leito ou então salientes, e que o impacto dos sedimentos em saltação somente são eficientes como auxiliares à erosão por arranque. Neste sentido, em rochas maciças, a abrasão por saltação não seria eficiente. Sklar e Dietrich (2001, 2004), por outro lado, advogam a idéia de que a abrasão por carga em suspensão é restrita às protuberâncias do leito e tratam a abrasão por saltação como sendo a mais eficiente nos leitos rochosos pouco fraturados.

Conforme Whipple (2004, p.165), o material abrasivo envolvido na formação de *flutes* e marmitas é constituído pela fração mais fina da carga do leito e mais grossa da carga em suspensão; o diâmetro máximo da partícula abrasiva seria menor que 10% do diâmetro da forma erosiva.

Barnes et al. (2004), estudando leitos fluviais sobre arenitos, observaram que, embora a presença de material abrasivo contribua para formação de marmitas, baixas taxas de suprimento de material grosso é essencial para o desenvolvimento dessas feições. Notaram também que, em muitas marmitas, os sedimentos presentes eram apenas areias.

Arranque

A erosão por arranque é ocasionada pela força do fluxo fluvial que age no sentido de destacar fragmentos do leito e das margens. Notadamente, pode ocorrer arranque de fragmentos pela ação direta do material sedimentar em trânsito que, para clareza dos conceitos, é um processo denominado de macro-abrasão. O uso da expressão “arranque hidráulico”, tal como o fizeram Howard (1998) e Tooth e McCarthy (2004), pode ser feito no sentido de enfatizar que a ação é independente do fluxo de sedimentos. Porém, uma vez que a abrasão, dependente do fluxo de sedimentos, já possui um qualificativo de uso mais corrente (macro-abrasão) para diferenciá-la de arranque, considera-se desnecessário o apensamento do termo “hidráulico”.

A erosão por arranque requer a presença de blocos delimitados por descontinuidades estruturais, tais como fraturas e planos de acamamento. Para simplicidade do presente texto essas feições serão aqui denominadas indistintamente como fraturas. Whipple et al. (2000a, p.495) indicaram quatro processos que poderiam realçar o fraturamento, bem como a soltura, ou a disponibilização desses blocos à remoção: (1) intemperismo químico e físico ao longo de fraturas, (2) efeito de cunha clasto-hidráulica (*hydraulic clast wedging*) por parte de areias e cascalho fino na progressiva

abertura de fissuras, (3) propagação vertical e lateral de fissuras produzidas por tensões diferenciais instantâneas associadas com o impacto de clastos em saltação e (4) propagação de fissuras por flexuras do leito devido a flutuações instantâneas da pressão pelo fluxo turbulento.

Em substratos cujas fraturas são pervasivas e o espaçamento entre elas é submétrico, a erosão por arranque é favorecida (WHIPPLE et al. 2000a, p.501; HANCOCK et al., 1998; WOHL e IKEDA, 1998). Onde é atuante, a erosão por arranque é mais rápida que a abrasão, dificultando o desenvolvimento de formas esculpadas (SPRINGER; WOHL, 2002). O mergulho dos estratos sedimentares também condiciona a efetividade do mecanismo de arranque. Miller (1991) mostrou que a remoção de blocos em rupturas de declive é mais eficiente em estratos que mergulham na direção contrária ao fluxo do rio, ou na mesma direção, porém em ângulo menor que o gradiente. Esse autor observou ainda, que as fraturas conjugadas em rochas carbonáticas, criavam melhores condições de remoção de blocos que em arenitos com fraturas unidirecionais.

Rochas intemperizadas química e fisicamente, podem apresentar conjuntos de fissuras que as preparam para a erosão. Stock et al. (2005) identificaram feições de intemperismo em leitos rochosos para, nesses locais, avaliarem as taxas de incisão. A abrasão foi o mecanismo atribuído por esses autores como responsável principal pela erosão. Contudo, é possível esperar que a força hidráulica, independentemente do fluxo de sedimentos, tenha também contribuído para essa erosão (cf. STOCK et al., 2005, fig. 10).

Como o impacto dos sedimentos em saltação pode induzir a propagação de

fissuras, Whipple et al. (2000a) avaliaram que, se esse mecanismo for eficiente para uma dada litologia, haveria uma relação muito estreita entre o fluxo de sedimento e a taxa de remoção de blocos. Assim como no modelo desenvolvido por Sklar e Dietrich (2001; 2004) para abrasão, nesse caso também haveria os efeitos limitantes relacionados à quantidade de sedimentos e à granulometria. Em outras palavras, uma grande quantidade de sedimento pode proteger o leito dos impactos dos clastos e a magnitude desses impactos irá depender da relação entre a resistência da rocha e o tamanho do material abrasivo transportado.

As variações na pressão atuantes sobre o leito, devidas ao fluxo turbulento, são responsáveis pela remoção de blocos delimitados por fraturas. Coleman et al. (2003) concluíram que, para blocos prismáticos de pequeno comprimento superficial (dez a quarenta milímetros), pressões de sucção são mais importantes no levantamento que em blocos com maior comprimento superficial. Não obstante, a força de arraste exercida pelo cisalhamento do fluxo sobre o leito favorece o alargamento das fraturas e possibilita a ação de pressões laterais que contribuem para desalojar os blocos (MILLER, 1991; WHIPPLE et al., 2000a). Esse mecanismo torna-se mais eficiente quando blocos adjacentes são removidos e as forças de arraste agem mais livremente sobre os blocos restantes, que se tornam progressivamente mais salientes no leito (efeito da projeção, discutido por Coleman et al., 2003). Tal noção é intuitiva quando se observa, em campo, o destacamento de blocos e retração de rupturas de declive de dimensões submétricas.

Hancock et al. (1998) desenvolveram modelos físicos simplificados para estimar a

capacidade de erosão por arranque. Nesses modelos, não consideraram os efeitos das orientações e mergulhos diferenciais de fraturas, nem os efeitos de projeção dos blocos e alargamento das fraturas. Concluíram que a capacidade de um rio para erodir seu leito por meio de arranque aumenta com o quadrado da velocidade do fluxo e que o espaçamento de fraturas estabelece uma velocidade limiar, abaixo da qual a erosão por arranque não acontece.

Cavitação

A cavitação ocorre em condições de velocidade elevada da água, criando condições de fragmentação da rocha pelas variações de pressão (CHRISTOFOLETTI, 1981, p.236). A diminuição da pressão da água num canal, pelo aumento da velocidade do fluxo, possibilita a formação de bolhas; estas, ao estourarem junto à superfície delimitadora do canal, liberam uma grande energia de impacto, que promove a fragmentação das rochas (BARNES, 1956², apud CHRISTOFOLETTI, 1981, p.237).

Whipple et al. (2000a), revendo os fundamentos da cavitação, enfatizam que as condições para que ela ocorra incluem: uma relação específica entre velocidade e profundidade, o número de Reynolds, a concentração de sedimento fino em suspensão e o grau de aeração do fluxo. A velocidade crítica necessária para ocorrer a cavitação aumenta com a profundidade do fluxo. A cavitação está associada a fluxo turbulento e, principalmente, a vórtices lineares. O grau de aeração influencia a formação de bolhas, assim como a concentração de sedimento fino

em suspensão propicia núcleos para formação das mesmas. Há, contudo, um limiar para a quantidade de ar dissolvido, além do qual a cavitação é inibida.

Considerando que as condições de fluxo e aeração necessárias para ocorrer cavitação são facilmente encontráveis nos rios de leito rochoso, Whipple et al. (2000a, p. 498) sugeriram que esse processo talvez seja mais comum do que antes se supunha. Sugeriram, ainda, que a cavitação pode contribuir significativamente para a formação de feições erosivas como *flutes* e marmitas, clássica e conservadoramente atribuídas a processos abrasivos. Entretanto, Barnes (1956, apud CHRISTOFOLETTI, 1981, p.239), já havia aventado a possibilidade de a cavitação ser o mecanismo inicial da formação de marmitas. Wohl (1992) também admitiu a possibilidade de que a cavitação fosse responsável pela formação de feições erosivas de pequena escala, como marmitas e outras depressões; porém, em seu estudo, realçou o fato de que a abrasão é muito mais efetiva.

A cavitação pode agir em conjunto com a abrasão, ao menos, criando feições iniciais. Por outro lado, abrasão por carga sedimentar grossa pode criar irregularidades de pequena escala, onde ocorrem condições de fluxo que promovem a cavitação (SKLAR; DIETRICH, 2001, p.1090).

Importância relativa dos processos de erosão

A abrasão produzida pela carga do leito pode ser considerada como o principal mecanismo de erosão em leitos rochosos, ou o mais onipresente (SKLAR; DIETRICH, 2004). Entretanto, sob determinadas circunstâncias, outros mecanismos podem operar mais intensamente e, em muitos

2 BARNES, H. L. Cavitation as a geological agent. *Am. J. Science*, v. 254, n. 8, p. 493-505, 1956.

casos, há concomitância de várias categorias de processos (cf. HANCOCK et al., 1998; WHIPPLE et al., 2000a,b; HARTSHORN et al., 2002).

Naturalmente, os processos erosivos dependem de outros aspectos além da litologia do leito, como por exemplo, a vazão do rio, bem como o tipo, quantidade e distribuição granulométrica dos sedimentos que entram no canal a partir das encostas. Entretanto, analisando apenas do ponto de vista litológico, percebe-se que as características químicas e físicas das rochas podem influenciar quais categorias de processos serão mais importantes bem como as taxas de incisão.

Em termos de composição químico-mineralógica, o grau de reatividade com a água constitui um aspecto fundamental nas taxas de incisão, porque determinará a maior ou menor disponibilidade de material para ser erodido com facilidade. No mesmo sentido, a resistência da rocha intacta determina a facilidade de erosão mecânica (SKLAR; DIETRICH, 2001; MITCHELL et al., 2005) e, portanto, entra como um determinante das taxas de incisão, embora não determine a categoria do processo erosivo.

Por sua vez, a densidade ou espaçamento de fraturas – incluindo todas as descontinuidades, como planos de acamamento e foliação – é essencial para a determinação da categoria de processos que terá maior importância. Não obstante, a densidade de fraturas não deixa de, também, influenciar as taxas de incisão, que podem ser elevadas onde o fraturamento seja maior (cf. WHIPPLE

et al., 2000b). Abrasão e arranque são, pois, as duas principais categorias de processos erosivos em leitos rochosos, ou ao menos são as mais evidentes. O grau de fraturamento é, do ponto de vista das características litológicas, a variável chave para determinar a importância relativa dessas categorias.

Conclusão

Os canais fluviais rochosos, ou simplesmente canais de leito rochoso, são mais apropriadamente designados de canais mistos rochoso-aluvial, porque esses sistemas apresentam uma sucessão de trechos rochosos expostos e trechos aluviais de fina espessura. São canais, em geral, com alta declividade e, pelo que apontam algumas pesquisas, o ajuste da geometria hidráulica é semelhante ao dos canais aluviais, embora em escala temporal maior.

A erosão nesses canais é comandada, em essência, pela potência do escoamento – ou tensão de cisalhamento no leito – que condiciona a taxa de remoção de sedimentos. O fluxo de sedimentos não apenas influencia o processo erosivo por abrasão, mas também a predisposição do leito ao arranque, produzindo microfissuras pelo impacto dos clastos quando em trânsito. Neste sentido, a resistência da rocha intacta pode influenciar as taxas de erosão por arranque, embora seu efeito maior seja sobre as taxas de erosão por abrasão. A densidade de fraturas, por sua vez, determina a categoria dos processos erosivos (abrasão ou arranque) que serão mais efetivos, além de influenciar as taxas de incisão do leito.

Referências

BAGNOLD, R. A. Bed load transport by natural rivers. **Water Resources Research**, v.13, p.303-312, 1977.

BAKER, V. R.; PICKUP, G. Flood geomorphology of the Katherine Gorge, Northern Territory, Australia. **Geological Society of America Bulletin**, v.98, n.6, p.635-646, 1987.

BARNES, C. M.; SKLAR, L. S.; WHIPPLE, K. X.; JOHNSON, J. P. Periodic spacing of channel-spanning potholes in Navajo sandstone, Henry Mountains Utah: implications for propagation of incision pulses across tributary junctions. **Eos Trans. AGU**, v.85, n.47, Fall Meet. Suppl., H53C-1276, 2004.

BULL, W. B. Threshold of critical power in streams. **Geological Society of America Bulletin**, Part I, v.90, p.453-464, 1979.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Blücher, 1981.

COLEMAN, S.; MELVILLE, B. W.; GORE, L. Fluvial entrainment of protruding fractured rock. **Journal Hydraulic Engineering**, v. 129, n. 11, p. 872-884, 2003.

FINNEGAN, N. J. **Channel morphology and bedrock river incision**: theory, experiments, and application to the eastern Himalaya. 2007. 179 f. Dissertation doctoral, Department of Earth and Space Sciences, University of Washington, Seattle, 2007.

FINNEGAN, N. J.; ROE, G.; MONTGOMERY, D. R.; HALLET, B. Controls on the channel width of rivers: implications for modeling fluvial incision of bedrock. **Geology**, v.33, n.3, p.229-232, 2005.

FOSTER, J. A.; SPRINGER, G. S. Correlations between unit stream power, substrate resistance, and incision processes in a bedrock stream: Greenbrier River, West Virginia. **Eos Trans. AGU**, v.82, n.47, Fall Meet. Suppl., H52B-0387, 2001.

GARDNER, T. W. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, p. 664-72, 1983.

HANCOCK, G. S.; ANDERSON, R. S.; WHIPPLE, K. X. Beyond power: bedrock river incision process and form. In: TINKLER, K.; WOHL, E. E., (eds.), **Rivers over rock**: fluvial processes in bedrock channels. Washington: American Geophysical Union: Washington, DC, 1998. p. 35-60. (Geophysical monograph 107)

HARTSHORN, K.; HOVIUS, N.; DADE, W. B.; SLINGERLAND, R. L. Climate-driven bedrock incision in an active mountain belt. **Science**, v. 297, p. 2036-2038, 2002.

HOWARD, A. D. Long profile development of bedrock channels: interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. In: TINKLER, K. J.; WOHL, E. E., (eds.), **Rivers over rock**: fluvial processes in bedrock channels. American Geophysical Union: Washington, DC, 1998. p.297-319. (Geophysical monograph 107).

HOWARD, A. D.; DIETRICH, W. E.; SEIDL, M. A. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. **Journal Geoph. Research**, v. 99 (B7), p. 13971-13986, 1994.

HOWARD, A. D.; KERBY, G. Channel changes in badlands. **Geological Society of America Bulletin**, v. 94, p. 739-752, 1983.

KNIGHTON, D. **Fluvial forms e processes: a new perspective**. New York: Oxford University Press Inc., 1998.

MASSONG, T. M.; MONTGOMERY, D. R. Influence of sediment supply, lithology and wood debris on the distribution of bedrock and alluvial channels. **Geological Society of America Bulletin**, v. 112, p.5 91-599, 2000.

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

MITCHELL, K. J.; MACKLEY, R. D.; PEDERSON, J. L. Quantifying bedrock strength with respect to fluvial erodibility along the Colorado River: comparing in situ and laboratory methods. **Geological Society of America Abstracts with Programs**, v.37, n.7, p. 295, 2005.

MONTGOMERY, D. R.; GRAN, K. B. Downstream variations in the width of bedrock channels. **Water Resources Research**, v.37, p.1841-1846, 2001.

PAZZAGLIA, F. J.; GARDNER, T. W.; MERRITS, D. J. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces. In: TINKLER, K.; WOHL, E. E., (eds.), **Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels**: Washington: American Geophysical Union: Washington, DC, 1998. p. 207-235. (Geophysical monograph 107)

RHOADS, B. L. Stream power terminology. **Professional Geographer**, v.39, n.2, p.189-195, 1987.

RICHARDSON, K.; CARLING, P. A. A typology of sculpted forms in open bedrock channels. **Geological Society of America**, Special Paper, v. 392, p. 1-108, 2005.

ROBERT, A. **River processes: an introduction to fluvial dynamics**. Arnold: Londres, 2003.

SEIDL, M. A.; DIETRICH, W. E. The problem of channel erosion into bedrock. **Catena**, Supplement 23, p.101-124, 1992.

SKLAR, L.; DIETRICH, W. E. River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply. In: TINKLER, K. J.; WOHL, E. E., (eds.), **Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels**. American Geophysical Union: Washington, DC, 1998. p. 237-260. (Geophysical monograph 107).

SKLAR, L. S.; DIETRICH, W. E. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. **Geology**, v.29, n.12, p.1087-1090, 2001.

SKLAR, L. S.; DIETRICH, W. E. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load. **Water Resources Research**, v.40, n.6, W06301, doi: 10.1029/2003WR002496, 2004.

SNYDER, N. P.; WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E.; MERRITTS, D. J. Channel response to tectonic forcing: field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California. **Geomorphology**, v.53, p. 97-27, 2003.

SPRINGER, G. S.; WOHL, E. E. Empirical and theoretical investigations of sculpted forms in Buckeye Creek Cave, West Virginia. **Journal Geology**, v.110, p.469-481, 2002.

SPRINGER, G. S.; WOHL, E. E.; FOSTER, J. A.; BOYER, D. G. Testing for reach-scale adjustments of hydraulic variables to soluble and insoluble strata: Buckeye Creek and Greenbrier River, West Virginia. **Geomorphology**, v.56, p.201-217, 2003.

STOCK, J. D.; MONTGOMERY, D. R. Geologic constraints on bedrock river incision using stream power law. **J. Geophys. Research**, v.104, p. 4983-4993, 1999.

STOCK, J. D.; MONTGOMERY, D. R.; COLLINS, B. D.; DIETRICH, W. E.; SKLAR, L. Field measurements of incision rates following bedrock exposure: implications for process controls on the long profiles of valleys cut by rivers and debris flows. **Geological Society of America Bulletin**, v.117, n.11-12, p.174-194, 2005.

TINKLER, K. J. Critical flow in rockbed streams with estimated values for Manning's n. **Geomorphology**, v.20, p.147-164, 1997.

TINKLER, K. J.; WOHL, E. E. A primer on bedrock channels. In: TINKLER, K. J.; WOHL, E. E., (eds.), **Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels**. American Geophysical Union: Washington, DC, 1998. p.1-18. (Geophysical monograph 107).

TOOTH, S.; MCCARTHY, T.S. Anabranching in mixed bedrock-alluvial rivers: the example of the Orange River above Augrabies Falls, Northern Cape Province, South Africa. **Geomorphology**, v.57, n.3-4, p.235-262, 2004.

TOMKIN, J. H.; BRANDON, M. T.; PAZZAGLIA, F. J.; BARBOUR, J. R.; WILLET, S. D. Quantitative testing of bedrock incision models for the Clearwater River, NW Washington State. **Journal of Geophysical Research**, v.108, n.B6, p.2308, doi: 10.1029/2001JB000862, 2003

TUCKER, G. E.; BRAS, R. L. A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution. **Water Resources Research**, v. 36, p.1953-64, 2000.

TUROWSKI, J. M.; HOVIUS, N.; WILSON, A.; HORNG, M. Hydraulic geometry, river sediment and the definition of bedrock channels. **Geomorphology**, v. 99, p. 26-38, 2008.

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

WHIPPLE, K. X.; HANCOCK, G. S.; ANDERSON, R. S. River incision into bedrock: mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. **Geological Society of America Bulletin**, v.112, n.3, p. 490-503, 2000a.

WHIPPLE, K. X.; SNYDER, N. L.; DOLLENMAYER, K. Rates and processes of bedrock incision by the Upper Ukak River since the 1912 Novarupta ash flow in the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. **Geology**, v.28, n.9, p.835-838, 2000b.

WHIPPLE, K. X.; MEADE, B. J. Controls on the strength of coupling among climate, erosion, and deformation in two-sided, frictional orogenic wedges at steady state. **Journal of Geophysical Research**, v.109, F01011, doi:10.1029/2003JF000019, 2004.

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**, v. 104, p. 17661-17674, 1999.

WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Implications of sediment flux dependent river incision models for landscape evolution. **Journal Geophysical Research**, v.107, n.B2, doi: 10.1029/2000JB000044, 2002.

WOHL, E. E. Bedrock benches and boulder bars: floods in the Burdekin Gorge of Australia. **Geological Society of America Bulletin**, v.104, p. 770-778, 1992.

WOHL, E. E. Bedrock channel incision along Picaninny creek, Australia. **Journal Geology**, v.101, p. 749-761, 1993.

WOHL, E. E.; ACHYUTHAN, H. Substrate influences on incised-channel morphology. **Journal Geology**, v.110, p.115-120, 2002.

WOHL, E. E.; IKEDA, H. Patterns of bedrock channel erosion on the Boso Peninsula, Japan. **Journal Geology**, v.106, p.331-345, 1998.