



SISTEMAS DE DRENAGEM E EVOLUÇÃO DA PAISAGEM **DRAINAGE SYSTEMS AND LANDSCAPE EVOLUTION**

Telma Mendes da Silva

Departamento de Geografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro
telmendes@globo.com

Bárbara Pereira dos Santos

Departamento de Geografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro
barbara_geo05@hotmail.com

RESUMO

Os mecanismos que envolvem a evolução dos sistemas de drenagem ao longo do tempo estão diretamente relacionados à própria compreensão da história evolutiva da paisagem, por estes ambientes trazerem consigo uma série de características em sua conformação, arranjo e distribuição dos canais fluviais que constituem peças fundamentais de um “quebra-cabeças” que envolvem à interpretação evolutiva de uma dada área. Neste contexto, o presente trabalho tem por objetivo trazer para debate aspectos fundamentais de análise dos sistemas de drenagem e que permitam à compreensão evolutiva da paisagem.

Palavras-chave: Sistemas fluviais; processos fluviais; evolução da paisagem.

ABSTRACT

The mechanisms that involve the evolution of drainage systems over time are directly related to their own understanding of the evolutionary history of the landscape, in these environments bring with them a number of features in its shape, arrangement and distribution of fluvial channels which are key components of a "puzzle" involving the evolutionary interpretation of a given area. In this context, this paper aims to bring to debate key aspects of analysis of drainage systems and to enable the evolving understanding of the landscape.

Keywords: Fluvial systems; fluvial processes; landscape evolution.

1. INTRODUÇÃO

Os sistemas de drenagem sempre foram destacados por sua importância, tanto para o homem, como também para os mecanismos de transformação da paisagem, estes vinculados aos processos de dissecação e (re)modelagem do relevo. Áreas próximas às margens dos rios, relacionadas a acúmulo de sedimentos, apresentam morfologia bastante suaves e sempre atraíram as sociedades humanas, devido tanto a sua fertilidade como a facilidade de ocupação. Um exemplo é o fato das primeiras civilizações terem se estabelecido entre os rios Tigres e Eufrates (Mesopotâmia), devido a facilidade de captação de água potável, recurso raro em climas semiáridos, e sendo vista como um fator atrativo para as populações e essencial para o desenvolvimento de atividades econômicas; e, por outro lado, a rede hidrográfica pode também corresponder a um aspecto repulsivo, como por exemplo a ocorrência de áreas inundáveis impróprias ao uso e ocupação.

A conformação da rede de drenagem, assim como a disponibilidade de água potável, tem enorme importância para manutenção dos seres vivos, e é recurso natural essencial tanto para as atividades produtivas quanto a própria vida.

Devido a estas características, a meta principal deste trabalho é reunir informações sobre os mecanismos de evolução sistemas de drenagem na organização e (re)organização da rede de drenagem, procurando destacar elementos fundamentais na compreensão do modelado terrestre, tendo como objetivo norteador destacar o papel do (re)arranjo da rede de drenagem na evolução da paisagem durante os últimos milhares de anos (Quaternário), principalmente, ao que tange a dinâmica evolutiva da drenagem formadora. Os objetivos específicos são

identificar e caracterizar os principais fatores controladores da evolução fluvial na transformação da paisagem.

1.1. Processos evolutivos dos canais fluviais

O estudo dos mecanismos modeladores das formas de relevo tem dado ênfase ora ao papel exercido pelos canais fluviais, ora ao papel dos processos de encosta, além da neotectônica. A geomorfologia clássica acentuou a importância do trabalho dos sistemas fluviais na elaboração do modelado, tendo a teoria do ciclo erosivo de William M. Davis (1889) influenciado os pesquisadores até meados do século XX. Como a dinâmica fluvial era usualmente utilizada para explicar o desenvolvimento da paisagem, tanto em pequena quanto em grande escala, pouca importância foi dada ao estudo das encostas até os anos 50. A partir desta década, os estudos geomorfológicos sobre processos de encosta e fluviais aparecem em novo contexto, inseridos no estudo de bacias de drenagem.

Na década de 60, a retomada por Hack (1960) e Howard (1965) dos conceitos desenvolvidos por Gilbert (1877a; 1877b) sobre a concepção teórica de desenvolvimento do modelado em termos de equilíbrio dinâmico conferiu um novo rumo à interpretação das formas de relevo. A noção de que todos os elementos da paisagem se interrelacionam é a base da concepção de K. Gilbert, que compreende os sistemas geomorfológicos como um “emaranhado” de variáveis interdependentes: os rios e seus níveis de base locais estão relacionados com os processos que se desenvolvem nas encostas da mesma forma que as encostas, sendo fonte de água e sedimentos para os rios, estão diretamente relacionadas com a dinâmica fluvial. O somatório e a interação de tais processos ao

longo do tempo resultariam na elaboração das formas de relevo; as diferenciações morfológicas da topografia resultariam da relação entre as variações na magnitude e intensidade dos processos, desencadeados a partir da atuação de forças internas e/ou externas ao sistema geomorfológico, e as diferenças de resistência do substrato.

A existência de modificações na paisagem como resultado da ação de fatores extrínsecos ao funcionamento do próprio sistema é bastante utilizada pelos geomorfólogos. Muitos autores consideram que os mecanismos de evolução dos sistemas fluviais e das encostas estão diretamente relacionados à dinâmica de atuação dos processos erosivos, principais agentes modeladores da paisagem, cujo desencadeamento estaria relacionado a variações de forças externas, tais como variações dos índices pluviométricos ou redução da cobertura vegetal (Leopold *et al.*, 1964), responsáveis por modificações significativas na dinâmica dos fluxos superficiais e subsuperficiais.

Outro fator que merece destaque na elaboração das formas de relevo se refere ao condicionamento estrutural (aspectos litológicos e tectônicos), também considerado como agente externo na elaboração da paisagem. Ainda no contexto da geomorfologia clássica, Penck (1953) interpreta a diversidade morfológica como função da interação entre as taxas de elevação da crosta (tectonismo) e as de denudação, enquanto Kennedy (1962) coloca que a erosão controla, em geral, os processos de denudação, sendo, porém, ambos controlados pelo tectonismo.

A grande variedade de respostas dos sistemas geomorfológicos seria, na realidade, função da variação de fatores externos e internos e indica uma complexidade temporal e espacial na evolução da paisagem de difícil explicação segundo as teorias tradicionais. Brusden e Thornes (1979) destacam que a

complexidade das respostas aos fatores desestabilizadores da paisagem é de fundamental importância na compreensão da elaboração de diferentes formas de relevo. A sensibilidade do modelado estaria diretamente relacionada às condições intrínsecas de cada subsistema, existindo subsistemas de alta sensibilidade ao lado de áreas praticamente estagnadas (Crickmay, 1959). Deste modo, a descontinuidade das respostas estaria associada não somente às interferências externas, mas representaria algo inerente à evolução do próprio sistema.

Schumm e Hadley (1957) elaboraram um modelo hipotético de ciclos de erosão/deposição para pequenas bacias de drenagem localizadas nas regiões de clima semiárido do oeste dos E.U.A., em que esses conceitos fundamentais já podiam ser apreendidos. Este modelo pode ser sintetizado nas seguintes etapas (Figura 1):

a) um vale tributário, entulhado por uma sedimentação intensa, é integrado à rede de drenagem pelo desenvolvimento de uma voçoroca remontante, iniciada nos alúvios do canal principal – o processo de regressão nas cabeceiras entulhadas promove uma fase de rejuvenescimento na bacia;

b) a erosão regressiva atinge os tributários menos hierarquizados;

c) o volume de sedimentos produzido é grande, em função da erosão nos tributários de ordens inferiores e nas encostas, levando, assim, a uma nova fase de agradação a partir da junção do vale tributário com o canal principal – local este onde o aporte de sedimentos é maior que a energia do fluxo para carregá-los, levando à sedimentação;

d) a deposição se estende para montante, preenchendo os canais de ordens menores até o preenchimento generalizado das cabeceiras de drenagem – sobre tais sedimentos podem se desenvolver

voçorocas descontínuas, o que daria início independente da dinâmica de evolução da a uma primeira fase de entalhamento drenagem principal. fluvial, ciclo este temporariamente

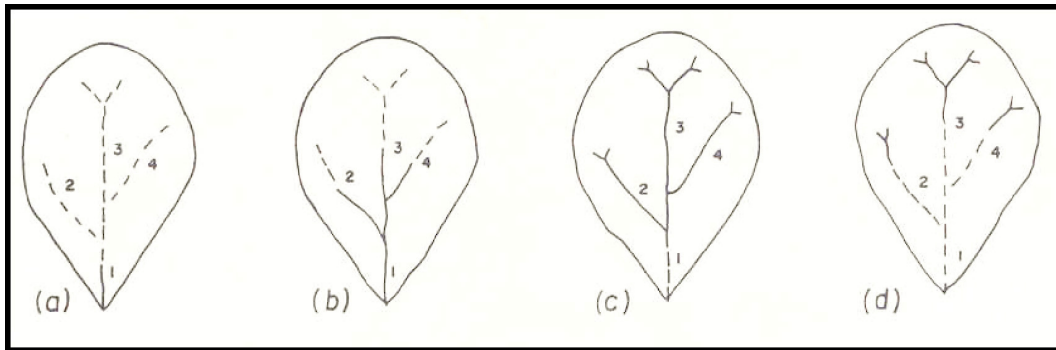


Figura 1 - O ciclo de encaixamento e preenchimento dos vales fluviais semiáridos. Os traços pontilhados indicam sedimentação dos canais e o traço contínuo processo de erosão linear acelerada (modificado de Schumm e Hadley, 1957).

Devido às dimensões que alcançam, *erosion*); o aprofundamento e alargamento os processos de erosão linear acelerada destes resultam em processos de erosão (voçorocas) têm sido bastante discutidos, linear acelerada – voçorocas (*gully erosion*). Outros pesquisadores, p. ex. principalmente, no que tange à sua origem e evolução. Para Hadley *et al.*, (1985), dois fatores são fundamentais na origem de importância dos fluxos subsuperficiais no desenvolvimento dos processos erosivos. O papel do homem na transformação acelerada da paisagem através da retirada da cobertura vegetal nativa – resultante do desmatamento, agricultura, queimadas e/ou pastagem.

Selby (1982), Chorley *et al.* (1984), Hadley *et al.* (1985) associam à dinâmica dos fluxos superficiais uma sequência evolutiva para os processos erosivos: fluxos superficiais laminares que resultam de um índice de precipitação superior à capacidade de infiltração dos solos, que, obedecendo à lei da gravidade, escoam à superfície do terreno – resultam em processos de erosão em lençol (*sheet erosion*), podendo evoluir através de uma gradativa concentração linear, originando pequenos e estreitos canais erosivos, que denominados de sulcos e ravinas (*rill erosion*); o aprofundamento e alargamento destes resultam em processos de erosão linear acelerada – voçorocas (*gully erosion*). Outros pesquisadores, p. ex. Whipkey e Kirkby (1978) destacam a importância dos fluxos subsuperficiais no desenvolvimento dos processos erosivos. O desencadeamento de fluxos subsuperficiais está relacionado a determinadas condições hidrodinâmicas dos solos: descontinuidades provocadas pela presença de camadas impermeáveis, acima das quais passariam a ocorrer fluxos subsuperficiais; níveis dentro do solo com condições de umidade antecedente muito elevada ou diferenciação do solo em camadas, de origem tanto pedogenética quanto sedimentar (Whipkey e Kirkby, 1978). A estes fluxos são associados os processos erosivos por túneis – tubos naturais que variam grandemente em comprimento (de poucos centímetros a centenas de metros) e diâmetros de até dois metros, comuns nas paredes das cabeceiras de voçorocas e/ou movimentos gravitacionais de massa. Tais túneis erosivos podem ser desencadeados a partir de determinadas condições nos solos, tais como fendas ocasionadas pelo ressecamento nos períodos de estiagem, que atingem camadas de diferentes permeabilidades, levando a uma infiltração

rápida e ao desencadeamento de fluxos carreamento das partículas pelos fluxos subsuperficiais em camadas mais d'água subsuperficiais; ressurgência de permeáveis subjacentes ou fendas que fluxos subsuperficiais em paredes de atingem camadas com alto percentual de voçorocas, onde a percolação da água faz argilas dispersivas, com desestruturação com que as partículas sejam levadas para dos agregados do solo facilitando o fora do solo (Figura 2).

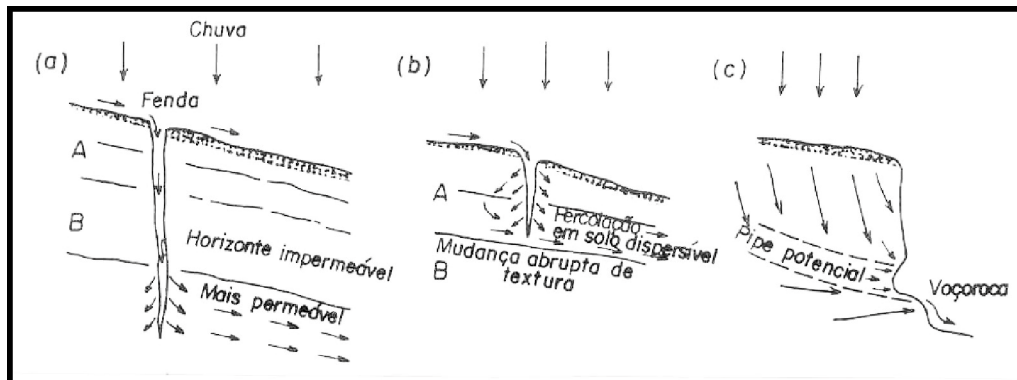


Figura 2 - Condições favoráveis à formação de túneis erosivos: a) fendas e horizonte permeável abaixo de impermeável; b) horizonte de argila dispersiva; c) retração de paredes de cabeceiras de voçorocas (modificado de Selby, 1982).

Berger e Aghassy (1984) sensivelmente das formas de vale com consideram que os fluxos superficiais vertentes de declives mais suaves, concentrados e o desencadeamento de desenvolvidas em locais onde ocorre processos erosivos acelerados (exemplo erosão fluvial normal. Schumm e Hadley ravinas e voçorocas) podem ser (1957), Leopold *et al.* (1964) e Selby interpretados como um primeiro estágio da (1982) também associam ao mecanismo evolução da rede de drenagem e, evolutivo das voçorocas os fenômenos de geralmente, revelam uma correspondência extensão da rede de drenagem ou com estruturas geológicas. Outro fato fenômenos de encaixamento erosivo nos observado por estes autores é que a fundos de vale, sem, no entanto, definir o dinâmica dos fluxos subsuperficiais pode grau de influência de fatores tectônicos ou ser influenciada localmente por estruturas climáticos.

soterradas, como falhas e dobras, que interrompem a uniformidade do fluxo pronunciado controle estrutural no podendo gerar fenômenos de erosão desenvolvimento e na distribuição de subsuperficial, principalmente em regiões voçorocas na região norte-ocidental do Estado de São Paulo, constatado pela feições resultantes são geralmente coincidência dos eixos longitudinais das definidas por vales profundamente voçorocas com as fraturas presentes. entrincheirados, onde ocorre o predomínio Ressaltam, também, a correlação de do mecanismo de *piping* (erosão por fluxo algumas voçorocas com variações nas subsuperficial raso) e *sapping* (erosão pela propriedades pedológicas (porosidade e descarga de água subterrânea) – Fernandes permeabilidade) dentro do próprio pacote (1990) – com desenvolvimento de túneis deposicional e no contato entre este e a erosivos e solapamento das paredes dos rocha. Morisawa (1985) afirma que planos vales, voçorocados por processo de de fratura exercem influência fundamental encaixamento fluvial, diferindo sobre o movimento da água em

subsuperfície.

Pode existir uma dupla função do controle estrutural: o ajustamento na forma e nos níveis de base ao longo do curso de canais pré-existentes, bem como a influência para formação e evolução de novos tributários.

Existe uma diversidade muito grande de interpretações quanto à origem e o comportamento das forças que atuam no desencadeamento dos fenômenos de erosão linear acelerada, sendo a complexidade dos fatores envolvidos bastante destacada na literatura (p. ex., Schumm e Hadley, 1957; Selby 1982; Chorley *et al.*, 1984). Selby (1982) relaciona três principais processos operando na formação e evolução de voçorocas: fluxos superficiais, movimentos gravitacionais de massa e erosão em túnel, que, por sua vez, ocorrem em conjunto e não como condicionantes isolados. Os ciclos de erosão e deposição na evolução dos sistemas fluviais e de encostas estão intimamente relacionados à concepção de dinamismo da paisagem.

A magnitude e a duração dos processos modeladores da paisagem (processos de erosão e sedimentação) sofreram grande variação ao longo do tempo e no espaço, tanto em diferentes regiões, como para uma mesma região. Kottlowsck *et al.* (1965) afirmam que nos últimos milhares de anos podem ser documentados inúmeros epiciclos de erosão e sedimentação, havendo uma variação destes episódios nas bacias de drenagem assim como ao longo de um mesmo canal fluvial, ligadas à variação dos limites críticos e das respostas complexas de cada ambiente.

Deve-se ser considerado que o entendimento da atuação dos processos modeladores da paisagem ao longo do tempo e suas variações espaciais, conseqüentemente a apreensão da história geomorfológica, necessitam da integração com os estudos estratigráficos, a partir da

análise detalhada do registro sedimentar, argumento material de preservação dos diferentes eventos de elaboração da paisagem (Johnson, 1982).

As formas atuais do relevo são resultantes do somatório dos processos relacionados aos rios e as encostas, e a variação de magnitude e frequência de tais processos ao longo do tempo geológico. Outro mecanismo importante na configuração do relevo é a diferença de resistência dos substratos, além da influência dos agentes internos e externos que o modelam, ou seja, os aspectos litológicos e tectônicos e aspectos voltados ao regime climático.

As últimas fases de elaboração das formas de relevo ocorreram no Quaternário. Nesse período a apreensão do mecanismo evolutivo dos ambientes de encosta e das calhas fluviais aparece como fundamental no processo de esculptura da paisagem, sendo possível através da análise de sistemas de drenagem investigar a evolução geológico-geomorfológica em escala local ou regional.

Ollier (1981), Summerfield (1991), Bishop (1995) fazem referência à utilização da análise do arranjo da rede de drenagem como parâmetro de investigação da existência de controle tanto de estruturas geológicas antigas como da tectônica ativa (neotectônica) na paisagem (Gontijo, 1999).

Segundo Burbank e Anderson (2001) os elementos de uma bacia de drenagem (interflúvios, encostas e canais fluviais) respondem de maneiras distintas aos impulsos tectônicos, sendo os mais sensíveis os canais fluviais. A diversidade e complexidade das respostas estariam relacionadas à sensibilidade da paisagem às modificações ambientais, existindo subsistemas de alta sensibilidade ao lado de áreas praticamente estagnadas (Moura, 1990). Por exemplo, a mudança de um grau na declividade do gradiente do canal pode

causar o aumento significativo do poder erosivo do fluxo, começando o rio a erodir seu próprio leito, enquanto que áreas de captura da bacia e interflúvios são praticamente insensíveis a tais mudanças numa escala de tempo pequena. Esta rapidez na resposta aos impulsos tectônicos torna os cursos fluviais os elementos de menor inércia geomorfológica, com isso seriam os ambientes mais favoráveis para o estudo das alterações da paisagem em “escala de tempo holocênica”.

1.2. Fatores controladores da evolução fluvial

A morfologia de um vale depende de três mecanismos da evolução fluvial (Small, 1978): aprofundamento de vale; erosão lateral (alargamento) e comprimento dos vales.

O **aprofundamento do vale** acontece quando um rio adquire mais velocidade, ou volume de água e passa a erodir mais do que pode depositar.. Este processo ocorre principalmente nas cabeceiras de rios, onde a energia potencial é maior. Tais vales apresentam seções mais recortadas (em forma de V), com fluxo de água mais veloz e turbulento, o que intensifica a ação erosiva do canal.

A **erosão lateral ou o alargamento de vale** ocorre quando um rio não consegue mais erodir o seu leito, ou seja, alcançou o seu nível de base. O rio, porém continuará a erodir o vale a sua volta, dessa vez mais intensamente nas laterais do seu curso, alargando assim seu vale. Durante essa erosão lateral o rio poderá apresentar curvas meândricas, ou seja, terá um curso mais sinuoso, poder erosivo reduzido e menor velocidade, ou outras vezes apresentar forma em *Braided* (ver em Nanson and Knighton 1996).

Em relação ao **comprimento dos vales** um rio pode aumentá-lo de duas formas diferentes: através da **erosão de cabeceira**, que está intimamente ligada a

gênese e evolução de ravinas, voçorocas e vales. Este mecanismo evolutivo ocorre quando a erosão no curso de um rio chega à cabeceira devido a uma maior intensidade erosiva alcançado por este, podendo erodir o divisor de água resultado na captura fluvial da rede de drenagem adjacente; e através da **formação deltaica na foz**, levando ao aumento da extensão do rio e neste caso se faz através da deposição de sedimentos, e não da erosão. Quando um rio deságua em corpos de águas mais calmos que o próprio rio, como por exemplo, lagos e oceanos, sua velocidade é dissipada e sua carga sedimentar depositada. Devido à continuidade deste processo, essa deposição começa a assorear a desembocadura do rio, se este não obtiver força suficiente para escavar novamente a mesma saída, se torna forçado a procurar um curso secundário a ser seguido. Dessa forma, criam-se os deltas fluviais.

No entanto, em alguns casos a corrente marítima é mais forte que a do rio e não há formação de um delta estruturado.

O estágio de evolução de um rio pode ser visualizado a partir de um perfil longitudinal, que mostra principalmente sua declividade. Segundo Christofolletti (1981) o perfil longitudinal de um rio é a representação visual da relação entre a altimetria e o comprimento de determinado curso de água, para as diversas localidades situadas entre a nascente e a foz, este apresenta genericamente declividades maiores em direção a nascente e cada vez mais suaves em direção à jusante (Figura 3).

No entanto este decréscimo da declividade em direção a jusante não é constante, podem ocorrer modificações no perfil longitudinal, por exemplo, devido o aumento de sedimentos carregados. O perfil longitudinal de um rio é considerado em equilíbrio, quando este possui uma declividade que providencie a velocidade necessária para que possa transportar toda

a carga que lhe é fornecida pelo setor a busca pelo equilíbrio propaga-se de montante, mantendo desta forma a maneira progressiva a partir do nível de declividade sem alterações. O rio base. Os setores localizados a jusante são equilibrado possui um balanço constante os primeiros a alcançarem o perfil de entre a taxa de sedimentação e erosão, ou equilíbrio, enquanto os próximos à seja, erosiona e transporta sedimentos de cabeceiras serão os últimos. A erosão forma eficiente, sendo um rio ideal. regressiva constitui o processo responsável

Segundo Christofolletti (1981) a por essa expansão remontante.

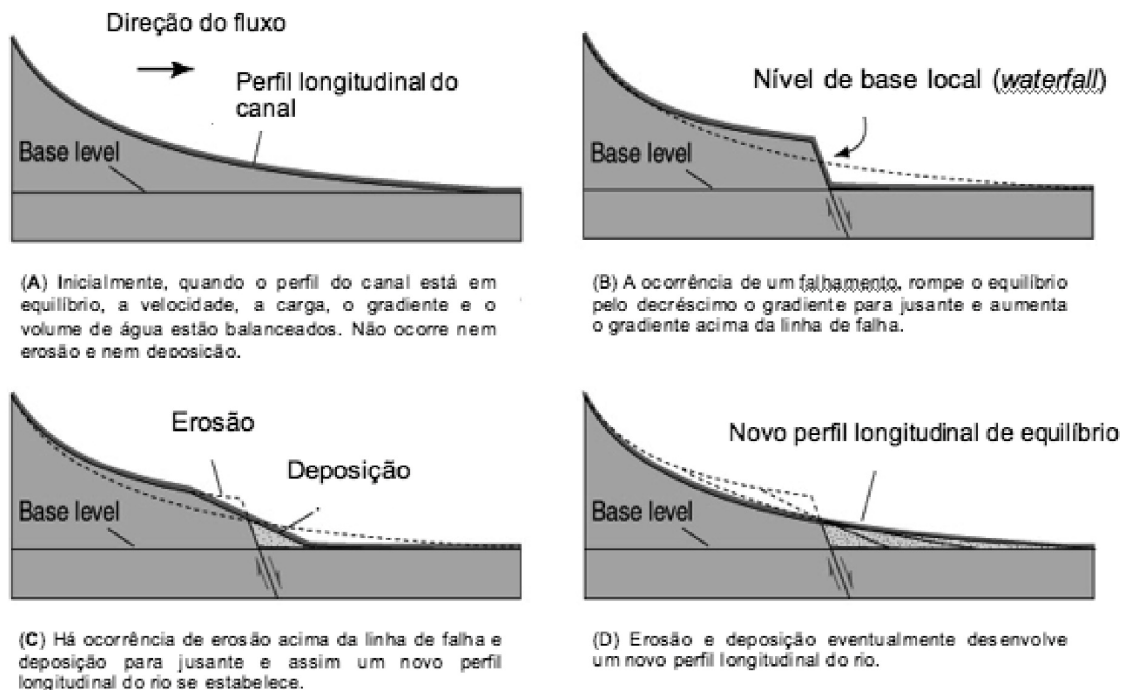


Figura 3 - Esquema evolutivo de um perfil de rio ao longo do tempo, de acordo com diferentes influências estruturais e de sedimentação até se aproximar das condições do perfil de equilíbrio. Modificado de *Brooklyn College Geology* (2008).

Segundo Christofolletti (1981) o equilíbrio propaga-se de maneira progressiva, a partir do nível de base. Os setores localizados a jusante são os primeiros a alcançarem o perfil de equilíbrio, enquanto os próximos às cabeceiras serão os últimos. A erosão regressiva constitui o processo responsável por essa expansão remontante.

1.3. Níveis de base e evolução dos sistemas de drenagem

A primeira concepção formal do conceito de níveis de base foi introduzida por J. W. Powell em 1875, segundo este autor o nível de base seria o limite mais baixo do qual o rio não pode mais erodir, o nível do mar é o nível de base global, onde a erosão cessa. No entanto, podem ocorrer níveis de base locais e temporários representado genericamente por um afloramento rochoso mais resistente ao longo do leito de um rio, que exerce a

mesma função temporariamente, ou seja, considerado por Powell (1875) como nível impede a dissecação do relevo à montante de base geral, sofre variações devido às oscilações eustáticas. Segundo Dantas (1995) não existe um nível de base fixo na natureza, pois até mesmo o nível do mar,

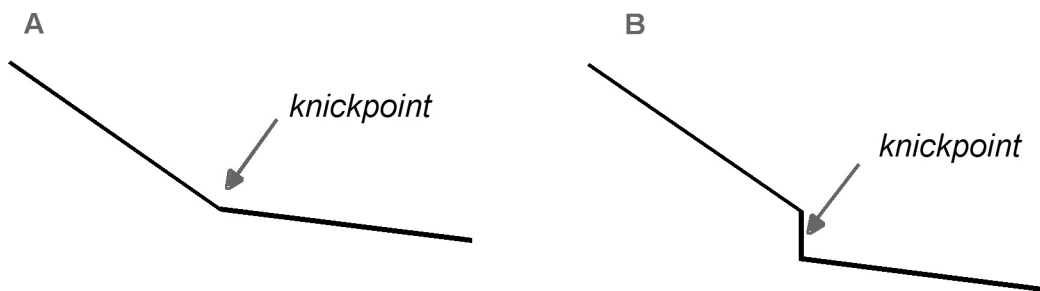


Figura 4 - Perfis esquemáticos de *knickpoints* (níveis de base locais): **A** – variação de declividade ao longo do perfil que leva a variação de energia do fluxo d’água ou competência do canal fluvial, a partir do qual começa a predominar a deposição; **B** – variação abrupta de declividade ao longo do perfil, marcando um nível encachoeirado.



Figura 5 - Desnível topográfico dado pela ocorrência de um Nível de Base Local (NBL) – indicado pela seta na cor branca - que mostra uma retenção da sedimentação à montante e um acentuado encaixamento fluvial à jusante. Foto da Nova Zelândia – Fonte: *Civil and Environmental Engineering* (2008).

Os níveis de base podem ser **nível de base local**: superfície limite para a erosão nivelada a partir de elementos situados no interior das áreas continentais, como por exemplo, a superfície de um lago. Para Cotton (1948) o nível de qualquer ponto do rio pode ser considerado como nível de base local para o trecho do rio situado a montante do ponto e para todos os seus tributários (Figura 6).
nível de base geral: que corresponde a superfície plana formada como prolongamento do nível do mar sob as terras continentais;
nível de base temporário: superfície limite para a erosão, nivelada a partir de um elemento de duração relativamente efêmera, como mencionado anteriormente, como um afloramento de rochas resistentes ao longo do curso de um rio (Figura 3) e conceito de nível de base se tornou um

elemento básico para os estudos de base gera uma retomada da erosão através geomorfologia fluvial, considerando que de uma nova onda erosiva ou de uma fase este é o ponto controlador da erosão de entulhamento que progridem remontante de um canal fluvial. Toda e gradativamente ao longo dos cursos dos qualquer mudança na posição do nível de rios em direção de montante.

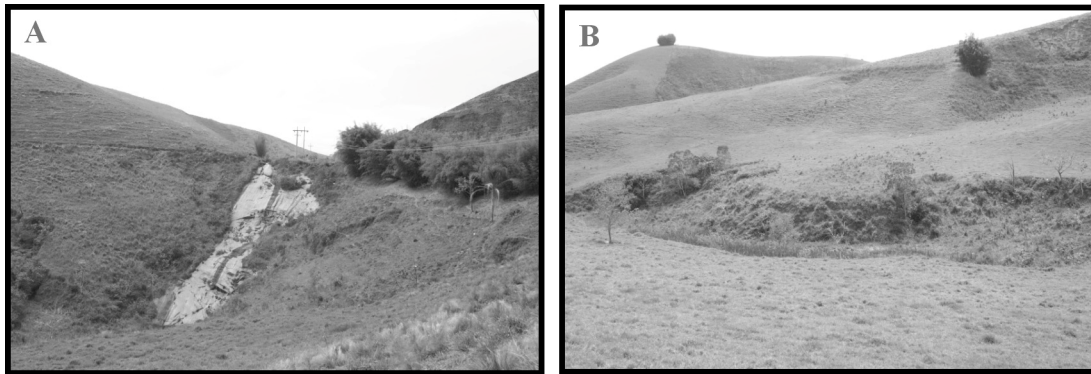


Figura 6 - A: *knickpoint* (alteração no nível de base) no afluente do rio Vargem Grande, onde o processo de erosão é mais acentuado; **B:** retenção da sedimentação quaternária acima do *knickpoint* (A) - (Bananal -SP). Fonte: Silva *et al.* (2006).

1.4. A migração de níveis de base locais e de cabeceiras de drenagem e o desencadeamento de capturas fluviais

As alterações dos níveis de base locais (denominados *knickpoints*) são grandes irregularidades no perfil longitudinal de um rio como degraus, descontinuidades, onde há mudanças bruscas na declividade entre dois segmentos fluviais, gerando uma grande ação erosiva e o que provoca uma fase de rejuvenescimento. Estas alterações podem ocorrer devido à diferença de erodibilidade, rochas mais resistentes tendem a marcar mudanças bruscas, ou

devido ao tectonismo (dobramentos ou falhas). O *knickpoint* torna o perfil longitudinal do rio mais íngreme aumentando assim o seu poder erosivo, essa erosão do leito do rio impulsionará a migração do *knickpoint* em direção à cabeceira o que pode resultar em uma captura de drenagem (Burbank e Anderson, 2001).

Segundo Christofletti (1981) capturas fluviais correspondem ao desvio das águas de uma bacia fluvial para outra, promovendo a expansão de uma drenagem em detrimento da outra (Figura 7).

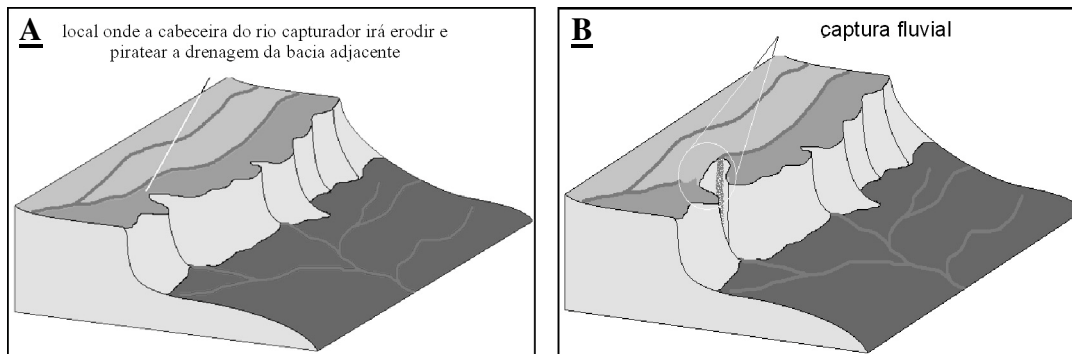


Figura 7 - Esquema evolutivo do mecanismo de evolução de sistemas de drenagem levando ao fenômeno de captura fluvial. **A** – bacias de drenagem que ocupam posição altimétrica diferenciada e drenam em sentidos diferentes, sendo a nascente do canal localizado na bacia mais rebaixada situado na área íngreme que marca o desnível entre as bacias e, portanto, tem maior poder erosivo e maior taxa de erosão remontante; **B** – erosão da área escarpada levando ao encaixamento da drenagem e a captura do canal que drenava para o sentido oposto. Fonte: Department of Geology and Environmental Science James Madison University (2007).

A disposição espacial e o arranjo dos cursos de água constituem o principal critério para se inferir a existência de capturas de drenagem, sendo que estas podem ser classificadas em cinco subclasses (Bishop, 1995): **captura por absorção**: ocorre quando um rio entalha mais rapidamente do que outros adjacentes a ele, alargando assim seu divisor e englobando cursos laterais; **captura por aplainamento lateral**: ocorre quando um rio principal, mediante a erosão lateral, corta o interflúvio que o separa de um tributário, e passa a desviar as águas a montante do referido curso, deixando-o praticamente seco o vale localizado na parte jusante do curso decapitado; **captura por transbordamento**: ocorre quando um rio recebe um aporte muito grande de sedimentos, o que gera o entulhamento de seu leito; **captura subterrânea**: ocorre geralmente em áreas de rocha calcária e de rochas mais solúveis; **recuo de cabeceiras**: ocorre quando um canal erode o divisor mais agressivamente que o outro adjacente (rebaixamento do divisor) e assim captura o fluxo d'água deste mais fraco (Figura 8). As evidências em campo, fotografias aéreas, imagens ou mesmo cartas topográficas mais comuns de capturas fluviais podem ser documentadas segundo Bishop (1995) através da identificação de: **cotovelos de drenagem** (*elbow of capture*) - que pode constituir o ponto de captura de um rio. Caracteriza-se pela forma em ângulo agudo, frequentemente da ordem de 90^0 , e indica a direção da mudança do canal. Uma malha de drenagem, quando é caracterizada por muitos cotovelos de captura, é chamada de *barbed drainage*. Estas são as evidências mais comuns de reorganização da rede de drenagem e implicam em capturas de cabeceiras e na linha de drenagem (Figura 8a.iii) e **vales secos** (*wind gaps*), que são feições de vales abandonados que surgem após a captura, caracterizados pela presença de vales secos com sedimentos fluviais entre a feição de cotovelo e o novo trecho capturado, este que é geralmente encachoeirado (Figura 8a.iii; 8b.iii; 8c.iii).

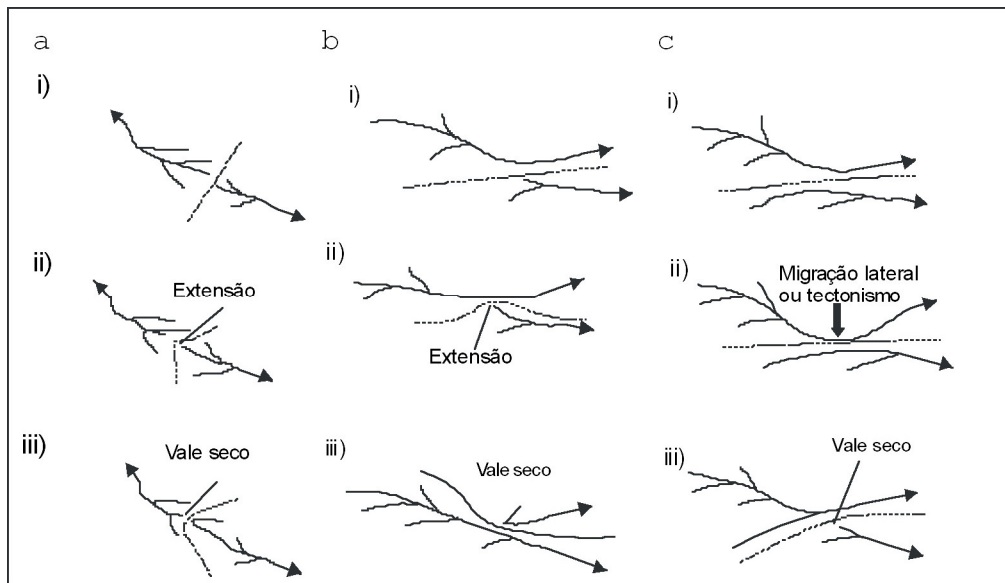


Figura 8 - Rearranjo da drenagem com visão em planta das capturas de drenagem. A linha tracejada é o divisor da drenagem. (a) extensão de cabeceiras de drenagem alinhadas, (b) extensão da cabeceira de uma bacia de menor extensão em direção a bacia adjacente, levando a captura de parte dos canais de drenagem da bacia adjacente e (c) invasão lateral por migração de uma curvatura de um canal ou por tectonismo para uma bacia de drenagem adjacente (Modificado de Bishop, 1995).

1.5. Capturas fluviais e inversões de relevo

Quando ocorre um processo de degradação do nível de base de um rio é acelerado o processo de recuo de cabeceiras de drenagem por voçorocas afetando tanto as encostas (principalmente nos eixos das paleodepressões e *hollows*), como também as sub-bacias. Este processo, como mencionado anteriormente, pode levar ao deslocamento do divisor (interflúvio) em direção ao *hollow* adjacente, invertendo assim a topografia. Por outro lado, o deslocamento das linhas de fluxo dentro das cabeceiras de drenagem pelos fenômenos de erosão linear acelerada pode promover mudanças no posicionamento dos segmentos de encosta, gerando também fenômenos de inversão de relevo (Moura, 1990).

Outro tipo de situação de inversão de relevo corresponde àquela decorrente ao deslocamento das linhas de fluxo dentro da cabeceira de drenagem, encontrando-se diretamente controladas pela dinâmica fluvial.

Uma das principais consequências do mecanismo de inversão da topografia das encostas constitui na alteração das condições de drenagem dos materiais colúviais, o que interfere na evolução dos solos e do próprio relevo.

Para Fernandes e Coelho Netto (1990) tanto a inversão de relevo como a captura de sistemas de drenagem adjacentes resultam de crescentes pressões de escoamento e erosão basal próximo aos divisores dos rios (...). Porém, contrastes entre fundos de vales elevados de dois sistemas de drenagem adjacentes parece ser a condição requerente para prover tal modelo de pirataria de rios subterrâneos explicando a captura de rios.

2. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A paisagem está sempre em processo de transformação. As transformações nas paisagens pelos aspectos físicos podem ocorrer através das forças internas e externas. No entanto, estas forças agem de forma concomitante na morfoestrutura da paisagem, ou seja, existe uma combinação entre a estrutura geológica pré-existente, com os elementos dinâmicos da superfície terrestres, os agentes externos.

Como foi mencionado, tanto a morfologia quanto a rede de drenagem possuem papel relevante na evolução da paisagem e estes dois fatores são complementares, e se interagem ao longo do tempo e do espaço. Muitos autores consideram que os mecanismos de evolução dos sistemas fluviais e das encostas estão diretamente relacionados à dinâmica de atuação dos processos erosivos, principais agentes modeladores da paisagem, cujo desencadeamento estaria relacionado a variações de forças externas, tais como variações dos índices pluviométricos ou redução da cobertura vegetal (Leopold *et al.*, 1964), responsáveis por modificações significativas na dinâmica dos fluxos superficiais e subsuperficiais.

A paisagem, portanto, não é dada para todo o sempre, é objeto de mudança. É resultado de adições e subtrações sucessivas. É uma espécie de marca da história do trabalho anterior a que esta foi submetida (Santos, 1988).

3. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arid, F.M.; Barcha, S.F. 1975. Controle estrutural de boçorocas na região norte-ocidental do estado de São Paulo. *Ciência e Cultura*, v.27, n.7, p.187-188.
- Berger, Z.; Aghassy, J. 1984. Near-surface groundwater and evolution of structurally controlled streams in soft sediments. *Groundwater as a Geomorphic Agent*, Allen & Unwin, London. p. 59-77.
- Bishop, P. 1995. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, v.19, n.4, p.449-473.
- Brooklyn College Geology. <http://www.academic.brooklyn.cuny.edu/geology/cheng/NYC_Water/Lecture3_surfacewater.ppt>. Acessado em:14/08/2008.
- Brusden, D.; THORNES, R. 1979. Landscape sensitivity and change. *Transactions Institute of British Geographers*, v.4, n.4, p.463-84.
- Burbank, D.; Anderson, R.S. 2001. Holocene deformation and landscape responses. *Tectonic Geomorphology*, Ed. Blackwell Science, Massachusetts, USA. p.159-162.
- Chorley, R.J.; Schumm, S.A.; Sugden, D.E.1984. *Geomorphology*, Methuen & Co., London. 605p.
- Christofoletti, A. 1981. Perfil longitudinal de cursos de água. *Geomorfologia fluvial (Volume 1 - O Canal)*. Edgar Blücher, São Paulo, p.93-144.

- Civil and Environmental Engineering. <http://cee.uiuc.edu/people/parkerg/powerpoint_lectures/>. Acessado em: 23/07/2008.
- Cotton, C.A. 1948. *Landscape*, Cambridge University Press, Cambridge. 509p.
- Crickmay, C.H. 1959. *A preliminary inquiring into the formulation and applicability of the geological principle of uniformity*. Evelyn Mille Books: Calgary. 55p.
- Dantas, M.E. 1995. *Controles naturais e antropogênicos da estocagem diferencial de sedimentos fluviais: Bacia do rio Bananal (RJ/SP), Médio Vale do rio Paraíba do Sul*. Rio de Janeiro, 142p. (Dissertação de Mestrado – PPGG/UFRJ).
- Davis, W.M. 1889. *The geographical cycle*. *Geographical Journal*, v.14, p.481-504.
- Department of Geology and Environmental Science James Madison University. <http://www.csmres.jmu.edu/geollab/eaton/web/eaton_files/Courses/GEOL%20110/Presentations/Part%203/Rivers.ppt> Acessado em: 17/10/2007.
- Fernandes, N.F. 1990. *Hidrologia subsuperficial e propriedades físico-mecânicas dos "Complexos de Rampa" – Bananal (SP)*. 150p. Rio de Janeiro. (Dissertação de Mestrado – PPGGeol./IGEO-UFRJ).
- Fernandes, N.F.; Coelho Netto, A.L. 1990. *Hillslope Erosion, Sedimentation, and Relief Inversion In SE Brazil: Bananal (SP)*. *International Association of Hydrological Sciences Publications (IAHS)*. v. 192, p. 174-182.
- Gilbert, G.K. 1877a. *Geological investigations in the Henry Mountains, Utah*. *American Nature*, v.2, p.447p.
- Gilbert, G.K. 1877b. *Report on the Geology of the Henry Mountains*. *Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region – U.S. Govt. Printing Office*. 160p.
- Gontijo, A.H.F. 1999. *Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: região da serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro*. Rio Claro, 259p. (Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista).
- Gontijo, A.H.F.; Silva, T.M.; Moura, J.R.S. 2000. *Anomalias de drenagem como elemento indicativo do controle neotectônico no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ)*. In: *III Simpósio Nacional de Geomorfologia - O relevo a água e o homem, 2000*. Campinas - SP: UGB. Anais... 1:231-231.
- Guerra, A.T.; Guerra, A.J.T. 2005. *Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico*, Ed. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 2a. ed. 648p.
- Hadley, R.F.; Lal, R.; Onstad, C.A.; Walling, D.E.; Yair, A. 1985. *Recent developments in erosion and sediment yield studies*. UNESCO, Paris, 127p.
- Howard, A.D. 1965. *Geomorphological systems-equilibrium and dynamics*. *American Journal Science*, v.263, p.302-312.
- Johnson, W.H. 1982. *Interrelationships among geomorphic interpretations of the stratigraphic record, processes, geomorphology and geomorphic models*. *Space and time in Geomorphology*, Allen & Unwin, London. Cap. 10, p.219-241.
- Kennedy, W.Q. 1962. *Some theoretical factors in geomorphological analysis*. *Geological Magazine*, v.99, n.4, p.304-312.
- Kottlowsck, F.E.; Cooley, M.E.; Ruhe, R.V. 1965. *Quaternary geology of the Southwest*. *Quaternary of the United States*, Princeton University Press, Princeton. Cap. 10, p.287-289.
- Leopold, L.B.; Wolman, M.G.; Miller, J.P. 1964. *Drainage pattern evolution*. *Fluvial Processes in Geomorphology*, Freeman & Company, San Francisco, Cap. 10, p.411-432.
- Morisawa, M. 1985. *Rivers*. *Geomorphology texts*. Longman Inc., London, 222p.
- Moura, J.R.S. 1990. *As transformações ambientais do Quaternário Tardio do médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/ RJ)*. Rio de Janeiro, 265p. (Tese de Doutorado – PPGGeol.-IGEO/UFRJ).
- Ollier, C.D. 1981. *Tectonics and landforms*. *Geomorphology texts*, Longman Inc., London, p.57-161.
- Penck, W. 1953. *Morphological analysis of land forms*, Macmillan, London, 429p.
- Powell, J.W. 1875. *Exploration of the Colorado river of the west and its tributaries*. *Smithsonian Institution*, Washington D.C. 291p.
- Santos, M. 1988. *Metamorfose do espaço habitado*, Hucitec, São Paulo, 124p.
- Schumm, S.A.; Hadley, R.F. 1957. *Arroyos and the semiarid cycle of erosion*. *American Journal Science*, v.255, p.473-485.
- Selby, M.J. 1982. *Hillslope materials and processes*. Oxford University Press, Oxford, 264p.
- Silva, T.M.; Monteiro, H.S.; Cruz, M.A.; Moura, J.R.S. 2006. *Anomalias de drenagem e evolução da paisagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP)*. *Anuário do Instituto de Geociências (Rio de Janeiro)*, v. 29, p. 210-224.



Small, R.J. 1978. The study of landforms. Cambridge University Press, Cambridge, 2ª Edição, 502p.

Summerfield, M.A. 1991. Global Geomorphology. Longman Scientific & technical, London, 537p.

Whipkey, R.Z.; Kirkby, M.J. 1978. Flow within the soil. Hillslope Hydrology. Wiley & Sons, New York, Cap. 4:121-144.