



ARTICLES/ARTIGOS/ARTÍCULOS/ARTICLES

Níveis de base fluviais: síntese dos principais condicionantes e dinâmica de instalação

Doutor Cláudio Eduardo Lana

Departamento de Geologia, Universidade Federal do Espírito Santo, Alto Universitário S/N, Alegre – ES, CP 16, CEP 29.500-000. **E-mail:** claudio.lana@ufes.br

Doutor Paulo de Tarso Amorim Castro

Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Campus Morro do Cruzeiro S/N, Ouro Preto – MG CEP 35.400-000. **E-mail:** paulo_de_tarso@degeo.ufop.br

ARTICLE HISTORY

Received: 31 January 2012

Accepted: 27 June 2012

PALAVRAS-CHAVE:

Nível de base
Sistemas fluviais
Condicionantes

RESUMO

Este trabalho apresenta uma revisão bibliográfica sobre os principais condicionantes da instalação de níveis de base fluviais. Em função da grande importância dessa entidade geomorfológica, o assunto tem sido tratado desde os primórdios da humanidade de maneiras extremamente diversas, de acordo com o olhar das áreas do conhecimento interessadas pelo tema. Apesar de toda essa importância, trabalhos de síntese sobre a causa dos níveis de base ou a dinâmica de sua instalação são raros na literatura. Na tentativa de diminuir esta lacuna, foram aqui consideradas tanto sínteses presentes em livros-texto, quanto estudos de caso realizados em várias partes do globo terrestre. Os relatos foram agrupados em três categorias básicas: eustasia e isostasia; falhas e basculamentos e demais condicionantes (dobras, soleiras geomórficas, interferências antrópicas, etc). Ao final é possível perceber que boa parte dos níveis de base são atribuídos à atuação de fenômenos tectônicos classicamente considerados como transformadores da paisagem. Entretanto, muitos deles estabelecem também uma relação íntima com processos neotectônicos, reconhecidos e investigados apenas mais recentemente pelas geociências.

KEY-WORDS:

Base level
Fluvial systems
Constraints

ABSTRACT – Fluvial Base Levels: Synthesis of Main Constraints and Installation Dynamics. A literature revision of the main constraints of the fluvial base level installation processes is presented herein. These places have been investigated for a long time by

very heterogeneous focuses since they have a remarkable importance for different sectors of science. Despite this, the literature is destituted of revision papers concerning the causes or dynamics of base level installation. In this work a reduction of these lacks is intended by considering synthesis of textbooks as well as worldwide case studies. Three basic report categories were defined: eustasy and isostasy; faults and tiltings and other constraints (folds, geomorphic sills, anthropic influences, etc). At the end is possible to conclude that many base levels are related to tectonic phenomena which relief transformation power is classically comprehended. However, many of them are imposed by neotectonic factors that have been only recently known and investigated by the geosciences.

RESUMEN:

Línea de base de nivel
Río sistemas
Restricciones

RESUMEN –NIVELES DE BASE FLUVIALES: SÍNTESIS DE LOS PRINCIPALES DETERMINANTES Y DE LA DINÁMICA DE INSTALACIÓN. Este trabajo presenta una revisión bibliográfica sobre los principales determinantes de los niveles de base fluviales. Debido a la gran importancia de la entidad geomorfológica, los niveles de base han sido tratados desde los principios de la humanidad en formas muy diversas, de acuerdo con el enfoque de cada ciencia interesada en el tema. A pesar de esta importancia, las obras de síntesis sobre la causa de los niveles de base o las dinámicas de instalación son poco frecuentes en la literatura. En un intento por reducir esta brecha, que aquí se consideran las síntesis presentes en los libros y algunos estudios de casos en diversas partes del mundo. Los informes se agruparon en tres categorías básicas: Eustasia y la isostasia, fallas y ladeos y otros determinantes (pliegues, barreras geomorfológicas, la interferencia antropogénica, etc.) Al final se puede ver que la mayor parte de los niveles de base se asignan a la acción de fenómenos tectónicos clásicamente considerados como transformadores del paisaje. Sin embargo, muchos también establecen una relación íntima con los procesos de tectónica reciente, reconocidos e investigados muy poco por las Geociencias.

1. Introdução

Os rios estão entre os principais agentes modificadores da paisagem. Esse papel se deve, dentre outros fatores, aos sensíveis contrastes de competência e capacidade observados nos sistemas fluviais. Tanto em uma perspectiva longitudinal, de nascente à jusante, quanto transversal, de margem a margem, o potencial erosivo ou deposicional de um curso d'água sofre notáveis variações, cujos resultados são traduzidos diretamente pelas características morfossedimentares de leitos, margens, planícies de inundação e terraços aluviais.

Os níveis de base estão seguramente entre as principais unidades morfológicas das bacias hidrográficas. Os mesmos possuem relação estreita com a trajetória seguida pelas populações humanas ao longo da História, tendo em vista uma série de recursos minerais associados, topografia favorável à ocupação, navegabilidade, fertilidade das margens, etc. Por outro lado, a ocupação e exploração desordenada desses espaços

tem resultado em grandes prejuízos para as comunidades ribeirinhas, materializados principalmente pelos fenômenos de inundação e assoreamento.

A despeito de toda a importância dos níveis de base, percebe-se que estudos de síntese sobre os condicionantes naturais e antrópicos da instalação desses patamares são raros na literatura. Geralmente o tema é encarado de maneira direcionada, não só em termos da abordagem dos trabalhos, mas também da linguagem adotada, tendo em vista que os estudos de caso quase sempre estão focados na investigação de questões específicas. Este fato revela a carência de trabalhos de revisão capazes de agrupar estudos de caso metodologicamente distintos, mas com resultados apontando para um mesmo fenômeno condicionante. O presente trabalho se propõe a contribuir com a diminuição desta lacuna.

Uma análise sistemática da literatura mostra que, dentre os principais elementos geológicos capazes de promover a instalação de patamares ao longo da rede de drenagem, estão os de natureza tectônica (SUMMERFIELD; HULTON, 1994), rúpteis ou dúcteis, como as falhas e dobras. Mas os fenômenos de natureza litológica também merecem destaque, tais como a justaposição de rochas com diferentes resistências ao intemperismo.

Além destes condicionantes elementares devem-se considerar também as variações eustáticas, fenômenos de reajuste isostático, resistência do pacote sedimentar à degradação, confluência de tributários, variações de descarga, além de interferências antrópicas, como a instalação de barramentos, canalização e desvio de cursos. Todos esses elementos, principalmente se considerados em conjunto, têm o poder de modificar o perfil longitudinal, transversal e vertical dos rios. O problema reside na complexidade em se reconhecer e analisar todas essas variáveis (LARUE, 2008a), principalmente nos casos de modelagem (ARVDSON et al., 1994).

Como ressaltado por SELBY (1985), a melhor maneira de se compreenderem os processos de alteração do perfil fluvial é simplificar a análise, considerando o efeito de variáveis individuais para posterior conjugação das mesmas em modelos mais complexos. Desta forma, a seguir é feita uma síntese individual do que é apresentado pela literatura sobre os condicionantes listados anteriormente. Sempre que possível, serão apresentados exemplos de estudos de caso.

É tarefa complexa diferenciar efeitos sobre a rede de drenagem ocasionados pela ação específica de um dado condicionante. LARUE (2008a), p.ex., relata zonas de retenção de sedimentos a montante de um plano de falha reativada no Cenozóico. O questionamento que se faz é o seguinte: o fenômeno deve ser associado à falha ou à isostasia responsável por sua recente reativação? Dentro desse contexto, a subdivisão feita a seguir tem por intenção maior a organização das idéias. Algumas causas e efeitos da instalação de níveis de base citadas em um item podem ser aplicáveis a outros.

2. Eustasia e Isostasia

Os dois termos dizem respeito, respectivamente à “elevação global do nível dos mares associada a movimentos tectônicos ou degelo de glaciares” e “um modelo para as partes altas da Terra, no qual as diferenças de elevação são compensadas pela flutuação dos blocos crustais sobre o manto (ALLABY; ALLABY, 1999).

A isostasia, de acordo com Whipple; Kirby; Brocklenhust (1999) pode ser considerada um claro elo entre o clima e a tectônica, visto que a dissecação dos vales por ação climática tem como resposta o reajuste isostático, com o soerguimento de partes da paisagem. Segundo England; Molnar (1990), os fenômenos isostáticos responsáveis pelo soerguimento são alvo de grande controvérsia, tanto no que diz respeito à definição de suas origens, quanto aos mecanismos de quantificação e monitoramento.

As variações eustáticas têm influência direta sobre o nível de base final de todos os rios que possuem foz nos oceanos. Portanto, conforme Catuneanu (2007), seu papel é

marcante na evolução morfológica e sedimentar dos canais que vergem diretamente para as planícies costeiras, sobretudo em sua porção mais distal.

Usando-se como referência um *datum* que equivalha, por exemplo, ao assoalho oceânico e à topografia continental num dado momento (1), a elevação do nível do mar provocaria um ciclo substancial de agradiação marinha e também fluvial. A magnitude da agradiação no continente tende a ser decrescente à medida que se desloca em direção às nascentes (figura 1).

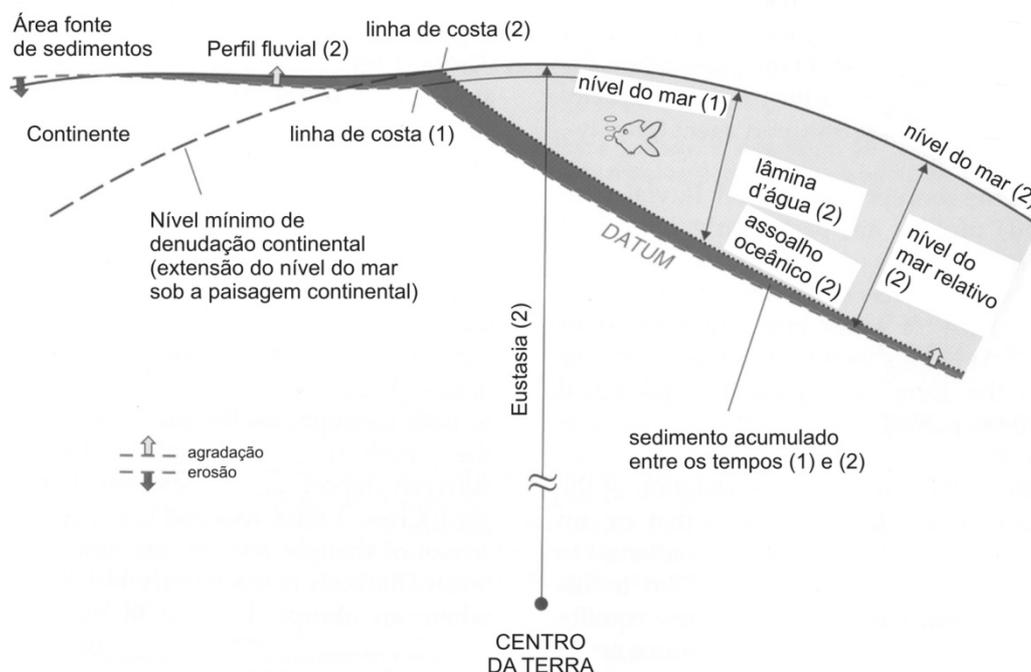


Figura 1 – Efeitos da variação do nível do mar sobre os processos de agradiação fluvial. (1) se refere ao momento anterior à variação eustática, (2) está relacionado ao momento após a elevação do nível do mar. Modificado de Catuneanu (2007).

O trabalho de Bowman; Shachnovich-Firtel; Devora (2007) sobre rios que deságuam no Mar Morto aponta para a variação da convexidade dos mesmos nas proximidades da foz como uma típica resposta à variação eustática. Em linhas gerais, a convexidade aumenta com a regressão marinha e vice-versa. Na Península de Cape York, Austrália; Nott (2003) demonstraram que a elevação do nível do mar, ao longo do Mesozóico, forçou uma migração de um interflúvio e, com isso, a mudança completa das condições sedimentares e morfológicas após sua descida. Para vários segmentos de rios interiores, bem como para as zonas de cabeceira da maioria das bacias hidrográficas, entretanto, o efeito da alteração do nível do mar pode ser sobrepujado por fenômenos tectônicos locais.

A eustasia também pode ter efeitos contrários à expectativa do senso comum que seria a agradiação dos canais com a subida do nível do mar e a sua degradação com a regressão marinha. O rio Heberth, em Queensland (Austrália) apresenta uma resposta ímpar aos efeitos de variação eustática (WOOLFE et al., 2000). Como a planície costeira é extremamente plana, os rebaixamentos no nível do mar não são capazes de aumentar o gradiente fluvial e tornar os rios erosivos. Ao contrário, conforme a zona de erosão fluvial se dirige para montante, as marés levam areias para as porções mais distais que agora não contam mais com o poder de transporte dos rios, o que garante o preenchimento sedimentar dessas zonas.

Huggett (2003) destaca os efeitos regionais da isostasia nos divisores de águas. Baseado na região de Western Ghats (Índia), ele coloca os soerguimentos flexurais como grandes responsáveis pelo padrão distinto de denudação desenvolvido por

bacias hidrográficas adjacentes. Com isso, são geradas áreas mais ou menos planas a depender da sua posição em relação ao foco do soerguimento. As bacias estão instaladas em zonas cratônicas, sobre margens passivas, e apresentam nítido contraste de declividade, em função da heterogeneidade com que o soerguimento se fez sentir sobre as mesmas (figura 2).

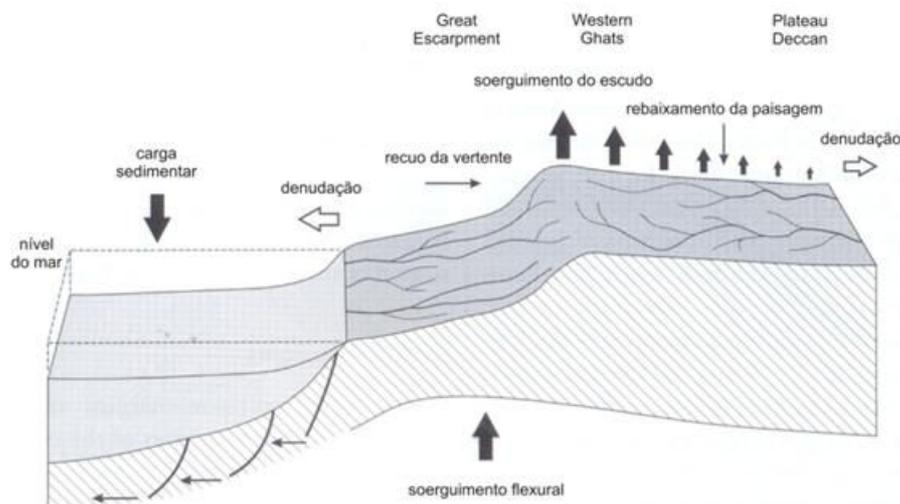


Figura 2 – Modelo conceitual de denudação de margens passivas sob efeito de soerguimento flexural. Baseado na região de Western Ghats (Índia). Modificado de Huggett (2003).

Schumm; Dumont; Holbrook (2002) efetuam uma análise semelhante, porém com foco sedimentar e levando em consideração rios que drenam terrenos tectonicamente ativos. Em linhas gerais, suas conclusões a respeito da dinâmica fluvial são concordantes com as de Huggett (2003), ou seja, os rios se tornam deposicionais a montante e jusante da zona de máximo soerguimento (figura 3).



Figura 3 – Sumário do comportamento sedimentar de rios que drenam zonas de soerguimento em regiões tectonicamente ativas. Modificado de Schumm; Dumont; Holbrook (2002).

Esta visão também é adotada por Miall (2006), que apresenta um diagrama com a síntese de resultados experimentais sobre o comportamento de canais entrelaçados e meandantes ao sofrerem o efeito do soerguimento e subsidência. De forma geral, os canais entrelaçados apresentam maior abundância em barras a montante e jusante do foco do soerguimento, onde se tornam mais canalizados e apresentam terraços. Ao contrário, no foco da subsidência, os canais apresentam maior número de barras, inclusive transversas, ao passo que se tornam canalizados a montante e a jusante da zona abatida. Os canais meandantes, por sua vez, apresentam um padrão reticulado (multicanal) a montante das zonas de soerguimento e a jusante das zonas de subsidência.

Os efeitos da epirogênese sobre os sistemas fluviais tendem a ser encarados metodologicamente pela literatura de forma semelhante aos da orogênese, pois mesmo em zonas “estáveis” como na porção central dos EUA, os rios aluviais apresentam instabilidade associada ao ajuste à tectônica cenozóica (BURNETT;

SCHUMM, 1983). É importante considerar, no entanto, que os estudos realizados sobre terrenos tectonicamente ativos, sobretudo envolvendo mensuração e modelagem (p. ex. KIRBY; WHIPPLE, 2001; ARVDSON et al., 1994 e MONTGOMERY, 1994), apresentam resultados mais rápidos e maior volume de dados, em função da velocidade em que se dão os processos de soerguimento.

Burnett; Schumm (1983), Schumm; Dumont; Holbrook (2002) e Miall (2006) demonstram uma possibilidade de ajuste fluvial às variações isostáticas, a partir de mudanças no padrão do canal. Com base em dados experimentais e observações de campo, eles discutem as relações entre o comprimento do vale e do canal, considerando que o mesmo pode manter o gradiente mesmo que haja lento acréscimo na inclinação do vale. Para isso é necessário que haja um incremento em sua sinuosidade. No caso de decréscimo da declividade, a sinuosidade pode decrescer ou o rio se tornar entrelaçado (figura 4).

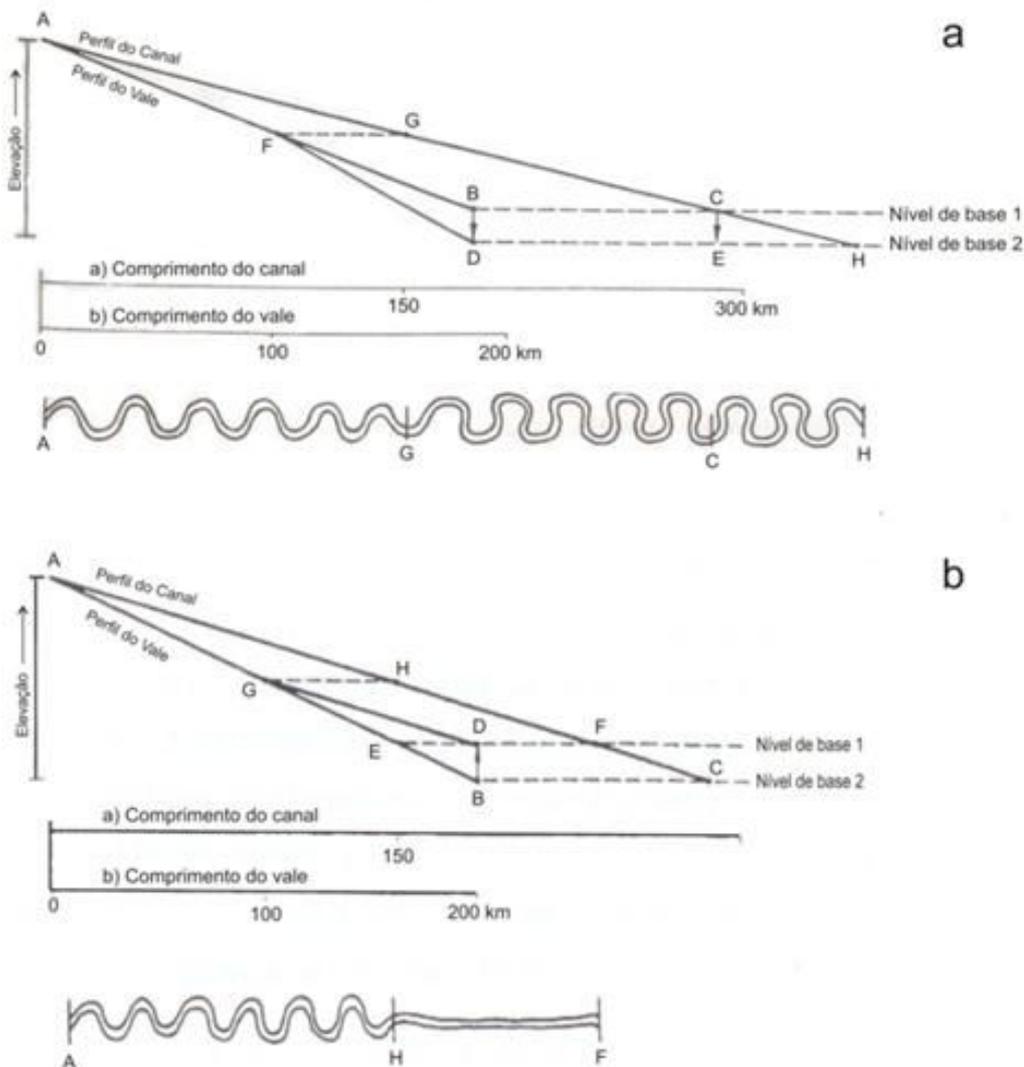


Figura 4 – Adaptações do padrão de rios em resposta à descida e subida do nível de base por isostasia. Em a, um rebaixamento do nível de base provocaria um aumento na declividade do vale de B para D e um aumento no comprimento do canal de C para H, sem mudança na declividade. Em b, uma elevação do nível de base de B para D teria como efeito a diminuição da declividade do vale e uma redução do comprimento do canal. Modificado de Schumm; Dumont; Holbrook (2002).

Merritts; Vincent; Wohl (1994) defendem uma íntima interação entre as alterações nos perfis fluviais e o tectonismo ativo com conseqüente eustasia. Catuneanu (2007), considerando também as zonas de cabeceira, sugere um quadro-síntese dos principais controles sobre a acomodação fluvial em sistemas sob influência direta do nível de base global, confrontando-o com outro, em que considera sistemas fluviais

isolados de influências marinhas (figura 5). Segundo o mesmo autor, o perfil fluvial pode se tornar escalonado mesmo que não ocorra variação eustática ou tectônica da paisagem. Neste caso, ele seria influenciado pelas heterogeneidades no suprimento de sedimentos.



Figura 5 – Controles da acomodação fluvial em rios influenciados pelo nível do mar em comparação a rios interiores e zonas de cabeceira. O datum em questão é o nível do mar e da superfície topográfica anteriores à última variação do nível do mar ou atividade tectônica. Modificado de Catuneanu (2007).

Um modelo mais complexo para a instalação de níveis de base em função de reajustes isostáticos é apresentado por Holbrook; Schumm (1999). É sugerido que os blocos crustais baixos, localizados na periferia de serras, gradativamente sejam basculados no sentido destas, como resultado do empuxo oferecido pelo manto em resposta ao aprofundamento gradativo da raiz mantélica das serras. Como resultado deste fenômeno, os sistemas fluviais localizados nos blocos baixos migram em direção ao sopé da serra e, com isso, deixam registrados escalonadamente na paisagem os resquícios de sua passagem em níveis mais altos, como lagoas de cheia, canais abandonados, etc. (figura 6).



Figura 6 – Modelo de migração fluvial associada à compensação isostática em zonas de sobrecarga. Modificado de Holbrook; Schumm (1999).

3. Falhas e Basculamentos

As falhas têm influência notável sobre o ciclo sedimentar e também sobre a esculturação do relevo. Seus efeitos são provavelmente os de mais fácil visualização entre os condicionantes apresentados neste trabalho, tendo em vista a nitidez das formas resultantes. Há um número significativo de exemplos na literatura nacional

de trabalhos onde há consideração das falhas como um importante elemento controlador da rede de drenagem e os fenômenos que nela se desenvolvem (p. ex.: NEVES et al., 2003 e MELLO; RODRIGUES; HATUSHIKA, 2005).

Magalhães; Saadi (1994), por exemplo, numa investigação em partes da bacia do rio das Velhas próximas à extremidade norte do Quadrilátero Ferrífero, constata que a sua morfogênese é marcada por permanente instabilidade crustal, que ocorre na forma de soerguimentos de alcance regional, responsáveis pela reativação de falhas. Este processo seria fruto de um campo de tensões de direção NW-SE, resultante da deriva da placa Sul-Americana.

Dentre as várias modalidades de falhas, as de cinemática mais inteligível são a de empurrão e a normal. Talvez por este motivo elas sejam quase sempre escolhidas para representar a retenção natural dos rios em livros de geologia básica e áreas afins (figura 7).

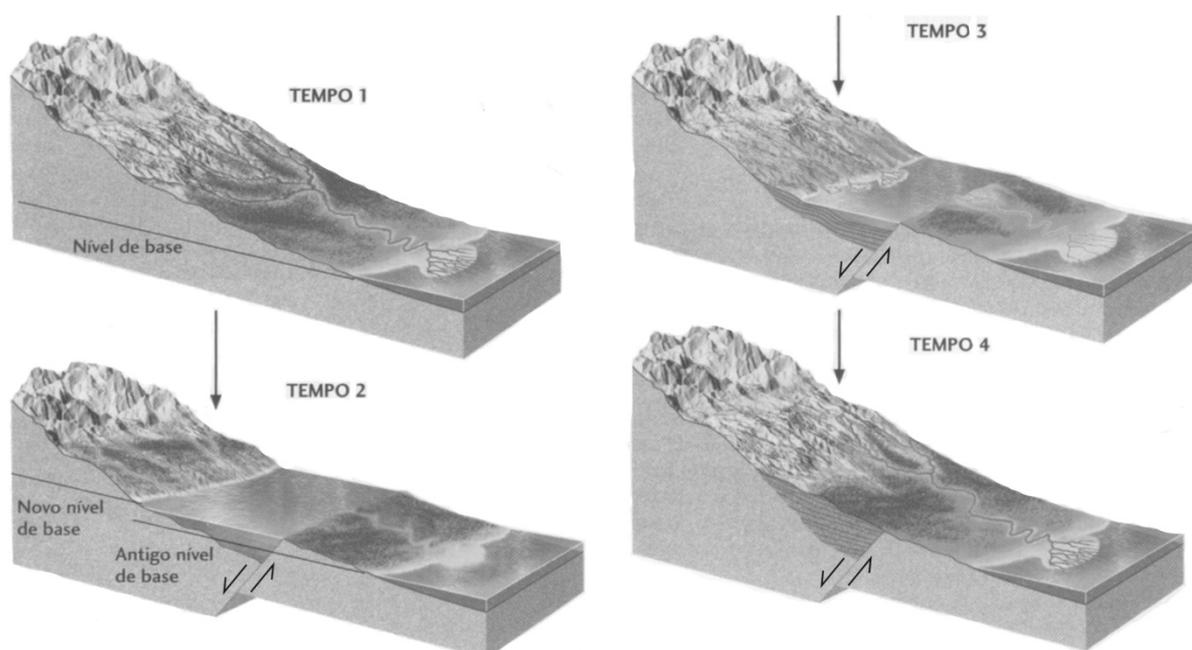


Figura 7 – Instalação de um nível de base local (ou regional) a partir da ação de uma falha normal perpendicular ao canal (PRESS et al., 2006).

Nas falhas de rejeito vertical, é válido o modelo para dinâmica sedimentar apresentado por Schumm; Dumont; Holbrook (2002) (figura 8), segundo o qual os rios tendem a erodir o bloco alto e depositar sobre o bloco baixo. Dependendo da situação, a deposição pode ocorrer a partir dos sedimentos retirados da própria zona alçada (MOORES; TWISS, 1995).

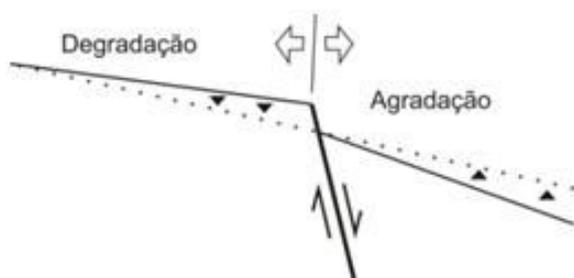


Figura 8 – Sumário do comportamento sedimentar de rios que drenam zonas de falha (normal) em regiões tectonicamente ativas. Modificado de Schumm; Dumont; Holbrook (2002).

Em regiões de relevo tectonicamente inativo e dissecado, sobretudo sob ação de clima quente e úmido, e rochas compostas por minerais de baixa resistência ao intemperismo, a nitidez do efeito das falhas pode não ser grande. Nessas áreas, o controle dos níveis de base se dá principalmente em função de reativações a partir de tectônica cenozóica, podendo ocorrer em ritmo muito lento.

Apesar dos modelos simplificados de Press et al. (2006) e Schumm; Dumont; Holbrook (2002), ilustrados anteriormente, apresentarem falhas normais, vale ressaltar que todas as modalidades de falha, mesmo aquelas que não estejam perpendiculares ou sequer em contato com o curso d'água, podem originar níveis de base.

Schumm; Dumont; Holbrook (2002) apresentam uma síntese dos principais tipos de falhas e basculamentos possíveis e as alterações laterais e verticais sobre rios (figura 9). É possível observar que a maioria das deformações provoca a instalação de zonas de erosão e deposição distintas, acompanhando a evolução dos *knickpoints*. Uma exceção que merece ser considerada é o basculamento lateral, cujo efeito principal seria a migração do canal em direção à parte mais baixa do bloco basculado (figura 9 J).

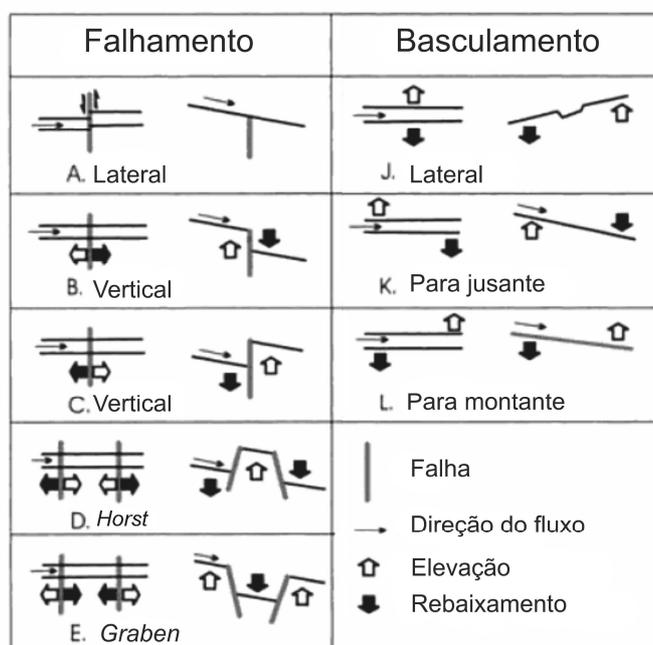


Figura 9 – Síntese das deformações principais do perfil de rios, causadas por falhas e basculamentos elementares. Modificado de Schumm; Dumont; Holbrook (2002).

Falhas normais e de empurrão podem ter efeitos que vão muito além da simples agradaciação e degradação de terrenos. Em New South Wales (Austrália), por exemplo, a atuação de uma falha foi capaz de alçar um bloco crustal que, represando o rio Murray, fez com que seu curso se bifurcasse em uma zona de charco, de forma a contornar o obstáculo que ali se configurava (SCHUMM; DUMONT; HOLBROOK (2002).

Harbor (1997) relata a influência das falhas na migração dos interflúvios, o que tem papel fundamental na evolução das bacias, podendo resultar em fenômenos importantes como a captura de drenagens. Capturas nessas circunstâncias também são relatadas por Maher et al. (2007) que considera que na bacia do rio Alias (Espanha), o processo de captura gera mudança na proveniência sedimentar, nas características texturais do sedimento, associado à considerável diminuição da energia dos canais e conseqüente agradaciação. No Brasil, segundo Almeida-Filho; Miranda; Beisl (2005), uma mega captura fluvial no rio Negro (Amazônia) foi

revelada a partir do uso de imagens *SRTM*, sugerindo forte atuação de tectônica cenozóica na área.

As transcorrências (e suas derivações como a transpressão, transtensão, etc.) (figura 9 A), podem gerar patamares indiretos quando seccionam os rios, colocando suas porções a montante em contato com zonas de topografia mais elevada (SCHUMM, 1977). Huggett (2003) também apresenta um modelo hipotético de deformação da rede de drenagem pela atuação de uma falha transcorrente, com geração de níveis de base. Outro fenômeno marcante nas áreas de falhas transcorrentes (visível em zonas de tectônica ativa) é a captura de drenagem (FU; AWATA; DU; HE, 2005) (figura 10). Schumm (1977) relata este mesmo padrão de captura nas áreas sob influência da falha de San Andreas, nos Estados Unidos.

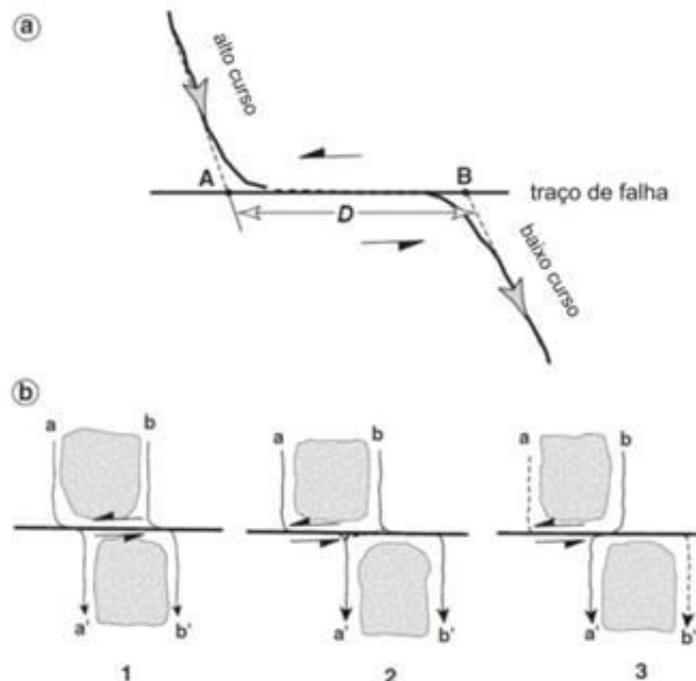


Figura 10 – Modelo de capturas de drenagem investigadas por Fu; Awata; Du; He (2005) no *plateau* tibetano. “D” é o rejeito da falha. 1, 2 e 3 são momentos específicos da evolução da falha, culminando na captura da drenagem “b” por “a”.

A atuação conjugada de planos de falha, na forma de *rift valleys* (*horsts* e *grabens*, figura 9, letras D e E), é capaz de gerar níveis de base, quase sempre de expressão regional, os quais podem receber contribuição de diversos sistemas deposicionais distintos. Seu estudo e modelagem é amplamente referenciado na literatura, tendo em vista a aplicação direta na indústria do petróleo (p.ex. KOOI; BEAUMONT, 1994).

Os *rift valleys* simétricos têm depressão central originada a partir da movimentação de blocos crustais ao longo de dois planos de falha normal (lístrica) principais, de mergulho oposto. Nos assimétricos, os *hemi-grabens*, apenas uma falha principal existe e, com isso, o bloco alto (teto) é basculado em direção à depressão. De maneira geral, os *hemi-grabens* se diferenciam dos *grabens* pela forma com que se dão os processos de afluência. Enquanto a drenagem principal dos *grabens* possui relativa simetria de afluentes, aquela dos *hemi-grabens* é totalmente assimétrica. Apesar disso, segundo Steckler (1994), mesmo as zonas aparentemente simétricas podem apresentar grandes assimetrias entre as bordas, no que diz respeito à atuação erosiva dos canais fluviais. Isso demonstra que a erosão e deposição nessas zonas são fenômenos complexos e as variáveis de controle são de difícil definição e monitoramento.

De acordo com Miall (2006) e Leeder; Gawthorpe (1987), os *hemi-grabens* também apresentam evolução sedimentar e morfológica bastante complexa. As principais características desta evolução são a migração paulatina do sistema fluvial (provavelmente meandrante) em direção ao bloco baixo (muro), a assimetria do vale e a presença de fácies fluviais e de leque aluvial interdigitadas (figura 11).

Como resultado da migração do sistema fluvial, é encontrada nesses ambientes uma série de relictos de sua passagem em níveis escalonados em relação à drenagem principal atual, semelhantes aos apresentados na figura 6. Um estudo de caso efetuado sobre o baixo curso do rio Ivinhema (alto rio Paraná) por Fortes; Stevaux; Volkmer (2005) demonstrou um quadro semelhante ao anteriormente descrito para *hemi-grabens*. Neste caso, porém, o teto estaria escalonado por várias falhas normais e a grande falha lítrica confinaria o canal principal do rio Paraná.

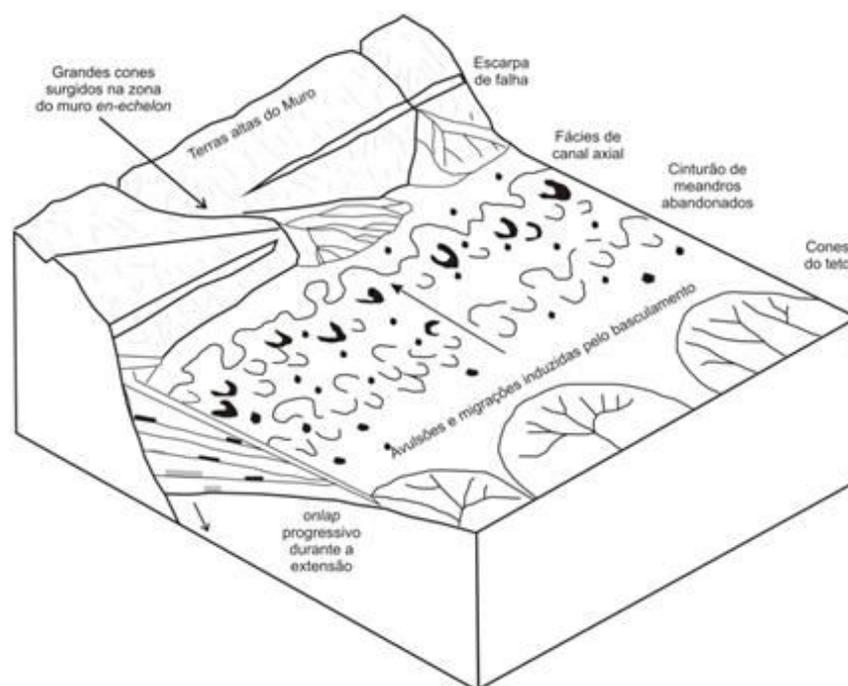


Figura 11 – Bloco-diagrama de um *hemi-graben*, suas feições morfológicas e sedimentares principais. Adaptado a partir de Miall (2006) e Leeder; Gawthorpe (1987).

Miall (2006) apresenta padrões distintos para o preenchimento sedimentar de níveis de base instalados nas bordas de cinturões orogênicos ativos e inativos. A atividade do cinturão forçaria a subsidência contínua das periferias e, com isso, uma concentração da molassa nos sopés da cadeia de montanha. Em zonas de tectônica ativa, a sedimentação é dominada por rios que trazem boa parte de seus sedimentos de fora da bacia e apresentam traços da evolução tectônica associada à movimentação do cinturão de falhamentos, tais como falhas ativas no leito, vários *knickpoints*, meandros comprimidos, etc. (JAIN; SINHA, 2005). Em zonas inativas, entretanto, o soerguimento dos terrenos periféricos permitiria o retrabalhamento dessas molassas e sedimentação faciologicamente mais complexa, com interação entre depósitos fluviais e de encosta (figura 12).

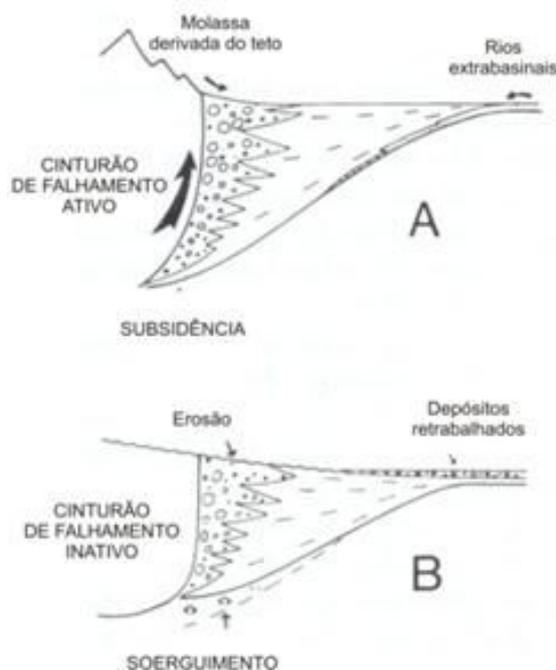


Figura 12 – Diferença nos padrões de preenchimento de bacias de *foreland*, conforme a atividade ou não do cinturão orogênico. Destaque para a maior complexidade dos depósitos em cinturões inativos, devido ao retrabalhamento da molassa original. Modificado de Miall (2006).

Assim como nos casos de isostasia, feições típicas das zonas de falha são as ravinas, voçorocas e terraços escalonados. Sua análise é de grande importância em estudos da variação dos níveis de base com ou sem influência de tectônica ativa (LARUE, 2008b). Segundo Selby (1985), se o nível de base permanece alçado por um tempo suficiente para que um vale preexistente seja preenchido, após a ruptura ou rebaixamento do nível de base são gerados terraços aluviais emparelhados. Entretanto, se a dissecação lateral for mais intensa que a vertical, os terraços gerados são desemparelhados. Isso pode ocorrer em zonas onde a drenagem esco sobre um plano de falha que sofre movimentações (HUGGETT, 2003). Se houver pendência tectônica para um dos lados do vale, os terraços poderão ser escalonados e se instalarem somente em uma das margens. Isso pode ocorrer, por exemplo, em zonas de basculamento ou *hemi-grabens* (figuras 6 e 11).

Caso o rebaixamento do nível de base obedeça a ciclos de recorrência repentina e o clima possibilite a instalação de rios energéticos (entrelaçados), serão formados terraços de corrasão, que na verdade correspondem ao assoalho do vale erosivo no momento do seu abandono. Esses terraços geralmente aparecem encobertos pelos cascalhos residuais do antigo leito. Da mesma forma, se a geração desses terraços ocorre sob ação de basculamento ou qualquer outra forma de rearranjo crustal, eles serão desemparelhados. SELBY (*op. cit.*) mostra ainda que nas proximidades do nível de base, geralmente em bordas de bacias sedimentares, os vários níveis de terraços irão convergir para um mesmo patamar.

4. Demais Condicionantes

Como boa parte dos processos de instalação e evolução dos níveis de base possui múltiplos condicionantes, alguns pontos considerados nos itens anteriores equivalem ao efeito das dobras e contatos litológicos. Portanto, neste tópico serão abordados conjuntamente os efeitos que as dobras, contatos litológicos, a constituição sedimentar do leito e a ação antrópica podem apresentar sobre a instalação de níveis de base.

A geração ou reativação de dobras pode condicionar toda a rede de drenagem. Sua influência ocorre em várias escalas de análise. Na escala regional, por exemplo, as

dobras determinam o padrão geral de esculturação do relevo metassedimentar (HUGGETT, 2003). Os rios obseqüentes, ao fluir sobre estratos de diferentes litologias, podem ser represados por um nível mais resistente e, neste caso, estará instalado um nível de base associado conjugadamente à ação das dobras e contatos litológicos.

Numa escala local, a ação contínua da erosão pode denudar níveis superficiais e atingir zonas dobradas. Nessas áreas, o contraste entre litologias com resistência diferenciada à erosão, também pode gerar níveis de base. Esta situação é ilustrada nos bloco-diagramas apresentados por Press et al. (2006) (figura 13).

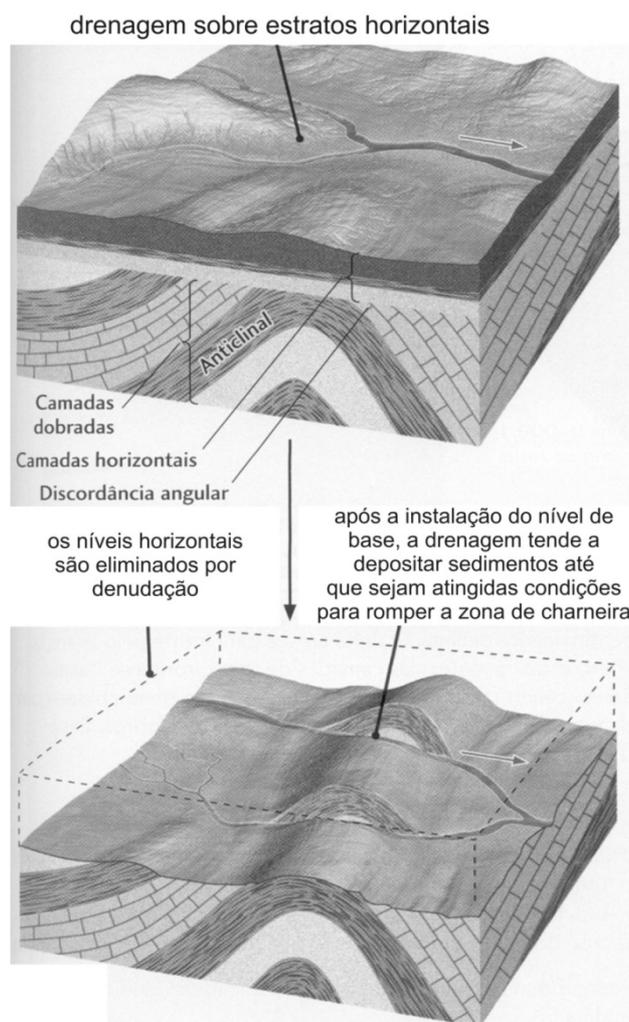


Figura 13 – Instalação de níveis de base a partir da exumação de uma anticlinal de eixo perpendicular ao fluxo do rio. Modificado de Press et al. (2006).

Schumm; Dumont; Holbrook (2002) apresentam um quadro sintético de dobramentos elementares e seu efeito sobre o perfil dos rios (figura 14). Como no caso das falhas, pode-se assumir que a zona de charneira será alvo de erosão e na calha (gerada no caso de sinformes) ocorrerá deposição. À medida que a zona de charneira de uma sinclinal é degradada, o nível de base inicia um processo de rebaixamento. Neste caso, os efeitos sobre a paisagem são os mesmos já descritos para as falhas, ou seja, escalonamento de terraços, ravinas, voçorocas e anfiteatros.

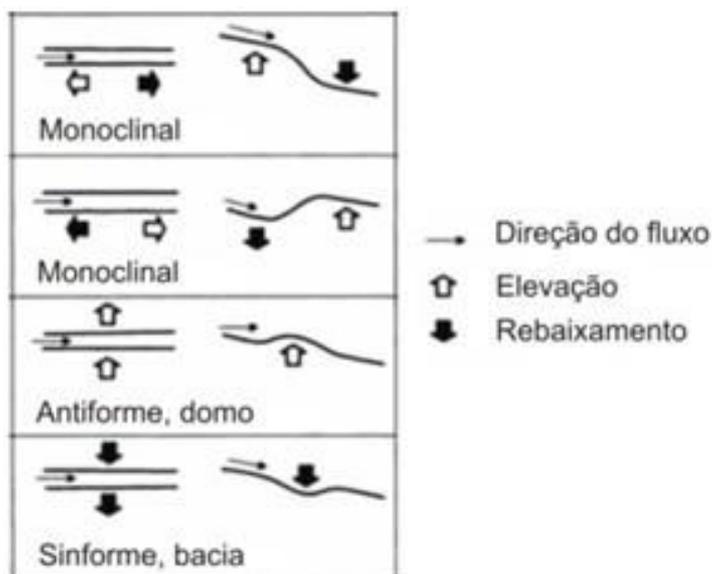


Figura 14 – Quadro síntese das dobras elementares que podem alterar a dinâmica fluvial ao se instalarem. Modificado de Schumm; Dumont; Holbrook (2002).

Harbor (1998a), numa investigação sobre a dinâmica fluvial de um rio sob ação de tectônica ativa, constata que nem todos os rios sob essas condições variam sua morfologia. O rio Sevier (Utah, EUA) apresenta a capacidade de variar condições de erosão e deposição sem, contudo, sofrer modificações morfológicas substanciais. Algumas constatações sobre o rio Sevier foram que na zona de soerguimento ele possui leito cascalhoso e dispendia muita energia com essas partículas. A jusante ele deposita os sedimentos em zonas exageradamente meandranes com canais mais largos e menos eficientes em termos de transporte. A erosão e deposição localizadas criam um equilíbrio dinâmico com a elevação estrutural. No entanto, este equilíbrio inclui respostas não lineares, como lobos deposicionais e *knickpoints*.

A captura de drenagem também pode ocorrer a partir do alçamento de dobras regionais, conforme assinalam Schumm; Dumont; Holbrook (2002). Esses autores mostram que redes de drenagem adjacentes, no Nepal, tiveram seu canal principal gradativamente capturado por força do soerguimento de duas anticlinais. Como há o represamento das drenagens principais, todo o processo envolve a instalação de um nível de base de dimensões regionais.

Schumm; Dumont; Holbrook (op. cit.) apresentam também estudos sobre o rio Taieri, na Nova Zelândia, onde a assimetria de dobramentos (derivados de falhas de empurrão) na serra Taieri se traduzem na assimetria da rede de drenagem (figura 15 A). Já na região das montanhas Rock and Pillar, a atuação diacrônica de dois planos de empurrão induziu a geração de dois padrões de drenagem erosivamente bastante distintos na mesma bacia (figura 15 B). Isso indica que as drenagens mais encaixadas já estavam instaladas quando ocorreu o soerguimento 2, ao passo que as do lado oposto se instalaram concomitantemente ou depois do soerguimento 1. Tais fatos sugerem que o soerguimento 2 é posterior a 1.

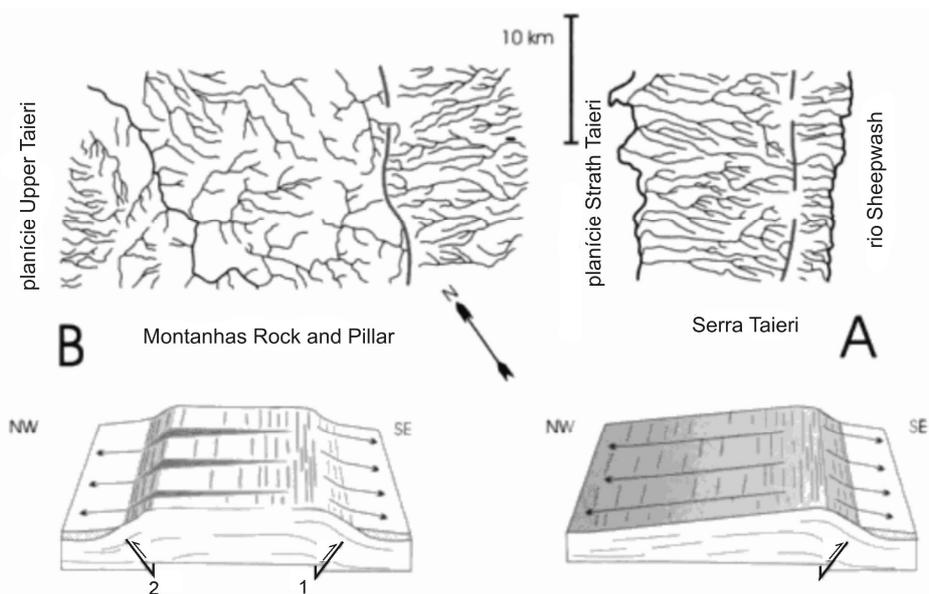


Figura 15 – Dobramentos associados a falhas e seus efeitos sobre a rede de drenagem. Modificado de Schumm; Dumont; Holbrook (2002).

O trabalho executado por Jackson; Norris; Youngson (1996) mostra que a rede de drenagem em regiões da Nova Zelândia é muito influenciada pela ação conjunta de falhas e dobras. Os resultados consistem, dentre outros, em variações geométricas dos canais, alterações na sua simetria e energia de fluxo e variações no perfil longitudinal, graças à instalação de níveis de base regionais.

Miller (1991) realizou uma investigação a respeito das influências que a geologia exerce sobre a gênese dos *knickpoints* em Indiana (EUA). Na oportunidade, foi demonstrado que os pontos de inflexão podem ser desenvolvidos em áreas de ocorrência de apenas uma litologia. Esse fato ocorre sobre carbonatos dobrados em antiforme, onde a erosão da zona de charneira expõe o mesmo horizonte estratigráfico com mergulhos diferentes, constituindo assim as referidas quebras de declive. De acordo com esse estudo, portanto, os *knickpoints* não estão associados só ao contraste de litologias, variações do nível de base regional ou movimentação de falhas. Eles possuem uma estreita relação com propriedades estruturais locais, como a atitude e espessura dos estratos, frequência e orientação das juntas, etc.

Segundo Howard; Dietrich; Seidl (1994), canais de leito rochoso, arenoso e cascalhoso merecem modelagens distintas, uma vez que diferem em termos dos fatores que controlam sua existência e evolução. A constituição do leito é função das características tectônicas regionais e das características do sedimento disponível. Os modelos gerados por esses autores sugerem que a exposição do afloramento nos assoalhos de canal torna mais lenta a resposta das cabeceiras de drenagem às variações dos níveis de base a jusante. Além disso, o tempo de resposta dos canais aluviais de granulação fina às variações no suprimento de sedimentos, descarga, nível de base ou tectônica é o menor de todos os tipos de canal.

Howard; Dietrich; Seidl (op. cit.) introduzem também um novo conceito: *live bed*. O “leito vivo” ocorre quando um leito com predominância de sedimentos grossos apresenta transporte muito efetivo. O canal é semelhante aos arenosos, com gradiente afetado pela granulometria do sedimento e também por suas taxas de suprimento. A principal diferença do *live bed* para os canais de granulometria fina é que a abrasão faz com que os sedimentos apresentem uma redução rápida de granulometria em direção a jusante e não por perda de energia do canal.

Harbor (1998b) afirma o importante papel das dunas do baixo rio Mississippi em manter a geometria do canal. Este tipo de feição encouraa o leito e, com isso, sustenta o nível topográfico, gerando níveis de base locais de natureza sedimentar.

De acordo com Sklar; Dietrich (2001), em canais de leito rochoso, um pequeno suprimento de sedimentos é capaz de promover a sua erosão, pois fornece ferramentas para a abrasão (*tools effect*). Um alto suprimento sedimentar, por outro lado, inibe a erosão, tendo em vista que cria uma barreira entre os afloramentos e os depósitos sedimentares superiores (*coverage effect*). A degradação é máxima quando o sedimento oferecido é grosso e o afloramento parcialmente exposto. A distribuição das granulometrias do leito é um controle fundamental do gradiente de canais rochosos e da topografia regional.

Em um estudo sobre o rio Madison (EUA), Turner; Locke (2005) relatam o bloqueio deste rio pela ação de um terremoto. Conforme o vertedouro foi dissecado, foram gerados vários terraços em níveis diferentes. Esta observação demonstra que dependendo do tempo de residência, fluxos de detrito também são capazes de originar níveis de base de expressão local ou regional.

Os canais meandantes e anastomosados, em zonas de rebaixamento progressivo do nível de base, podem acumular um pacote lamoso bastante espesso (acresção vertical). Caso haja uma mudança no comportamento tectônico, manutenção da descarga e lento rebaixamento do nível de base, o próprio pacote sedimentar poderá reter o processo de degradação durante um tempo significativo em função da agregação dos finos.

Tooth et al. (2004), em um trabalho sobre controles geológicos de rios da África do Sul, concluem que os rios estudados possuem diversos níveis de base locais associados à resistência de diques e soleiras de dolerito. Em linhas gerais, os rios apresentam, nos segmentos a montante, meandros, aplainamento lateral de afloramentos e formação de planície de inundação (figura 16). Com o passar do tempo, os *knickpoints* sofrem migração e, com a incisão dos canais, o sistema deixa de ser meandrante, com o abandono parcial do canal e a dissecação das planícies de inundação.

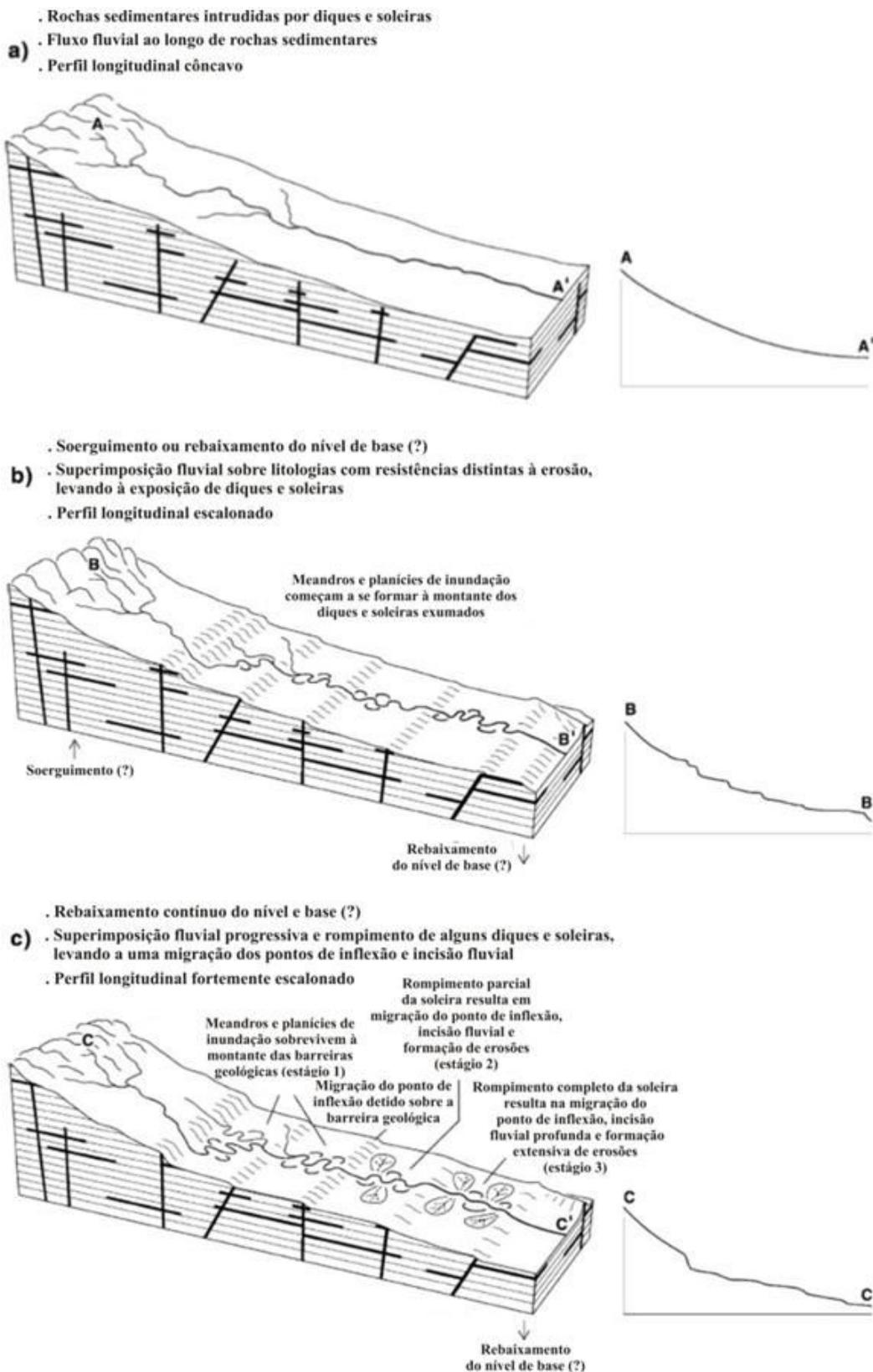


Figura 16 – Ilustração esquemática da seqüência de desenvolvimento dos rios do *Highveld* sulafricano. Modificado de Tooth et al. (2004).

Em New South Wales (Austrália), Young; McDougall (1993) mostraram que rios drenando terrenos de lavas basálticas não foram capazes de variar o gradiente em cerca de 20 Ma.. Os *knickpoints* foram praticamente mantidos intactos e isso levou à

conclusão de que a evolução do sistema fluvial na região está muito mais associada a variações da descarga do que à migração dos pontos de inflexão.

De acordo com Selby (1985), quando os canais conseguem entalhar seqüências horizontalizadas portando níveis intercalados de maior resistência à abrasão, podem ser formados terraços estruturais. Já a assimetria do leito maior, quando são gerados terraços aluviais em apenas uma das margens, pode ocorrer quando a montante da zona de terraços existir uma afloramento capaz de diminuir a energia do fluxo aquoso.

Young; McDougall (1993) criticam os modelos vigentes para evolução da paisagem, pois foram desenvolvidos para regiões em que não existem dados cronológicos suficientes para que seja traçado um quadro evolutivo confiável, como os Apalaches. Segundo Kooi; Beaumont (1994) seus modelos para formação de escarpas em zonas de rifteamento mostram que os contrastes litológicos produzem morfologias mais complexas e predizem que as escarpas tendem a se desenvolver quando estão recobertas por rochas mais resistentes à erosão.

LARUE (2008a) também mostra que o contraste litológico é fator importante no contexto da instalação dos níveis de base. Na região do Maciço Central (França), ele constata que os *knickpoints* de origem litológica se mantêm verticais e com grande estabilidade à incisão fluvial, ao passo que os tectônicos migram em direção a montante com maior facilidade, de acordo com a descarga. Kale (2005), semelhantemente, demonstra que o rio Tapi, na região central da Índia, sofre uma retenção notável do curso e perde energia em zonas de leito rochoso em camadas horizontalizadas (basalto amigdaloidal).

No tocante aos impactos de origem antrópica capazes de promover a retenção de sedimentos, pode-se considerar que o principal seja a instalação de barramentos. Um barramento tem efeitos semelhantes aos de uma falha de rejeito vertical (Leopold, 1992). Porém, os efeitos são mais drásticos, tendo em vista que a construção do barramento é um processo muito menos gradual que a maioria dos fenômenos tectônicos, mesmo em áreas de grande atividade. Dessa forma, há uma adaptação de todo o perfil fluvial numa escala temporal relativamente pequena (KELLER, 2000).

A urbanização também tem efeito notável sobre a retenção de sedimentos. Dentre as principais obras há de se considerar a pavimentação do assoalho do canal, a canalização propriamente dita (construção de paredes laterais, normalmente com retificação do traçado original dos rios, com ou sem lage), a construção sobre as planícies de inundação, dentre outras (NELSON, 1998). Os empreendimentos citados tendem a estrangular o canal, inibindo a migração de meandros, além de mudar as condições de infiltração, aumentando a descarga (LI; LU; CHEN, 2007).

Brierley; Fryirs (1999) demonstraram variações sensíveis no poder de transferência de sedimentos e água sofridas por rios da região de New South Wales (Austrália) desde a ocupação européia. A conexão antrópica de tributários naturalmente desconectados da drenagem principal mudou consideravelmente as condições de erosão e deposição em vários pontos da bacia, promovendo o assoreamento de zonas anteriormente desprovidas de sedimento e a erosão em antigas zonas de retenção. Vários estudos de caso sobre efeitos da alteração antrópica de sistemas fluviais também podem ser encontrados em Nelson (1998). O autor apresenta vários métodos de monitoramento das influências dessas alterações sobre uma série de variáveis ambientais (precipitação, ciclos de cheias, etc.) e experiências de “recuperação”.

Estudos experimentais executados por Schumm (1977) apontam para o papel das aflúências na instalação de zonas de retenção de sedimentos. Os resultados demonstraram que imediatamente a jusante da desembocadura, ocorre o desenvolvimento de uma barra sedimentar de proporções crescentes. Com isso, o canal principal diminui a energia de fluxo, potencializando os efeitos da desembocadura do afluente.

5. Considerações Finais

É possível perceber que os níveis de base podem ser gerados a partir de diversos condicionantes, muitos deles de origem natural, independentes de influência antrópica. Nota-se também que a individualização destes condicionantes é tarefa complexa, tendo em vista que quase sempre haverá atuação conjunta de dois ou mais deles.

A análise da literatura especializada permite inferir que os processos de instalação de níveis de base em bacias tectonicamente estáveis e distantes da linha de costa são menos considerados, quando se levam em conta as publicações existentes sobre as bacias localizadas na margem continental. Apesar disso, um número considerável de publicações pôde ser encontrado, permitindo que se conclua que os condicionantes capazes de exercer maior efeito sobre bacias interiores são:

- . a justaposição litológica, não só pelos contrastes composicionais e texturais das rochas nas zonas de contato, mas também pela variação espacial da atitude de planos deposicionais ou deformacionais, como acamamento e foliação;
- . os soerguimentos (ou basculamentos) tectônicos, com a geração de patamares estruturais, *grabens* ou *hemi-grabens*, tendo em vista a possibilidade de incidência de estruturas rúpteis em várias partes das bacias, passíveis de reativação;
- . os soerguimentos (ou basculamentos) isostáticos de blocos crustais em várias escalas, associados aos contrastes litológicos e conseqüentes perdas de massa e empuxo diferencial sobre o manto, podendo afetar inclusive bacias instaladas sobre terrenos cratônicos e
- . a proximidade das zonas de confluência com grandes rios.

Sinteticamente, a instalação ou alteração dos níveis de base serão traduzidas na paisagem sob a forma de feições fluviais escalonadas; contrastes na declividade e entalhamento do canal; mudanças na constituição sedimentar do leito e na energia de fluxo; além de variações morfológicas no canal e margens. Por analogia, os pacotes sedimentares gerados durante a instalação e evolução dos níveis de base registrarão total- ou parcialmente, na forma de fácies sedimentares, os eventos que governaram a história geológica da região.

Referências

- ALLABY, A.; ALLABY, M. *Dictionary of Earth Sciences*. Grã-Bretanha: Oxford, 1999. 619 p.
- ALMEIDA-FILHO, R.; MIRANDA, F. P.; BEISL, C. H. Evidência de uma Mega Captura Fluvial no Rio Negro (Amazônia) Revelada em Modelo de Elevação Digital da SRTM. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12., 2005, Goiânia, *Anais*, p. 1701-1707.
- ARVDSON, R.; BECKER, R.; SHANABROOK, A.; LUO, W.; STURCHIO, N.; SULTAN, M.; LOTFY, Z.; MAHMOOD, A. M.; EL ALF, Z. Climatic, Eustatic and Tectonic Controls on Quaternary Deposits and Landforms, Red Sea Coast, Egypt. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n. B6, p. 12.175-12.190, 1994.
- BOWMAN, D.; SHACHNOVICH-FIRTEL, Y.; DEVORA, S. Stream Channel Convexity Induced by Continuous Base Level Lowering, the Dead Sea, Israel. *Geomorphology*, v. 92, n. 1-2, p. 60-75, 2007.
- BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. Tributary-trunk Stream Relations in a Cut-and-Fill Landscape: a Case Study from Wolumla catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology*, v. 28, p. 61-73. 1999.
- BURNETT, A. W.; SCHUMM, S. A. Alluvial River Response to Neotectonic Deformation in Louisiana and Mississippi. *Science*, v. 222, p. 49-50. 1983.
- CATUNEANU, O. *Principles of Sequence Stratigraphy*. China: Elsevier, 2007. 375 p.
- WHIPPLE, K. X.; KIRBY, E.; BROCKLENHUST, S. H. Geomorphic Limits to Climate-Induced Increases in Topographic Relief. *Nature*, n. 401, p. 39-43. 1999.
- ENGLAND, P.; MOLNAR, P. Surface Uplift, Uplift of Rocks, and Exhumation of Rocks. *Geology*, v. 18, p. 1173-1177. 1990.
- FORSYTH, A.; NOTT, J. Evolution of Drainage Patterns on Cape York Peninsula, Northeast Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 50, p. 145-155. 2003.
- FORTES, E.; STEVAUX, J. C.; VOLKMER, S. Neotectonics and Channel Evolution of the Lower Ivinhema River: a high-bank Tributary of the Upper Paraná River, Brazil. *Geomorphology*, v. 70, n. 3-4, p. 325-338. 2005.
- FU, B.; AWATA, Y.; DU, J.; HE, W. Late Quaternary Systematic Stream Offsets Caused by Repeated Large Seismic Events Along the Kunlun Fault, Northern Tibet. *Geomorphology*, v. 71, n. 3-4, p. 278-292. 2005.
- HARBOR, D. J. Landscape Evolution at the Margin of the Basin and Range. *Geology*, v. 25, n. 12, p. 1111-1114. 1997.

- HARBOR, D. J. Dynamic Equilibrium between an Active Uplift and the Sevier River, Utah. *Journal of Geology*, v. 106, p. 181-194. 1998a.
- HARBOR, D. J. Dynamics of Bedforms in the Lower Mississippi River. *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, n. 5, p. 750-762. 1998b.
- HOLBROOK, J. M.; SCHUMM, S. A. Geomorphic and Sedimentary Response of Rivers to Tectonic Deformation: A Brief Review and Critique of a Tool for Recognizing Subtle Epeirogenic Deformation in Modern and Ancient Settings. *Tectonophysics*, v. 305, p. 287-306. 1999.
- HOWARD, A. D.; DIETRICH, W. E.; SEIDL, M. A. Modeling Fluvial Erosion on Regional to Continental Scales. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n. B7, p. 13.971-13.986. 1994.
- HUGGETT, R. J. *Fundamentals of Geomorphology*. Grã-Bretanha: Routledge, 2003. 386 p.
- JACKSON, J.; NORRIS, R.; YOUNGSON, J. The Structural Evolution of Active Fault Systems in Central Otago, New Zealand: Evidence Revealed by Drainage Patterns. *Journal of Structural Geology*, v. 18, n. 2-3, p. 217-234, 1996.
- JAIN, V.; SINHA, R. Response of Active Tectonics on the Alluvial Bagmati River, Himalayan Foreland Basin, Eastern India. *Geomorphology*, v. 70, n. 3-4, p. 339-356. 2005.
- KALE, V. S. The Sinuous Bedrock Channel of the Tapi River, Central India: Its Form and Processes. *Geomorphology*, v. 70, n. 3-4, p. 296-310. 2005.
- KELLER, E. A. *Environmental Geology*. EUA: Prentice-Hall, 2000. 562 p.
- KIRBY, E.; WHIPPLE, K. Quantifying Differential Rock-uplift Rates via Stream Profile Analysis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 29, n. 5, p. 415-418. 2001.
- KOOI, H.; BEAUMONT, C. Escarpment Evolution on High-elevation Rifted Margins: Insights Derived from a Surface Processes Model that Combines Diffusion, Advection, and Reaction. *Journal of Geophysical Research*. v. 99, n. B6, p. 12.191-12.209. 1994.
- LARUE, J. P. Effects of Tectonics and Lithology on Long Profiles of 16 Rivers of the Southern Central Massif Border Between the Aude and the Orb (France). *Geomorphology*, v. 93, n. 3-4, p. 343-367. 2008a.
- LARUE, J. P. Tectonic Influences on the Quaternary Drainage Evolution on the North-western Margin of the French Central Massif: The Creuse Valley Example. *Geomorphology*, v. 93, n. 3-4, p. 398-420. 2008b.
- LEEDER, M. R.; GAWTHORPE, P. L. Sedimentary Models for Extensional Tilt-block / Half-graben Basins. In: COWARD, M. P.; DEWEY, J. E.; HANCOCK, P. L. (Eds.). *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society of London Special Publications, v. 28, 1987. p. 139-152.
- LEOPOLD, L. B. Base Level Rise: Gradient of Deposition. *Israel Journal of Earth Sciences*, v. 41, p. 57-64. 1992.
- LI, L.; LU, X.; CHEN, Z. River Channel Change During the Last 50 Years in the Middle Yangtze River, the Jianli Reach. *Geomorphology*, v. 85, p. 185-196. 2007.
- MAGALHÃES JR., A. P.; SAADI, A. Ritmos da Dinâmica Fluvial Neo-cenozóica Controlados por Soerguimento Regional e Falhamento: O Vale do Rio das Velhas na Região de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, v. 2, n. 1, p. 42-54. 1994.
- MELLO, C. L.; RODRIGUES, H. B.; HATUSHIKA, R. S. Tectônica Quaternária e Anomalias de Drenagem na Região Centro-Norte do Espírito Santo. In: CONGRESSO DA ABEQUA, 10., 2005, Guarapari. *Anais...* 1 CD-ROM.
- MIALL, A. D. *The Geology of Fluvial Deposits – Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Alemanha: Springer, 2006. 582 p.
- MERRITS, D. J.; VINCENT, K. R.; WOHL, E. E. Long River Profiles, Tectonism, and Eustasy: A guide to Interpreting Fluvial Terraces. *Journal of Geophysical Research*. v. 99, n. B7, p. 14.031-14.050. 1994.
- MONTGOMERY, D. R. Valley Incision and the Uplift of Mountain Peaks. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n. B7, p. 13.913-13.921. 1994.
- MOORES, E. M.; TWISS, R. J. *Tectonics*. EUA: Freeman, 1995. 415 p.
- NELSON, M. *Hidrology and the River Environment*. Grã-Bretanha: Oxford, 1998. 221 p.
- NEVES, M. A.; MORALES, N.; BORGES, M. S.; EBERT, H. D. Compartimentação Morfotectônica da Região de Jundiá (SP). *Rev. Bras. Geoc.*, v. 33, n. 2, p. 167-176. 2003.
- MILLER, J. R. The Influence of Bedrock Geology on Knickpoint Development and Channel-Bed Degradation Along Downcutting Streams in South-Central Indiana. *Journal of Geology*, v. 99, p. 591-605. 1991.
- PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. *Para Entender a Terra*. Porto Alegre: Bookman, 2006. 656 p.
- SCHUMM, S. A. *The Fluvial System*. Nova Iorque: Wiley, 1977. 338 p.
- SCHUMM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Grã-Bretanha: Cambridge, 2002. 292 p.
- SELBY, M. J. *Earth's Changing Surface: an Introduction to Geomorphology*. Oxford: Oxford, 1985. 607 p.
- SKLAR, L. S.; DIETRICH, W. E. Sediment and Rock Strength Controls on River Incision into Bedrock. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 29, n. 12, p. 1087-1090. 2001.
- STECKLER, M. S. Controls on Erosional Retreat of the Uplifted Rift Flanks at the Gulf of Suez and Northern Red Sea. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n. B6, p. 12.159-12.173. 1994.
- SUMMERFIELD, M. A.; HULTON, N. J. Natural Controls of Fluvial Denudation Rates in Major World Drainage Basins. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n. B7, p. 13.871-13.883. 1994.

TOOTH, S.; BRANDT, D.; HANCOX, P. J.; MCCARTHY, T. S. Geological Controls on Alluvial River Behaviour: a Comparative Study of Three Rivers on the South African Highveld. *Journal of African Earth Sciences*, v. 38, p. 79-97. 2004.

TURNER, T. R.; LOCKE, W. W. River Terraces Below the 1959 Madison 'Slide. Disponível em <<http://www.homepage.montana.edu/~ueswl/madslide.html>>. Acesso em 17/07/05. 2005.

WOOLFE, K. J.; LARCOMBE, P.; ORPIN, A. R.; PURDON, R. G. Spatial Variability in Fluvial Style and Likely Responses to Sea-level Change, Herbert River, Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 47, p. 689-694. 2000.

YOUNG, R.; McDOUGALL, I. Long-term Landscape Evolution: Early Miocene and Modern Rivers in Southern New Wales, Australia. *The Journal of Geology*, v. 101, p. 35-49. 1993.